

Die Integration hochauflösender Fernerkundungsdaten für die physiographische Parameterisierung von Wasser- und Stofftransportmodellen - Fallbeispiele aus Thüringen und dem südlichen Afrika

Habilitationsschrift

vorgelegt am
3. Juli 2001

der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Schiller-Universität Jena

von

Dr. rer. nat. Volker Hochschild

aus Jugenheim an der Bergstraße

Gutachter

1. Prof. Dr. W.A. Flügel
2. Prof. Dr. Chr. Schmullius
3. Prof. Dr. F. Quiel

Erteilung der Lehrbefähigung am 21. November 2001

Vorwort

Die Fernerkundung als moderne Technologie ist mittlerweile in der Lage, eine ganze Reihe von Umweltparametern flächendeckend und mit ausreichender Genauigkeit zu erfassen. Gerade die Modellierung von Wasser in all seinen Zustandsformen, die Erfassung von Wasserbilanz und Wasserqualität erfordert zuverlässige, aktuelle Eingabedaten. Wasser als lebenswichtiges Naturgut wird in seiner wirtschaftlichen und politischen Bedeutung zukünftig eine tragende Rolle spielen. Umso wichtiger sind Forschungen zur quantitativen Ableitung von Größen, die den Wasserhaushalt beeinflussen.

Vor diesem Hintergrund entstand die vorliegende Habilitationsschrift im Rahmen meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Assistent in den Jahren 1995 bis 2001 am Lehrstuhl für Geoinformatik, Geohydrologie und Modellierung des Institutes für Geographie der Friedrich-Schiller-Universität Jena. Zu der Bearbeitung des Themas, der Ableitung von hydrologisch relevanten Modellparametern aus Fernerkundungsdaten, wurde ich durch den Aufbau der Abteilung Fernerkundung und die intensive Zusammenarbeit mit meinen hydrologisch orientierten Kollegen in zahlreichen Drittmittelprojekten inspiriert.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. W.A. Flügel für die wissenschaftliche Betreuung und Förderung meiner Arbeit. Von ihm erhielt ich vor allem im Bereich der Hydrologie sowie zur Strukturierung der Arbeit wertvolle Ratschläge und Anregungen. Nicht zuletzt ihm ist es zu verdanken, dass diese Habilitation unter einzigartigen Arbeitsbedingungen am Institut für Geographie entstehen konnte. Frau Prof. Dr. Chr. Schmullius und Herrn Prof. Dr. F. Quiel danke ich für die Bereitschaft zur Begutachtung und die hilfreiche Beratung bei Fernerkundungsproblemen.

Danken möchte ich ebenso Bettina Müschen und Martin Herold für ihre moralische Unterstützung in zahlreichen Diskussionsrunden, die kompetente Durchsicht des Manuskripts und die Hilfe bei der Durchführung der Geländekampagnen in Zeulenroda sowie der Analyse der multifrequenten Flugzeug-SAR-Daten. Helmut Staudenrausch und Jörg Helmschrot unterstützten mich in GIS-Fragen und bei den Untersuchungen in Afrika. Meinen Kollegen Klaus Bongartz, Manfred Fink und Peter Krause danke ich für die fruchtbaren Diskussionen und Anregungen in Modellierungsfragen. Gleiches gilt für meinen langjährigen Weggefährten Dr. Martin Klenke und Annett Bartsch, mit denen ich die Daten der ERS-Tandem-Mission wissenschaftlich bearbeiten konnte. Christian Thiel möchte ich an dieser Stelle für die polarimetrischen Auswertungen im Rahmen des PHYMO-Projektes danken. Allen Studenten gebührt mein herzlicher Dank für die tatkräftige Mithilfe innerhalb der Forschungsarbeiten am Institut. Ein besonderer Dank gilt unserem Systemadministrator Rainer Hoffmann für die unerschöpfliche Geduld bei der Aufrechterhaltung der hard- und softwaretechnischen Rahmenbedingungen zur Durchführung dieser Arbeit.

Ralf Horn vom Institut für Hochfrequenztechnik der DLR in Oberpfaffenhofen möchte ich für die Durchführung der beiden E-SAR-Befliegungen in der Bröl und in Zeulenroda sowie die anschließende Datenprozessierung danken. Den Herren Selsam und Sieckmann von der Thüringer Landesanstalt für Umwelt sowie Katrin Weise von der Firma JenaOptronic danke ich für die gute Zusammenarbeit innerhalb des RIVER-Projektes. Des weiteren möchte ich mich bei allen internationalen Partnern der beiden EU-Projekte IWRMS und ARSGISIP für die Kooperations- und Hilfsbereitschaft bedanken.

Jena, im Juni 2001

Volker Hochschild

Die Integration hochauflösender Fernerkundungsdaten für die physiographische Parameterisierung von Wasser- und Stofftransportmodellen - Fallbeispiele aus Thüringen und dem südlichen Afrika

Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit leistet einen Beitrag zum Einsatz von Fernerkundungsdaten für die Parameterisierung hydrologischer Modelle. Zunächst geht es dabei um die hydrologische Systemanalyse des Istzustands, bei der möglichst umfassende flächendeckende Informationen der einzelnen Systemkomponenten aufgenommen werden müssen. Theoretisch angenommene Genauigkeitswerte einzelner Parameter müssen empirisch belegt bzw. quantifiziert werden um damit die zeitlichen, räumlichen und thematischen Anforderungen der Modelle zu erfüllen. Im Vordergrund stehen dabei die vier hydrologischen Modellierungskomponenten Landnutzung, Vegetation, Bodenfeuchte und Relief, zu denen mit Hilfe von optischer- und Mikrowellendatenauswertung sowohl flächendeckende Eingabeparameter als auch Validierungsgrundlagen erarbeitet werden konnten.

Bei der Landnutzungserfassung konnten mit optischen Fernerkundungsdaten durch die Kombination multispektraler und textueller Klassifikationsansätze hohe Genauigkeiten (> 90 %) in der geforderten Klassentiefe erzielt werden. Obwohl mit Mikrowellensystemen generell geringere Klassifikationsgenauigkeiten erreicht werden, erlaubt die Integration der interferometrischen Kohärenz sowie die Verwendung multifrequenter und multipolarimetrischer Radarsysteme nicht nur die beleuchtungs- und witterungsunabhängige Erfassung der saisonalen Dynamik der Landnutzung, sondern auch das Erkennen weiterer Differenzierungen, die mit optischen Daten so nicht möglich sind.

Zwar besteht nach wie vor keine standardisierte Methode zur Abschätzung der Vegetationsbedeckung, dennoch konnte gezeigt werden, dass flächendeckende Vegetationsparameter entsprechend den Modellanforderungen bereitgestellt werden konnten. Der Pflanzenwassergehalt konnte aus multipolarimetrischen L-Band-Daten mit hoher Genauigkeit abgeleitet werden. Die Bodenfeuchte konnte trotz system- (Speckle-Effekt) und objektbedingter (Vegetationsbedeckung) Einschränkungen mit Hilfe polarimetrischer L-Band-Radardaten bestimmt werden. Im Vergleich zu Interpolationen aus Geländemesswerten und verschiedenen Indexwerten ergab sich aus den Radardaten eine realistischere Abbildung der Bodenfeuchtigkeitsverhältnisse. Die mit Methoden der Stereophotogrammetrie bzw. Interferometrie abgeleiteten Höhenmodelle sind für mesoskalige hydrologische Modellierungen geeignet, müssen aber vor der Reliefanalyse durch Subtraktion der Vegetations- bzw. Gebäudehöhen in Geländemodelle umgewandelt werden.

Als zusammenfassendes Ergebnis dieser Arbeit kann der Leitfaden für die Erfassung hydrologischer Modellparameter angesehen werden. Damit besitzt der Hydrologe ein wertvolles Werkzeug zur flächendeckenden Parameterisierung bzw. zur Ermittlung von Validierungsgrundlagen für distributive hydrologische Modelle.

The Integration of High Resolution Remote Sensing Data for the Physio-graphical Parameterization of Water Balance and Solute Transport Models – Examples from Thuringia and Southern Africa

Summary

The presented thesis contributes to the use of remote sensing data for the parameterization of hydrological models. Primarily this includes hydrological systems analysis where comprehensive areal information about the system components has to be acquired. Theoretically assumed accuracies of single parameters have to give evidence for empirically or have to be quantified to fulfill the timely, spatial and thematical requirements of the models. Special emphasis is given to the four hydrological modelling components land cover, vegetation, soil moisture and relief for whom areal input parameters as well as validation data could be derived from optical and microwave remote sensing data.

For the land cover registration high accuracies ($> 90\%$) could be achieved with optical data through the combination of spectral and textural approaches in the required thematical depth. Although the classification accuracies are generally lower with microwave systems, the integration of the interferometric coherence and the use of multifrequent and multipolarimetric SAR data enables not only the illumination and weather independent acquisition of the seasonal land cover dynamics but also the detection of further differentiations, which would not be possible with optical data.

There is still no standardised method for the estimation of the vegetation cover, nevertheless it could be pointed out, that it is possible to provide areal vegetation parameters as required from the models. The plant water content could be derived from multipolarimetric L-Band data with high accuracy. The soil moisture could also be determined by multipolarimetric L-Band data, although there have been some limitations due to system (speckle) and object (vegetation cover) induced errors. In comparison to interpolations from field measurements and different indices the radar data showed a more realistic illustration of the soil moisture conditions. Digital Elevation Models derived from stereophotogrammetry and interferometry are useful for mesoscale hydrological modelling, although they have to be transformed into terrain models prior to relief analysis by subtraction of the vegetation and building heights.

The concluding result of this thesis is the guide for the acquisition of hydrological model parameters. With that a hydrologist has a valuable tool for the areal parameterization as well as for the determination of a validation base for distributed hydrological models.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	III
Kurzfassung.....	IV
Summary	V
Inhaltsverzeichnis.....	VI
Abbildungsverzeichnis	IX
Tabellenverzeichnis.....	XII
1. Einleitung	1
1.1 Geographische Fernerkundung.....	1
1.2 Problemstellung und Aufbau der Arbeit	3
2. Stand der Forschung	9
2.1 Fernerkundung allgemein.....	9
2.2 Fernerkundung in der Hydrologie	10
2.3 Radarfernerkundung.....	11
2.4 Die Erfassung der Bodenfeuchte mit Radardaten	13
2.5 Fernerkundung in der Hochwasservorhersage	14
2.6 Die Erfassung von Vegetationsparametern mit Fernerkundungsdaten	15
2.7 Bodenerosion und Digitale Höhenmodelle	16
2.8 Integration in Geographische Informationssysteme.....	17
2.9 Forschungsbedarf	19
3. Zielsetzung und Methodik	23
3.1 Zielsetzung	24
3.2 Methodik	25
4. Eingangsdaten für die hydrologische Modellierung	31
4.1 Integrierte Planung von Wasserressourcen auf Einzugsgebietsbasis.....	31
4.2 Anforderungen an die hydrologische Systemanalyse aus der Modellierung	32
4.2.1 Parameterisierung und Validierung.....	34
4.2.2 Das Problem des Maßstabs.....	34
4.2.3 Das Konzept der Hydrological Response Units	37
4.3 Verknüpfung Fernerkundungsdaten-Modell	40
4.3.1 Anforderungen an aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Eingangsdaten	40
4.3.2 Anforderungen an die Modelle.....	41
5. Einsatz von Fernerkundungsdaten für hydrologische Anwendungen	43
5.1 Möglichkeiten der Fernerkundung für die Hydrologie	43
5.2 Parameterisierung durch Fernerkundungsdaten	44
5.2.1 Landnutzung	50
5.2.2 Vegetationsparameter	55
5.2.3 Bodenfeuchtigkeit.....	63
5.2.4 Digitale Geländemodelle und Reliefeigenschaften	66

5.2.5	Niederschläge	72
5.2.6	Schnee.....	75
5.2.7	Evapotranspiration.....	78
6.	Fallstudien.....	83
6.1	Vorverarbeitung.....	83
6.1.1	Geokodierung	83
6.1.2	Topographische Normalisierung	86
6.1.3	Atmosphärenkorrektur.....	89
6.1.4	Speckle.....	91
6.1.5	Segmentierung.....	92
6.1.6	Methoden-Pool	94
6.1.7	Parameterisierungs-Pool.....	94
6.2	Fallstudie Landnutzung	95
6.2.1	Landnutzungs- und Siedlungserkennung mit optischen Daten in Thüringen ..	95
6.2.2	Landnutzungslegende für semi-aride Räume am Beispiel des südlichen Afrika	102
6.2.3	Kohärenz und Radarrückstreuung – physikalische Oberflächen- beschaffenheit als Abgrenzungskriterium einzelner Landnutzungsklassen ...	107
6.2.4	Landnutzungskartierung mit multifrequenten flugzeuggetragenen E-SAR-Daten.....	112
6.2.5	Die Analyse polarimetrischer Radarbilddaten für Landnutzungsklassifikationen	117
6.2.6	Zusammenfassung Landnutzung.....	122
6.3	Fallstudie Vegetationsparameter	124
6.3.1	Die Bestimmung des Blattflächenindex und des fraktalen Bedeckungsgrades aus optischen Daten in Thüringen	124
6.3.2	Vegetationsparameter zur Bestimmung unterschiedlicher Landdegradationsstufen im südlichen Afrika.....	128
6.3.3	Die Ableitung von Pflanzenwassergehalt und Biomasse aus L-Band-SAR-Daten	132
6.3.4	Zusammenfassung Vegetation.....	134
6.4	Fallstudie Bodenfeuchte	136
6.4.1	Die Bestimmung der Bodenfeuchte aus E-SAR-Daten an der Bröl.....	137
6.4.2	Die Bestimmung der Bodenfeuchte aus polarimetrischen E-SAR-Daten im Einzugsgebiet der Talsperre Zeulenroda	140
6.4.3	Zusammenfassung Bodenfeuchte	144
6.5	Fallstudie Digitale Höhenmodelle.....	145
6.5.1	Die Generierung Digitaler Höhenmodelle aus stereoskopischen SPOT-Daten im südlichen Afrika.....	145
6.5.2	Interferometrische Digitale Höhenmodelle aus ERS-Tandem-Daten von Thüringen.....	148
6.5.3	Hochaufgelöste interferometrische Höhendaten aus flugzeuggetragenen E-SAR-Daten.....	150
6.5.4	Zusammenfassung Digitale Höhenmodelle.....	152
6.6	Datenintegration im GIS und hydrologische Modellierung.....	154
6.7	Validierung.....	157
7.	Zusammenfassung der Ergebnisse.....	161

8.	Diskussion der Ergebnisse	165
9.	Ausblick.....	169
10.	Literaturverzeichnis.....	171

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1: Hydrologischer Informationsgewinn durch den Einsatz verschiedener Fernerkundungssensoren.....	27
Abb. 2: Bereiche der fernerkundungsgestützten Flußeinzugsgebietsanalyse	30
Abb. 3: Konzept der Verschneidung unterschiedlicher Informationsebenen zur Ableitung von Hydrological Response Units (HRUs) am Beispiel dreier Derivate des Digitalen Höhenmodells und der Landnutzung aus dem Einzugsgebiet der Bröl.....	39
Abb. 4: Möglichkeiten des Einsatzes von multitemporalen Fernerkundungsdaten innerhalb des Modellaufs	44
Abb. 5: Möglichkeiten der Fernerkundung zur Bestimmung hydrologischer Parameter ..	45
Abb. 6: Intensitäts/Kohärenz-Komposite sowie graphische Darstellung einzelner Landnutzungsklassen im Intensitäts/Kohärenz-Merkmalraum (Borgeaud & Wegmüller 1996)	54
Abb. 7: Beziehung zwischen NDVI und LAI (nach Carlson & Ripley 1997).....	59
Abb. 8: Interferometrisches Aufnahmeprinzip (nach Roth et al. 1999).....	70
Abb. 9: Geschummerte Reliefdarstellung des Landes Thüringen mit 20 m Rasterweite ..	72
Abb. 10: Niederschlagsart und –intensität in den USA am 28. März 2001 basierend auf bodengestützten Radarmessungen (http://www.intellicast.com).....	75
Abb. 11: Überlagerung der geometrisch korrekten Ausgabematrix über die verzerrte Eingabematrix (nach Lillesand & Kiefer 1994).....	85
Abb. 12: Beziehung zwischen Geländeoberfläche, Sonnenstand und lokalem Einfallswinkel	88
Abb. 13: Analyse der spektralen Reflexion einzelner Landnutzungsformen im Vergleich zu Referenzkurven innerhalb des Spectra-Moduls (Richter 1996, aus Matejka 2000).....	90
Abb. 14: Originalszene und atmosphärenkorrigierte Szene des Einzugsgebiets der Trinkwassertalsperre Zeulenroda vom 04.08.99 (aus Matejka 2000).....	91
Abb. 15: Bildsegmentierung am Beispiel eines Digitalen Geländemodells	92
Abb. 16: Ausschnitt aus IRS-1C Daten vom 25.09.97 des Tannrodaer Sattels	96
Abb. 17: Landnutzung des Ilm-Einzugsgebietes auf der Grundlage einer Maximum-Likelihood-Klassifikation von IRS-1C-Daten vom 25.09.97	97
Abb. 18: Bildbeispiele zur Texturerkennung (nach Müschen et al. 2000)	100
Abb. 19: Siedlungsentwicklung im Ilm-Einzugsgebiet	101
Abb. 20: Siedlungsentwicklung 1986 bis 1997 am Beispiel der Stadt Weimar	102
Abb. 21: Dreistufige Landnutzungsklassifikation für semi-aride Gebiete (Mkomazi).....	103
Abb. 22: Level II-Landnutzungsklassifikation des Mkomazi-Einzugsgebiets in Südafrika	105
Abb. 23: Nutzungsspezifisches Kohärenzverhalten (aus Klenke & Hochschild 1999).....	108
Abb. 24: Kohärenzbild des Einzugsgebiets der oberen Gera vom 27./28.04.96 (Hochschild et al. 1999)	108
Abb. 25: Multitemporale Intensitätskomposite des Gera-Einzugsgebiets (Hochschild et al. 2000b)	110

Abb. 26: Intensitäts/Kohärenz-Komposite Gera-Einzugsgebiet (Hochschild et al. 2000b)	110
Abb. 27: Multitemporale Landnutzungsklassifikation des oberen Gera-Einzugsgebiets unter Verwendung der Rückstreuintensität und der interferometrischen Kohärenz (Hochschild et al. 2000b)	111
Abb. 28: Levelansatz für die Auswertung der E-SAR-Daten mit Angaben zur Genauigkeit der abgeleiteten Parameter (Herold et al. 2000b)	112
Abb. 29: RGB-Komposite der L-VV/L-HH/L-HV-Polarisationen aus dem Einzugsgebiet der Bröl	113
Abb. 30: Mittelwert und Standardabweichung der Rückstreuintensitäten verschiedener Landnutzungsformen in den unterschiedlichen Frequenzen und Polarisationen (Herold 2000a)	114
Abb. 31: Ausschnitt der flächenhaften Landnutzungsverteilung im Untersuchungsgebiet Bröl (nach Herold 2000a)	116
Abb. 32: Polarisationsellipse in der x-y-Ebene	117
Abb. 33: Graphische Darstellung der verschiedenen Streuprozesse an Oberflächenobjekten (aus Hellmann 2000)	118
Abb. 34: Entropie- α -Winkel-Merkmalsraum zur Klassifikation vollpolarimetrischer L-Band-SAR-Daten (Hellmann 2000)	119
Abb. 35: E-SAR-Befliegung Zeulenroda 30.03.99	120
Abb. 36: Polarimetrisches Klassifikationsergebnis Zeulenroda	122
Abb. 37: Blattflächenindex (LAI) aus IRS-1C-Daten vom 25.09.97 im Ilm-Einzugsgebiet	125
Abb. 38: Histogramme der LAI-Werte für Nadelwald, Laubwald und Grünland	125
Abb. 39: Scatterplot der Reflexionsverteilung von Rot und Infrarot der (IRS-1C-Szene vom 25.09.97 mit der Lage der „soil line“	126
Abb. 40: Aus dem TSAVI abgeleiteter fraktaler Bedeckungsgrad im Einzugsgebiet der Ilm am 25.09.97	127
Abb. 41: Mbothoma-Gully 15 km nördlich von Manzini (Swaziland), ausgebildet in saprolithisch verwittertem Gestein (Foto Märker 1998, aus Märker et al. 2001)	128
Abb. 42: Oberlauf des Mbuluzi (Swaziland)	130
Abb. 43: Ausschnitte der Gegenüberstellung von C-Faktor und fraktalem Bedeckungsgrad und räumliche Verteilung des C-Faktors in den einzelnen Bedeckungsgradklassen	131
Abb. 44: Gegenüberstellung des Pflanzenwassergehalts mit der L-HH-Rückstreuung, L-HV, L-VV und der 2. Hauptkomponente aller L-Band-Polarisationen	133
Abb. 45: Pflanzenwassergehalt auf Flächen niederer Vegetation im Bröleinzugsgebiet	134
Abb. 46: Landsat-TM-Szene vom 26.08.98 (4, 5, 3) des Einzugsgebiets des Rio Mulargia (Sardinien) und die dazugehörige Karte des Blattflächenindex basierend auf der empirischen Beziehung $LAI = 4,07 NDVI + 0,3651$	135
Abb. 47: Geländemessungen des Blattflächenindex mit dem Canopy analyzer CA 100 und korrespondierende NDVI-Werte aus der TM-Szene vom 26.08.98 des Einzugsgebiets des Rio Mulargia (Sardinien)	135
Abb. 48: Korrelation zwischen den Tensiometermessungen am Kiefer- und Simonhang im Untersuchungsgebiet an der Bröl und den Radarrückstreuungen in den L-HH und L-VV-Polarisationen	137

Abb. 49: Korrelation der im Gelände gemessenen volumetrischen Bodenfeuchte und den Werten der ersten Hauptkomponente der L-Band-Polarisationen	138
Abb. 50: Vergleich der bodenfeuchtigkeitsverteilungen aus Radardaten, aus dem DGM und den TDR-Messungen (Herold et al. 2000b).....	139
Abb. 51: 3D-Darstellung der aus Radardaten abgeleiteten flächenhaften Bodenfeuchteverteilung (10-fache Überhöhung, Herold et al. 2000b).....	139
Abb. 52: Interpolationsergebnis der TDR-Bodenfeuchtemessungen im Einzugsgebiet der Talsperre Zeulenroda am 30.03.99	141
Abb. 53: Aus TDR-Geländemessungen interpolierte Bodenfeuchte und die aus der polarimetrischen Radarrückstreuung (Mittelwerte aus PC1, PC3, L-VV, L-HH, λ_1) abgeleitete Bodenfeuchtigkeitsverteilung.....	142
Abb. 54: Korrelation zwischen TDR-Geländemessungen der Bodenfeuchte und der aus polarimetrischen SAR-Daten abgeleiteten Bodenfeuchte.....	143
Abb. 55: Berechnung des Multiple Flow Topographical Index aus dem interferometrisch hergestellten E-SAR-DHM für das Testgebiet Läwitz.....	143
Abb. 56: Speicherkapazität bzw. pflanzenverfügbarer Wasserspeicher im Testgebiet Läwitz in cm, generiert aus Porosität und Durchwurzelungstiefe	144
Abb. 57: Digitales Höhenmodell des Oberlaufs des Mupfure (Zimbabwe), generiert aus stereoskopischen SPOT-Daten vom 02. und 13.10.96.....	142
Abb. 58: Aufnahmekonstellation für die Ableitung des Digitalen Höhenmodells am Oberlauf des Mkomazi (Südafrika).....	147
Abb. 59: Vergleich des Lva-DHM und des Radar-DHM sowie ihr Einfluss auf die Topographische Normalisierung optischer Fernerkundungsdaten (IRS-1C vom 25.09.97)	149
Abb. 60: Differenzbild zwischen dem Digitalen Höhenmodell des Landesvermessungsamtes Thüringen und dem aus ERS-Tandem-Daten abgeleiteten Höhenmodell der DLR	150
Abb. 61: Aus E-SAR-Daten abgeleitetes, interferometrisches single-pass X-Band-DHM eines Teils des Einzugsgebietes der Talsperre Zeulenroda.....	151
Abb. 62: Gegenüberstellung der im Gelände gemessenen und den aus dem interferometrischen Höhenmodell abgeleiteten Baumhöhen.....	151
Abb. 63: Karte der Gebäude- und Baumhöhen des Aufnahmestreifens im Einzugsgebiet Zeulenroda	152
Abb. 64: Verarbeitungsschema zur distributiven hydrologischen Modellierung	155
Abb. 65: Niederschlags.Abfluß-Modellierung der Ilm für das hydrologische Jahr 1981 am Pegel Gräfinau-Angstedt.....	156
Abb. 66: Karten der Oberflächentemperatur des Ilm-Einzugsgebietes vom 07.08.86, 09.07.93 und 31.07.95, abgeleitet aus Landsat-TM-Kanal-6-Daten nach dem Algorithmus von Schott & Volchok (1985).....	158
Abb. 67: Modellierte aktuelle Evapotranspiration (links) und aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Oberflächentemperatur (rechts) für den 09.07.93 im Quellgebiet der Ilm	159
Abb. 68: Leitfaden für die Erfassung hydrologischer Modellparameter	168

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 1: Aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Parameter des MMS/PRMS-Modells	46
Tab. 2: Aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Parameter des WASMOD-Modells	48
Tab. 3: Aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Parameter der HBV- und HBV-N-Modelle	48
Tab. 4: Aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Parameter des ACRU-Modells	49
Tab. 5: Genauigkeitsanforderungen für Landoberflächenparameter (nach Rast 1999)	50
Tab. 6: Vergleichende Übersicht von Evapotranspirations- und Abflußwerten (Abfluß beinhaltet Infiltration und Interflow) unterschiedlicher Landnutzungsformen im hessischen Mittelgebirge (verändert nach Ernstberger 1987)	53
Tab. 7: Validierung der Landnutzungsklassifikation im Ilm-Einzugsgebiet	98
Tab. 8: Flächenbilanz der historischen Fernerkundungsdatenauswertung (Vergleich 1986/97) Ilm-Einzugsgebiet	101
Tab. 9: Dreistufiges Legendenkonzept für semi-aride Räume	104
Tab. 10: Gegenüberstellung von Fraktalem Bedeckungsgrad (abgeleitet aus dem TSAVI von Landsat-TM5-Daten vom 22.04.96) und C-Faktor (basierend auf der Auswertung von Luftbilderna aus dem Jahr 1990, Märker et al. 2001) für den Ausschnitt am Oberlauf des Mbuluzi	131
Tab. 11: Höhengenaugigkeit der in dieser Arbeit eingesetzten Digitalen Höhenmodelle	153

1. Einleitung

1.1 Geographische Fernerkundung

Die Fernerkundung der Landoberfläche hat sich zu einem wichtigen, sich ständig weiterentwickelnden Instrument in der Geographie gemausert. Vor allem durch die Verbesserung der verschiedenen Auflösungen erschließen sich ständig neue Anwendungsgebiete. Seit 1972 der erste digitale Erdbeobachtungssatellit gestartet wurde, hat die Fernerkundung mit Erfolg natürliche Ressourcen beobachtet bzw. durch Eingabedaten zu einem besseren Management des Planeten Erde beigetragen. Die zahlreichen Anwendungen erstrecken sich von der Überwachung der Entwaldung über die Kontrolle der Stadtentwicklung und Abgrenzung agrarökologischer Zonen bis hin zur Beobachtung der Ozonschicht. Die Geographische Fernerkundung mit ihren multitemporalen, multispektralen, multifrequenten (multipolarimetrischen) und multisensoralen Analysen, aber auch mit den Ansätzen auf verschiedenen Maßstabsebenen (global, regional, lokal) ist mittlerweile als eine zentrale Methode der Geographie anzusehen. Stand dabei zunächst noch die technologische Entwicklung neuer Sensortechnik im Vordergrund der Motivation (primär Sensorik – sekundär geowissenschaftliche Fragestellung), so hat sich dies in den letzten Jahren in eine stärker problemorientierte Erdbeobachtung (primär Datennutzer – sekundär Datenprovider) umgekehrt. Endlicher (1998) spricht von einem ausgereiften 'End-to-End-System' in dem auch wissenschaftliche und anwendungsorientierte Nutzerprogramme (Pilot-Projekte) Eingang gefunden haben. Dies kann man bei Betrachtung der Förderung von anwendungsorientierten Fernerkundungsprogrammen (Bsp. 4. und 5. Rahmenprogramm der EU - INCO-DC, Umwelt und Klima, CEO, European Commission 1996a, 1996b) während der 90er Jahre auch durchaus bestätigen. Allerdings dauert es eine gewisse Zeit bis sich Datenanforderungen von Nutzergruppen auch im Instrumentendesign auf den Satellitenplattformen widerspiegeln. Hier kann stellvertretend die Hydrogeographie und die physikalisch-basierte, distributive, hydrologische Modellierung genannt werden, deren Anforderungen an die Repetitionsrate bisher nur unzureichend erfüllt worden sind.

Unter Fernerkundung versteht man das wissenschaftliche Beobachten der Erde aus der Ferne (in der Regel von Plattformen wie Flugzeugen oder Satelliten), es handelt sich also um ein indirektes Verfahren der Informationsgewinnung, bei dem das Beobachtungsobjekt Erdoberfläche nicht vom Meßgerät berührt wird, sondern die Information aus der reflektierten bzw. emittierten elektromagnetischen Strahlung abgeleitet wird (Lillesand & Kiefer 1994). Die Vielseitigkeit der Fernerkundung wird durch einige der aktuellen Trends verdeutlicht: Nach mehreren fehlgeschlagenen Versuchen hochauflösende Satellitensysteme ins All zu bringen, zeichnet der amerikanische IKONOS 2 seit dem 24. September 1999 Daten mit 1 m räumlicher Auflösung (panchromatisch, multispektral 4 m) und einem Wiederholungsintervall von 3 Tagen auf. Fritsch (1999) spricht zurecht von einer neuen Ära optischer Fernerkundung. Die Anwendungsbereiche solcher Daten liegen vor allem in kleinräumigen Analysen begrenzter Gebiete wie beispielsweise der Beobachtung urbaner Entwicklungen. Hyperspektrale Sensoren werden in Kürze auf satellitengetragenen Systemen die Erde umkreisen und spektral hochaufgelöste Datensätze liefern. Der vielversprechende flugzeuggetragene Einsatz solcher Sensoren (Beispiel HYMAP) lässt für die nahe Zukunft auch aus mineralogischer (lagerstät-

tenkundliche Exploration), aus biophysikalischer oder hydrologischer Sicht einiges erwarten. Im Bereich der Mikrowellenfernerkundung machen vor allem Interferometrie und Polarimetrie Schlagzeilen. Zunächst für die Erstellung Digitaler Geländemodelle gedacht, liefert die Interferometrie mit der Kohärenz eine weitere thematische Information, die geowissenschaftliches Potential bietet. Ähnliches gilt für die Polarimetrie. Die Möglichkeiten der geowissenschaftlichen Interpretation unterschiedlich polarisierter und phasenversetzter Rückstreumuster scheinen bei weitem noch nicht ausgereizt.

Hydrologische Fernerkundungsanwendungen sind vielfältig und haben in den letzten 10 Jahren einen starken Aufschwung erfahren (Engman & Gurney 1991, Haefner & Pampaloni 1992, Rango & Ritchie 1996, Stewart et al. 1996, Baumgartner et al. 1997, Schultz & Engman 2000). Erste Anwendungen zur Ermittlung verschiedener Abflußkoeffizienten für die hydrologische Modellierung reichen schon 23 Jahre zurück (Jackson et al. 1977). Rott et al. (1986) entwickelten ein Abflußmodell basierend auf METEOSAT-Daten. Sowohl flugzeuggetragene Auswertungen von CIR-Luftbildern als auch von satellitenbasierten Sensorsystemen (Mendel & Schultz 1987) zur Analyse von verschiedenen Größen des Wasserkreislaufs (Niederschlagsschätzung bis hin zur Wasserqualitätsbeurteilung) haben bisher wesentliche Beiträge zur hydrologischen Forschung geleistet.

Obwohl neben der Geographie und Hydrogeographie auch viele andere Wissenschaftsdiziplinen Fernerkundungsdaten nutzen, so kann auch dort die Forderung der Anwender nach verfeinerten Techniken, verbesserten Genauigkeiten der Outputs und der Implementierung in operationellen Systemen nur bestätigt werden. Bisher haben nur wenige Fernerkundungsanwendungen wie z.B. die Auswertung von Wettersatellitendaten in der Meteorologie tatsächlich den Sprung in die Operationalität geschafft. Rango & Shalaby (1999) definieren dabei den Begriff „operational“ wenn zum einen eine regelmäßige Ausgabe geliefert wird, zum anderen, wenn Fernerkundungsdaten als Teil einer Prozedur zur Problemlösung und Entscheidungsfindung eingesetzt werden. Die Fernerkundung steht hier am Beginn des neuen Jahrtausends am Scheidepunkt: Wird sie es schaffen aus einer rein technologieorientierten Euphorie (was ist technisch möglich ?) heraus, den Übergang in eine nutzerorientierte, aus geo- und umweltwissenschaftlichen Fragestellungen (was wird gebraucht ?) abgeleitete, praktische und operationelle Methodik zu vollziehen ? Oder wird die Fernerkundung lediglich schön anzuschauende Übersichten liefern, die weder qualitativ noch quantitativ gewinnbringend ausgewertet werden können ? Es geht hier vor allem um die zielgerichtete Verknüpfung von Grundlagen- und angewandter Forschung. Auch aus förderungspolitischer Sicht wird heutzutage mehr denn je eine Einbindung der Nutzer in Fernerkundungsprojekte gefordert. Nichtsdestotrotz gilt es dabei über die theoretischen Grundlagen hinaus einen erheblichen Beitrag an Überzeugungsarbeit in Form von erfolgreichen praktischen Beispielen zu leisten, um derartige Methoden in der Umweltverwaltung zu etablieren. Die vorliegende Arbeit soll dazu einen Beitrag aus hydrogeographischer Sicht liefern.

1.2 Problemstellung und Aufbau der Arbeit

Die Ressource Wasser stellt eine essentielle Voraussetzung für jegliches Leben dar. So bestimmt die Wasserversorgung wo gesiedelt wird oder wo Landwirtschaft betrieben wird. Vor allem im Hinblick auf die weltweit steigenden Bevölkerungszahlen und dem damit einhergehenden höheren Bedarf ist ein nachhaltiges Management dieses kostbaren Rohstoffes mehr denn je gefordert. Ein zuverlässiges Management der Wasserversorgung beinhaltet die Bewahrung von Reserven in ausreichender Menge und Qualität sowie die Planung des Bedarfs unter sich verändernden Umweltbedingungen. Die steigende Bedeutung der Vorhersage zukünftiger Trends erfordert in der wasserwirtschaftlichen Planung heutzutage die Verwendung von hydrologischen Modellen und Entscheidungsunterstützungssystemen (Decision Support Systems). Nur nach einer erfolgreichen hydrologischen Systemanalyse lassen sich so realistische Simulationen kommender Entwicklungen durchführen.

Die Ergebnisse hydrologischer Modellierungen hängen neben der Art des gewählten Modells entscheidend von der Qualität der Eingangsdaten ab. Viele hydrologische Studien haben das Problem, daß nicht genügend Daten zur Beschreibung hydrologischer Prozesse in ausreichender Genauigkeit vorliegen. Mit Hilfe der Fernerkundungstechnik lassen sich hydrologisch relevante Informationen aus optischen- und Radarsensoren ableiten. Allerdings müssen dazu erst gemessene elektromagnetische Signale in hydrologisch relevante Daten umgewandelt werden. Techniken zur operationellen Interpretation sind nach wie vor in der Entwicklung. Schwierigkeiten bestehen bei der Auswahl geeigneter Wellenlängen sowie passender Interpretationsmethoden. Demnach stellt die effektive Integration von Fernerkundungsdaten in hydrologische Studien und Modelle das vordergründige Ziel dieser Arbeit dar.

Fernerkundungsdaten stellen neben aufwendigen Geländemessungen und geostatistischen Interpolationsmethoden die einzige kosteneffektive Möglichkeit dar, flächendeckende, quantitative, zeitlich wiederholbare und aktuelle Eingabedaten für verteilte hydrologische Modelle zu gewinnen (Beven & Fisher 1996). Wesentliche Aufgabe der Satellitenfernerkundung ist hierbei, neben der Kartierung von Landoberflächen, die Ableitung zugänglicher Komponenten des Wasserkreislaufes zur Unterstützung seiner Modellierung. Während die satellitengestützte Fernerkundung für klein- und mittelmaßstäbige Ansätze zur besseren Erfassung der Niederschlagsverteilung, Transpiration und Interzeptionsspeicherung, aber auch der Bodenfeuchte, der Schneedecke, der Landnutzung und der Einzugsgebietstopographie beiträgt, können großmaßstäbige Informationen zum kommunalen Hochwasserschutz derzeit nur durch hochaufgelöste, flugzeuggestützte Sensoren erbracht werden (Braun et al. 1997). Inwieweit die neuen räumlich hochauflösenden kommerziellen Satellitensysteme (Bsp. IKONOS 2) hierzu einen Beitrag leisten können, bleibt abzuwarten.

Ein großes Problem der Hydrologie ist das Fehlen adäquater Daten zur genauen quantitativen Beschreibung hydrologischer Prozesse. Im Gegensatz zu konventionellen Methoden können Fernerkundungsdaten bei der Datenerfassung nach Schultz (1988) und Troch et al. (1996) wichtige Dienste leisten:

- Datenaufnahme stört nicht den zu untersuchenden Prozeß
- im Gegensatz zu Punktmessungen liegen die Messungen flächenhaft vor
- alle Information ist an einem Platz gespeichert
- sie bieten hohe räumliche und zeitliche Auflösungen
- Daten liegen in digitaler Form vor
- Daten können in unzugänglichen entfernt gelegenen Gebieten aufgezeichnet werden
- sobald die notwendige Infrastruktur besteht, ist die Datenauswertung relativ preisgünstig

Während die Geostatistik über räumliche Interpolation der im Gelände gewonnenen Punktdaten Flächeninformationen gewinnt, bedient sich die Fernerkundung der kontinuierlichen, flächendeckenden Messung der elektromagnetischen Reflexions- und Emissionseigenschaften der Erdoberfläche und erbringt damit genauere Ergebnisse für große Gebiete (Mauser et al. 1997).

Problematisch ist nach wie vor die Kalibrierung der elektromagnetischen Signale im hydrologischen Sinn. Als hydrologisch nützliche Satellitensysteme werden von Singh (1995) die passiven Systeme NOAA-AVHRR, TIROS-N, SPOT-HRV, Landsat-TM/ETM, GOES, GMS und METEOSAT genannt. Darüber hinaus sind natürlich die aktiven Aufnahmesysteme aus dem Bereich der Mikrowellen zu nennen (ERS-1 und 2, JERS-1, RADARSAT oder die Shuttle-Missionen SIR-A, SIR-B und SIR-C). Da alle Information in Form von elektromagnetischen Signalen empfangen wird, ist es wichtig, den am besten geeigneten Signaltyp für die Bestimmung einer besonderen hydrologischen Variable zu finden, wobei zeitliche und räumliche Auflösung nicht immer hydrologischen Anforderungen entsprechen. Fernerkundungsdaten dienen zum einen einer besseren Erfassung der Landbedeckung, zum anderen aber auch der Aufnahme hydrologischer Größen wie der Bodenfeuchte und der Evapotranspiration. Bodenradarsysteme werden zur Regenmengenschätzung (Niederschlagsgebiet und Intensität) eingesetzt. Mit aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Parametern wie Temperatur (TIR), Bodenfeuchtigkeit (Mikrowellendaten) oder die Verteilung von Wasserflächen (natürliche Seen, Stauseen, Flüsse, Feuchtgebiete, Überflutungszonen, etc.) lassen sich physikalisch basierte Modelle der Evapotranspiration entwickeln. Darüber hinaus können aus Fernerkundungsdaten Informationen über Schnee und Eis oder die Wasserqualität gewonnen werden. In jedem Fall werden die hydrologischen Eingabeparameter aus den Fernerkundungsdaten abgeleitet, wobei der Auswertemethodik entscheidende Bedeutung zukommt, da von ihr die Qualität der Modelleingabewerte abhängt.

Damit hat die Fernerkundung ihre Nische in zahlreichen operationellen hydrologischen Anwendungen gefunden, von denen die wichtigsten an dieser Stelle zusammengefasst sein sollen:

- Echt-Zeit Flutvorhersage durch Niederschlagsbestimmung mit Bildern aus dem sichtbaren und infraroten Spektralbereich (D'Souza et al. 1990) sowie Bodenradarsystemen (Legates 2000),
- Abschätzung verteilter hydrologischer Modellparameter:
 - wie z.B. Bodenfeuchtigkeit mit VIS/NIR, passiven Mikrowellen oder Gamma-Strahlen,
 - Schnee (schneebedeckte Fläche, Wasseräquivalent und Schneeschmelzvorhersage),

- oder zur Modellierung des monatlichen Abflusses,
- Umweltverträglichkeitsstudien zur Bewertung großer Wasserkraftanlagen (Andersen 1991, Corbley 1994),
 - Planungsgrundlagen zum Einzugsgebietsmanagement (z.B. Dürrevorhersage, Bewässerungsbedarf durch das indische Landwirtschaftsministerium, Corbley 1994),
 - Hochwasserschadensbewertung zur Prävention zukünftiger Katastrophen (COSPAR 1993, ESA 1995, ESA 1997b).

Betrachtet man die Punkte „Planungsgrundlagen zum Einzugsgebietsmanagement“ und „Abschätzung verteilter hydrologischer Modellparameter“ so wird deutlich, dass man dabei von operationellem Gebrauch von Fernerkundungsdaten noch nicht sprechen kann (Rast 1999). Das mag vielerlei Gründe haben, zum Beispiel die mangelnde Kenntnis der Möglichkeiten der Fernerkundung vor allem bei Managern und Entscheidungsträgern oder die Fehleinschätzung, dass Fernerkundung eine teure Methode der Datenakquirierung sei. Sind es in den Industrienationen vor allem fehlende Interdisziplinarität und mangelnde Kooperation zwischen Wissenschaft und Datennutzer, so sind es in den Entwicklungsländern in erster Linie finanzielle Probleme (keine Ausrüstung zur Bearbeitung von Fernerkundungsdaten, kein qualifiziertes Personal) die einem umfassenden Fernerkundungseinsatz in der Hydrologie im Wege stehen. Und gerade diese Länder könnten am stärksten von der Fernerkundung in Form von zuverlässigen kartographischen Inventaren ihrer Ressourcen profitieren (FAO 1989, Rango & Shalaby 1999). Aber auch einige methodische Gründe wie fehlende Transformationsfunktionen sind für die unvollständige Operationalität verantwortlich. Fernerkundungsdaten können nicht direkt in hydrologischen Modellen verwendet werden, da es sich um elektromagnetische Information und nicht um hydro-meteorologische Daten handelt. Modellskala und räumliche Auflösung der Inputdaten sollten übereinstimmen. Zudem ist die zeitliche Auflösung von Fernerkundungsdaten für hydrologische Modelle häufig ungeeignet (meistens zu gering) (Schultz 1993, Mauser et al. 1997b). Dennoch hat man in der wasserwirtschaftlichen Praxis mittlerweile verstanden, dass mit Punktmessungen alleine kein zuverlässiges Einzugsgebietsmanagement zu bewerkstelligen ist. Der Flächenbezug stellt für die hydrologische Simulation eine absolute Notwendigkeit dar, da aus der Sicht der hydrologischen Modellierung der Anspruch besteht, die hydrologische Dynamik als Ergebnis einer distributiven Flächendynamik abzubilden. Hierzu gibt es verschiedene Ansätze. Innerhalb dieser Arbeit wird zur Ausweisung von Flächen homogener hydrologischer Systemantwort der Response-Units-Ansatz (Flügel 1996, vgl. Kap. 4.2.3) verfolgt, durch den dynamisch orientierte Abgrenzungskriterien definiert sind. Dazu ist detaillierte Flächeninformation notwendig.

Mit dieser Arbeit sollen anhand verschiedener Fallstudien die Möglichkeiten, aber auch die Probleme bei der Ableitung qualitativer und quantitativer Parameter aus Fernerkundungsdaten verdeutlicht werden. Der dazugehörige Forschungsstand wird sequentiell in den nachfolgenden Kapiteln (vgl. Kap. 2 und Kap. 5.2) abgehandelt. Im Einzelnen werden die Landnutzung, Vegetationsparameter, die Bodenfeuchte und die topographische Einzugsgebietscharakteristik behandelt (vgl. Kap. 6). Vorangestellt ist ein Abschnitt über Vorverarbeitungsmethoden (Kap. 6.1), die zur Ableitung quantitativer hydrologischer Parameter notwendig sind. Die anwendungsorientierte digitale Bildverarbeitungsmethodik stellt neben der hydrologischen

Parameterisierung ein ebenso wichtiges Standbein hydrologischer Fernerkundung dar. Dabei geht es weniger um die Erfindung oder Verbesserung schon bestehender, quasi standardisierter Verfahren, sondern vielmehr um Empfehlungen für die Anwendung der verschiedenen Methoden in der hydrologischen Praxis. Dazu zählen Vorverarbeitungsmethoden wie Geokodierung, Atmosphärenkorrektur oder Topographische Normalisierung, Speckle-Reduzierung oder Bildsegmentierung. All diese Verfahren werden in einem Methodenkatalog (Flügel et al. 2001, Flügel & Müschen 2001) zusammengefasst, der gemeinsam mit den Parameterisierungsverfahren eine Anleitung zur flächendeckenden Datenerfassung für hydrologische Modelle darstellt.

Die Fallstudie Landnutzung (vgl. Kap. 6.2) zeigt, dass die Flächenausstattung aus hydrologischer Sicht nicht ausreichend distributiv bekannt ist. Heterogene Flächen werden generalisiert definiert, d.h. die mit Hilfe der Fernerkundung mögliche Differenzierung wird nicht ausgeschöpft, sondern durch Zusammenfassen und Mittelbildung eher der Ansatz des „lumped modelling“ verfolgt. Hierzu werden in Kap. 4.2 Beispiele aus Thüringen (Landnutzungskartierung und Siedlungs-erkennung) und dem südlichen Afrika (Entwicklung einer länderübergreifenden, hydrologischen 3-Level-Legende für semi-aride Räume) vorgestellt. Darüberhinaus werden Möglichkeiten des Hinzuziehens weiterer physikalischer Oberflächeneigenschaften aus interferometrischer Kohärenzinformation und multifrequenter bzw. –polarimetrischer E-SAR-Daten erläutert. Ähnliches gilt für Vegetationsparameter (vgl. Kap. 6.3) wie Blattflächenindex und Bedeckungsgrad, deren Potenzial für die Modellierung der Interzeption bzw. der Erosion anhand verschiedener Beispiele aus Thüringen und den südlichen Afrika verdeutlicht wird. Weitere Vegetationsparameter (Biomasse, Pflanzenwassergehalt) wurden mit Hilfe von flugzeuggetragenen E-SAR-Daten bestimmt.

Die Bodenfeuchte stellt eine wesentliche Speichergröße des hydrologischen Kreislaufs dar, mit besonderer Bedeutung für Austauschprozesse zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre (vgl. 2.4, 5.2.3). Ihre hochgradige, räumliche und zeitliche Variabilität kann bisher weder mit optischen- noch mit Mikrowellendaten in der notwendigen Auflösung für hydrologische Modelle bereitgestellt werden. Hierzu werden zwei verschiedene Lösungsansätze (Haupt-komponententransformation und Polarimetrie) mit multifrequenten und –polarimetrischen SAR-Daten vorgestellt.

Auch nach der erfolgreich durchgeführten SRTM-Mission im Februar 2000 (die 30 m DGM-Daten stehen erst nach Abschluß der Arbeit zur Auswertung zur Verfügung) stellt die Einzugsgebietscharakteristik mit der exakten Aufnahme der Topographie einen enorm wichtigen Input für distributive hydrologische Modelle dar. Im allgemeinen reichen amtlich vorliegende Digitale Geländemodelle (im südlichen Afrika mit Rasterweiten von 200 bis 400 m, in Deutschland mit 10 bis 25 m, aber nicht flächendeckend) für die hydrologische Prozessmodellierung nicht aus. Deshalb werden in Kapitel 4.5 verschiedene Methoden (Stereophotogrammetrie, Interferometrie) der DGM-Generierung mit Hilfe von Fernerkundungsdaten vorgestellt.

Nach wie vor fehlt eine standardisierte Methodik der distributiven, modellorientierten Para-

meterisierung die in der wasserwirtschaftlichen Praxis der Umweltverwaltungen anwendbar ist. In Kap. 4.6 wird daher ein „Parameterisierungs-Pool“ vorgestellt, der auf dem Methoden-katalog (4.1.6) aufbaut und der den Arbeitsablauf der hydrologischen Informationsextraktion aus Fernerkundungsdaten beschreibt.

Es ist relativ einfach ständig neue Sensoren zu fordern und jedesmal auf die nächste technologische Weiterentwicklung zu warten. Meines Erachtens sind die räumlichen und zeitlichen Sensorpotentiale existierender Systeme noch nicht voll ausgeschöpft. Dazu zählen unter anderen die Analyse der langfristigen Entwicklung von Feuchtgebieten mit den seit 10 Jahren vorhandenen ERS-Daten oder das Erzielen einer höheren zeitlichen Auflösung durch die Kombination verschiedener Satellitensysteme (Bsp. NOAA AVHRR, VEGETATION, MODIS, etc.). Räumlich hochaufgelöste Daten wie IKONOS 2 werden bisher fast ausschließlich für stadtplanerische Aufgaben und nicht für öko-hydrologischen Fragestellungen eingesetzt.

Dass die Fernerkundung mehr als Landnutzungskartierungen für die Parameterisierung hydrologischer Modelle liefern kann, soll durch diese Arbeit in ihren theoretischen Grundlagen und praktischen Beispielen verdeutlicht werden. Mit der Dokumentation des hydrologischen Potenzials der verschiedenen Erdbeobachtungsdaten soll diese Arbeit einen Beitrag zur verstärkten Anwendung der Fernerkundungsdaten in der wasserwirtschaftlichen Praxis leisten.

2. Stand der Forschung

2.1 Fernerkundung allgemein

Ein Fernerkundungssystem basiert generell auf der unterschiedlichen Reaktion elektromagnetischer Strahlung mit Objekten der Erdoberfläche. Es besteht aus Datenaufzeichnung und Datenanalyse. Die Datenaufzeichnung erfolgt durch flugzeug- oder satellitengetragene Sensoren, die entweder passiv oder aktiv, reflektierte bzw. emittierte elektromagnetische Strahlung aus den verschiedenen Spektralbereichen aufzeichnen. Gespeichert werden die Daten entweder analog bzw. digital, bevor sie der Datenanalyse zugänglich gemacht werden. Die Datenanalyse umfasst die visuelle bzw. digitale Interpretation unter Verwendung von Referenzdaten (Geländedaten, Statistiken, Karten, etc.). Daraus lassen sich Informationen über Typ, Ausdehnung, Lage oder Zustand der zu untersuchenden Objekte meist in Form von analogen oder digitalen Karten bzw. Graphiken ableiten. Abschließend wird die Information Anwendern präsentiert, die sie in ihren Entscheidungsprozeß integrieren.

In der Fernerkundung eingesetzte Spektralbereiche reichen von radioaktiven Gamma-Strahlen bis hin zu den Mikrowellen. Da die Erdatmosphäre nicht gleichmäßig von elektromagnetischer Strahlung durchdrungen wird, spricht man von sogenannten atmosphärischen Fenstern, in denen die Strahlung zur Fernerkundung genutzt wird. Optische Fernerkundung umfasst den schmalen Bereich des sichtbaren Lichts (400-700 nm) und des nahen Infrarots (700-900 nm), das besonders von gesunder Vegetation reflektiert wird. Im kurzwelligen Infrarot (bei 1,4 und 1,9 μm) absorbiert das Wasser in den Pflanzen sehr stark und erzeugt die charakteristischen Minima in der Reflexionskurve der Vegetation. Im Bereich des thermalen Infrarots (8-14 μm) wird die von der Erde selbst emittierte Strahlung (langwellige Ausstrahlung) aufgezeichnet. Optische und thermale Fernerkundung werden auch unter dem Begriff der passiven Fernerkundung zusammengefasst, weil die von der Sonne reflektierte bzw. emittierte Strahlung aufgezeichnet wird. Im Gegensatz dazu steht die aktive Mikrowellenfernerkundung, bei der über eine Antenne selbst Strahlung generiert und ausgesandt wird und deren Rückstreuung von der Erdoberfläche später an der Antenne wieder gemessen wird. Der Bereich der Mikrowellen umfasst sehr lange Wellenlängen zwischen 1 mm und 1 m.

Die Zahl der Sensoren auf Erdbeobachtungssatelliten ist mittlerweile vielfältig und geht auf das Jahr 1972 zurück, als mit dem Landsat MSS erstmals ein multispektrales Scannersystem die Erde erfolgreich umrundete. Kramer (1995) und Konecny (1995) geben Übersichten über die derzeit verfügbaren und zukünftigen Satellitensysteme. Generell lassen sich zwei grundsätzlich verschiedene Aufnahmesysteme unterscheiden: zum einen passive optische Sensoren und zum anderen aktive Radarsysteme. Die optischen Sensorsysteme lassen sich aufgrund ihrer unterschiedlichen Auflösungsvermögen unterteilen in spektral hochauflösende (Landsat 7), in räumlich hochauflösende (SPOT 4, IRS-1C und D, IKONOS 2) und zeitlich hochauflösende Systeme (METEOSAT, NOAA). Aktive Radarsysteme zeichnen sich heutzutage vor allem durch die Synthetic Aperture Radar (SAR)-Technologie aus, die eine entfernungsunabhängige Azimutauflösung durch die Fortbewegung auf einer vorbestimmten Umlaufbahn ermöglicht. Beispiele für diese Sensorsysteme sind ERS-2 oder RADARSAT, die im C-Band

(5,3 GHz, 5,6 cm Wellenlänge) aufzeichnen.

Hinsichtlich der Verarbeitungsmethoden seien hier nur Vorverarbeitungs-, Bildverbesserungs- und Klassifikationsmethoden erwähnt. Eine ausführliche Beschreibung der verschiedenen Verfahren sowie des diesbezüglichen Stands der Forschung befindet sich im Methodenkatalog in Kap. 4.1.6. Es existiert umfassende Literatur, in der die grundlegenden Prinzipien der Fernerkundung beschrieben sind. An dieser Stelle sollen nur einige unter anderen genannt sein: Ulaby et al. (1986), Mather (1987), Lillesand & Kiefer (1994), Henderson & Lewis (1998).

2.2 Fernerkundung in der Hydrologie

Die hydrologische Relevanz der Landnutzung wird von verschiedenen Autoren betont (Flügel 1996, Schulze 1999, Volk & Bannholzer 1999). Sie regelt den hydrologischen Speicher und beeinflusst verschiedene hydrologische Prozesse (Interzeption, Evapotranspiration, Infiltration, Feldkapazität, Oberflächen- und Bodenwasserabfluß). Ähnliches gilt für Vegetationsparameter wie Blattflächenindex (engl. Leaf Area Index – LAI, definiert als Blattfläche über einer bestimmten Bodenfläche) oder Bedeckungsgrad (prozentualer Anteil der mit photosynthetisch aktivem Material überdeckt ist), die eine entscheidende Rolle bei der Interzeptionsmodellierung spielen. Von ihnen hängt der Energiehaushalt an der Bodenoberfläche ab, je nach Dichte des Kronenschlußgrades transmittiert Strahlung zum Boden und beeinflusst Schneeschmelze oder Bodenfeuchtigkeit. Engman (1997) bezeichnet die Bodenfeuchte als die prozeßsteuernde Schnittstelle zwischen Grund- und Oberflächenwasser da sie Infiltration, Interflow und Oberflächenabfluß kontrolliert und hochgradig mit dem Gesamtwassergehalt des Bodens korreliert. Sie kontrolliert darüber hinaus den Energie- und Wassertransfer an der Bodenoberfläche, d.h. die Verfügbarkeit von Bodenfeuchte bestimmt die Evaporationsrate bzw. kontrolliert die Vegetationsentwicklung. Die Bodenfeuchte besitzt eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität, weil sie aus verschiedenen Eingabeparametern gespeist wird (Regen, Schneeschmelze, Landnutzung, Bodeneigenschaften, Topographie) und deshalb schwierig zu messen ist. Momentaufnahmen oder Punktmessungen sind hydrologisch sinnlos. Das wissenschaftliche Interesse an der räumlichen Verteilung der Bodenfeuchte ist dementsprechend groß, weil durch sie Grundwasserneubildungsgebiete, Abflußgenerierungsgebiete, Gebiete potenzieller und Gebiete mit weniger als der potenziellen Evapotranspiration, aber auch hydrologische Bodeneigenschaften sichtbar werden (Engman 1997). Die aufgeführten Parameter (Landnutzung, Vegetation und Bodenfeuchte) sind daher für die regionale Flußeinzugsgebietsmodellierung sehr wichtig.

Den Fernerkundungsdaten kommt bei der hydrologischen Regionalisierung immer größere Bedeutung zu, da sie als Inputdaten in Geographische Informationssysteme die Verknüpfung von in der Regel punktförmigen hydrologischen Geländemeßwerten über die Kalibrierung des elektromagnetischen Signals zu flächendeckenden Daten ganzer Flußeinzugsgebiete herstellen. Die hier zugrunde liegenden Prinzipien sind am besten bei Meijerink et al. (1994) beschrieben. Im Wesentlichen geht es dabei um den Ansatz, homogene Flächen (im Bezug auf

Topographie, Geologie, Pedologie, Landnutzung) als hydrologische Einheiten zusammenzufassen und aus ihren Meßwerten Extrapolationen auf Flächen gleicher Ausstattung zuzulassen. Dieser Ansatz der sogenannten Hydrological Response Units (HRUs) wurde vor allem von Leavesley & Stannard (1984), Flügel & Lüllwitz (1993) und Flügel (1995) vorangetrieben. Grundlegende Arbeiten zur Bestimmung hydrologischer Modellparameter mittels Fernerkundung wurden von Mendel & Schultz (1987), Engman & Gurney (1991), Richards (1993), Meijerink et al. (1994) und Mauser et al. (1997b), insbesondere der Mikrowellenfernerkundung (Mauser et al. 1997a) vorgelegt. Hier sind die aktuellen Fortschritte im Bereich der Geländemodelle (Topographie), der Bestimmung der Oberflächenfeuchte mit Mikrowellen (siehe auch De Troch et al. 1996) sowie der Pflanzenparameter (Land- und Forstwirtschaft) mit Abbildenden Spektrometern (Bach 1995) dargestellt. Insgesamt stellen Niederschläge (Petty & Krajewski 1996), Schneehydrologie (Nagler & Rott 1999), Evapotranspiration (Kustas & Norman 1996), Abfluß (Hochwasserereignisse, ESA 1995), Bodenfeuchtigkeit, Grundwasser und Wasserqualität (Stofftransport, Chlorophyllgehalt in Seen, etc., Schneider 1996) hydrologische Prozesse dar, von denen einzelne Parameter mit Hilfe der Fernerkundung bestimmt werden können (vgl. Kap. 5).

Im Allgemeinen werden für die Parameterisierung heute multitemporale, multispektrale und multisensorale Ansätze mit optischen Satellitensystemen (Landsat TM, SPOT, IRS-1C) und SAR-Systemen (ERS-2, JERS-1, RADARSAT) gewählt (Delmaire & Laurore 1996, Jakobs & Sties 1996). Von Radarsystemen erwartet man Lösungen zur Kartierung der Vegetationsstruktur, der Bodenfeuchtigkeit oder geomorphologischer Formen, von Hyperspektraldaten Informationen über Pflanzenparameter, Bodentypen und -chemie (Skidmore et al. 1997). Es gibt eine ganze Reihe von Methoden (Richards 1993, Su 2000), von denen allerdings nur wenige die hohen Anforderungen des Ausnutzens der bestmöglichen räumlichen Auflösung bei gleichzeitiger Erhaltung der spektralen Information erfüllen. Eine Übersicht über die verschiedenen Methoden der Datenfusion geben Mangolini et al. (1995). Die Ergebnisse von Regens et al. (1996) zeigen, daß die Anwendung von aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Landnutzungsveränderungen für Wasserqualitätsparameter Planern ein Werkzeug zur Identifizierung potentieller Gebiete zukünftiger Umweltprobleme bieten. Fundamentale Fernerkundungsdatenauswertungen zur Erfassung von Landnutzungsveränderungen im überregionalen Maßstab (1:100 000) wurden von der Europäischen Union im Rahmen des CORINE-landcover-Programms (Cornaert & Maes 1992, EEA 1996) und des MARS-Programms durchgeführt (Meyer-Roux 1992, JRC 1995). Die Integration von Fernerkundungsdaten in Geographische Informationssysteme zur Verbesserung der Klassifikationsergebnisse ist ein methodischer Schwerpunkt der Fernerkundungsforschung, bei dem mit Ansätzen aus der „fuzzy logic“ (Stolz & Mauser 1996) oder Neuronalen Netzen operiert wird, und die letztendlich auch der hydrologischen Modellierung zu Gute kommen.

2.3 Radarfernerkundung

Gerade die Mikrowellenfernerkundung mit ihren aktiven flugzeug- oder satellitengetragenen SAR-Systemen hat für die hydrologische Forschung in den letzten 15 Jahren stark an Bedeu-

tung gewonnen (Le Toan 1982, Dobson & Ulaby 1986, Mauser et al. 1997a). Durch die Unabhängigkeit von den Witterungs- und Beleuchtungsbedingungen ergibt sich in Mitteleuropa ein wesentlicher Vorteil gegenüber optischen Sensoren, von denen nur etwa 10 % der pro Jahr aufgezeichneten Daten nutzbar sind. Bisherige Satellitensysteme wie zum Beispiel ERS-1/2 (C-Band, 5,3 GHz) oder JERS-1 (L-Band, 1,3 GHz) sind auf eine einzige ausgesandte und empfangene Frequenz beschränkt, wobei der volumetrische Wassergehalt der wichtigste Rückstreuung und Absorption bestimmende Faktor natürlicher Materialien ist. Das heißt, aktive Mikrowellensysteme zeichnen andere Informationen über die physikalische Struktur (Morphologie, Oberflächenrauigkeit) und die dielektrischen Eigenschaften (Bodenfeuchtigkeit) des beobachteten Objektes auf als das reflektierte optische Signal, das in erster Linie von der chemischen Zusammensetzung abhängt. Darüber hinaus sind Radarstrahlen in Abhängigkeit der ausgestrahlten Frequenz in der Lage, Vegetation zu durchdringen, in die oberste Bodenschicht einzudringen, und von dort ein feuchtigkeits- und substratabhängiges Signal zu liefern. Die Entwicklung von flugzeug-getragenen multifrequenten und Multipolarisationssystemen ermöglicht es nun, ähnlich der multispektralen Auswertung von Fernerkundungsdaten aus dem optischen Bereich, verschiedene Frequenzen und Polarisationen zur Unterscheidung forstwirtschaftlicher oder agrarischer Nutzungen bzw. zur Bestimmung der Bodenfeuchtigkeit heranzuziehen (vorausgesetzt die Kalibrierungsgenauigkeit ist besser als $\pm 0,5$ dB) und einen späteren Einsatz auf einem operationellen Satellitensystem vorzubereiten (Herold 2000b). Dabei ist die multitemporale Auswertung einfrequenter Daten viel schwieriger als die Auswertung von multifrequenten Daten eines Aufnahmetermins.

1958 wurde aufgrund der ersten erfolgreichen SAR-Demonstration von Ulaby (1998) als „Birth of SAR“ bezeichnet. In den 60iger Jahren wurden mit der SAR-Technologie vor allem geologische und geomorphologische Karten in wolkenbedeckten Gebieten angefertigt. In den 70iger Jahren begann die digitale Bildverarbeitung. Ulaby entwickelte den sogenannten Radar Spektrometer (1, 4-8, 8-18 GHz) und parallel dazu liefen die Bemühungen Dielektrizitätskonstanten verschiedener Materialien (Gesteine, Böden, Wasser, Eis und Schnee) zu messen. Erst Mitte der 80iger Jahre wurde die Rückstreuung von Forstgebieten mit Scatterometern gemessen, die SAR-Polarimetrie und Interferometrie wurden am JPL in den USA entwickelt sowie erste flugzeuggetragene multifrequente SAR-Systeme eingesetzt (Ulaby 1998). Seit Beginn der 90iger Jahre wurden mit dem Start des ersten europäischen satellitengetragenen ERS-1 die einfrequente SAR-Systeme wiederentdeckt, wobei die Erwartungen an die Landanwendungen eigentlich höher waren als das, wozu die Daten eigentlich fähig sind.

Generell konzentriert sich die Radarfernerkundung derzeit auf vier Schwerpunkte:

- a) Technologieentwicklung (Signalprozessierung, Kalibrierung, etc.)
- b) Vorverarbeitung (Despeckling, Geokodierung, Segmentierung, Korrektur des lokalen Einfallswinkels, etc.)
- c) Entwicklung von physikalischen Rückstreumodellen, wobei die Vorhersage der Rückstreuung bestimmter Objekte bei vorgegebenen Bedingungen im Vordergrund steht (Transfer „nature to theoretical models“, Ulaby 1998)
- d) Entwicklung von praktischen und anwendbaren Algorithmen, d.h. die Vorhersage der biophysikalischen Bedingungen aufgrund von Radarbeobachtungen

Die Verbesserung der Kalibrierung ermöglicht die Unterscheidung mehrerer Klassen (ERS \pm 0,25 dB, SIR-C 1-3 dB). Ebenso ist mittlerweile eine genaue Geokodierung möglich (Schreier 1993). Darüberhinaus stehen zuverlässige, physikalisch basierte Modelle für Gesteine, Böden, Eis, Wasser, Schnee und Vegetation (1-20 GHz) zur Verfügung.

Im Bereich der multifrequenten SAR-Auswertung sind die Arbeiten von Wever & Bodechtel (1994), Bayer (1995) sowie von Hagg & Sties (1996) zu nennen. Die Eignung von Mikrowellendaten für die Landwirtschaft wurde schon 1989 von Gooding et al. beschrieben. Agrarwissenschaftliche Applikationen dominieren auch zur Zeit noch den Einsatz flugzeuggetragener SAR-Systeme (Schmullius 1992, Freeman et al. 1994, Taconet et al. 1994, Schmullius et al. 1994, Schmullius & Nithack 1996). In der Hydrologie wurden die Anforderungen an ein multifrequentes und Multipolarisationssystem nach den Ergebnissen der shuttlegetragenen X-SAR/SIR-C Mission von Schmullius & Evans (1997) formuliert. Troch et al. (1996) werteten experimentelle flugzeuggetragene SAR-Daten für die hydrologische Modellierung aus. Sie verknüpften die Daten mit Hyperspektraldaten und einem Digitalen Geländemodell zur Ableitung der Bodenfeuchtigkeit. Ähnliche Arbeiten wurden von Pampaloni et al. (1997) vorgestellt. Hier wurden die AIRSAR-Daten hinsichtlich ihrer Sensitivität für hydrologische Parameter ERS-1 und SIR-C-Daten gegenübergestellt und verglichen.

Den derzeitigen Stand der Forschung des bei der DLR entwickelten und für diese Arbeit eingesetzten experimentellen SAR-Systems spiegeln am besten die Arbeiten von Horn (1996) und Horn et al. (1999) wider. Hier sind das Systemdesign und die technischen Charakteristika der vom Autor ausgewerteten E-SAR-Daten zusammengefasst. Bodenfeuchtigkeitsbezogene Auswertungen des eingesetzten Instruments sind bei Schmullius (1995), Neusch & Sties (1998), Hochschild & Klenke (1998), Herold et al. (1999), Hajnsek et al. (1999a), Hajnsek et al. (1999b), Hochschild & Herold (2000) beschrieben. Beste Resulte bei der Bodenfeuchtigkeitsbestimmung sind demnach durch den Einsatz des L- und P-Bandes zu erwarten.

2.4 Die Erfassung der Bodenfeuchte mit Fernerkundungsdaten

Die Bodenfeuchtigkeit stellt eine wesentliche Speicherkomponente des Wasserkreislaufs dar und spielt deshalb bei der Modellierung des Wasserhaushalts sowie damit eng verknüpften Anwendungen (Ernteabschätzung, Hochwasservorhersage, Berechnungen der Energiebilanz, etc.) eine entscheidende Rolle. In den obersten Bodenhorizonten treten die größten Bodenfeuchtigkeitsveränderungen auf, was den Energieaustausch stark beeinflusst. Das sind auch die Bodenschichten, die mit Hilfe der Fernerkundung erkannt werden können. Veränderungen der oberflächlichen Bodenfeuchte beeinflussen die dielektrischen Eigenschaften des Bodens und damit gegenüber Mikrowellen ihre emittierenden und rückstreuenden Eigenschaften (Schmugge 1990, Blyth et al. 1993). Mit ihrer Systemkonfiguration (hochauflösendes C-Band, VV-Polarisation) und einem Einfallswinkel von 23° besitzen die ERS-1 und ERS-2 SAR-Sensoren eine Sensitivität für Bodenfeuchte (Ulaby et al. 1978, Evans 1995, ESYS 1994, Engman & Chauhan 1995). Durch das damit verbundene große Interesse für wissen-

schaftliche und operationelle Anwendungen wurden viele theoretische und experimentelle Studien zur Korrelation von Radarrückstreukoeffizient und Bodenwassergehalt durchgeführt (Ulaby 1986, Griffiths et al. 1993, Demircan et al. 1993, Fellah et al. 1994, Mattikalli et al. 1996). Dabei konnte bewiesen werden, dass eine Abschätzung des Bodenwassergehalts unter bestimmten Bedingungen möglich ist (nahezu vegetationsloses, ebenes Gelände, etc.). Allerdings können bisher generell nur relative und keine absoluten Bestimmungen vorgenommen werden.

Neben der Bestimmung der Bodenfeuchte mit aktiven Mikrowellendaten werden auch optische und passive Mikrowellenverfahren eingesetzt (Weimann 1996). Beim optischen Verfahren wird die Bodenfeuchte aus dem Verhältnis des NDVI zur Strahlungstemperatur T_s abgeschätzt (Carlson et al. 1990). Es funktioniert allerdings nur bei wolkenlosem Himmel und liefert auch nur Informationen über die Oberfläche, d.h. es lässt keine Rückschlüsse über die Tiefe zu. Das passive Mikrowellenverfahren (Wood et al. 1993, Lin et al. 1994, Goodrich et al. 1994) macht sich die Tatsache zu Nutze, dass die Emissivität des Bodens im Mikrowellenbereich stark wassergehaltsabhängig ist. So gelang es Wang et al. (1990) aus flugzeuggetragenen Daten (mit 90 m räumlicher Auflösung) die Bodenfeuchte abzuleiten. Da die Intensität der emittierten Strahlung sehr gering ist, sind sehr große Antennen notwendig (der satellitengetragene Sensor SSM/I ermöglicht so nur eine Auflösung von 45 km) und beschränken die Anwendung deshalb auf großräumige Untersuchungen. Die Bedeutung beider Verfahren für die quantitative Bodenfeuchtebestimmung ist deshalb aufgrund der genannten Nachteile eher gering einzuschätzen. Multifrequente und multipolarimetrische Methoden werden auch in Zukunft für mesoskalige Anwendungen eine größere Rolle spielen.

2.5 Fernerkundung in der Hochwasservorhersage

Ein wichtiger Anwendungsbereich hydrologischer Fernerkundung ist die Hochwasservorhersage und -kontrolle (Schultz 1997). Auf der einen Seite geht es bei der Flutvorhersage (Bauer 1997) um eine möglichst genaue Niederschlagsbeobachtung mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung. Derartige Beobachtungen werden in aller Regel mit Wetterradar und quantitativen Niederschlagsvorhersagen in real time durchgeführt (American Meteorological Society 1993). Auf der anderen Seite sollen Hochwasser durch die Bereitstellung von Retentionsflächen verringert werden bzw. die Folgen von rezenten Hochwassern mit Hilfe von Fernerkundungsdaten begutachtet werden. Radarsensoren sind dafür besonders gut geeignet, da sie unabhängig von den Witterungs- und Beleuchtungsverhältnissen Wasserflächen erkennen können. Meistens herrschen gerade bei Hochwassersituationen schlechte Wetterverhältnisse vor, so daß optische Aufnahmesysteme ausfallen. Das Potential der SAR-Systeme konnte bei den zahlreichen Hochwasserereignissen zwischen 1993 und 1997 in Europa unter Beweis gestellt werden (Tholey et al. 1995, Badji & Dautrebande 1995, Tholey et al. 1996, Barbieri et al. 1997). Zu diesem Themenbereich wurde 1995 ein eigener Workshop von der ESA ausgerichtet (ESA 1995). Großmaßstäbige Informationen zum kommunalen Hochwasserschutz (Schadensprognose, Planung von baulichen Hochwasserschutzmaßnahmen) können derzeit nur durch hochaufgelöste, flugzeuggestützte Sensoren erbracht werden (Braun et al.

1997).

2.6 Die Erfassung von Vegetationsparametern mit Fernerkundungsdaten

Darüberhinaus gibt es eine ganze Reihe von Teilbereichen der Fernerkundung, die erst auf den zweiten Blick zur Hydrologie zugeordnet werden, dennoch aber wesentliche Komponenten des Wasserkreislaufs beeinflussen. Dazu zählen allgemeine Vegetationsparameter (Wegmüller & Werner 1997, Svendsen & Sarabandi 1998) wie der Blattflächenindex (LAI, Price & Bausch 1995, Weiss & Baret 1999), der Bedeckungsgrad, der Pflanzenwassergehalt (Le Vine & Karam 1996), die Biomasse (Kurvonen et al. 1999), die Pflanzenhöhe (Sarabandi et al. 1999, Gabriel et al. 1999) oder der Ernteertrag, forstwirtschaftliche Fernerkundung sowie fernerkundungsgestützte Untersuchungen zu Erosion (Ritchie et al. 1976, Liedtke et al. 1995) und Wasserqualität (Schneider 1996) oder Öko-Hydrologie (Feuchtgebiete, Galeriewälder).

Pflanzenparameter wie der Ernteertrag spielen eine wesentliche Rolle im hydrologischen Kreislauf von Soil-Vegetation-Atmosphäre-Modellen (SVAT-Modellen). Die Wasserverfügbarkeit für Pflanzen kontrolliert den Kohlenstoff- und Nitratkreislauf in terrestrischen Ökosystemen und beeinflusst das Pflanzenwachstum und die Nahrungsmittelproduktion direkt. Neben Evaporation, Bodenfeuchte und Abfluß ist der Ernteertrag eine wasserverbrauchende Größe, die bei der Modellierung des mittleren jährlichen Wasserhaushalts oft unberücksichtigt bleibt. Er wird durch den Blattflächenindex, Biomasse, Pflanzen- und Oberflächenfeuchte (Mauser et al. 1997b) bestimmt, zu deren Ableitung Vegetationsindizes (Paloscia & Pampaloni 1992, Bannari et al. 1995, Gao 1996, Carlson & Ripley 1997) bzw. an bodenphysikalische Parameter angepasste Vegetationsindizes (Huete 1988) herangezogen werden. Eine Übersicht über die verschiedenen Vegetationsindizes geben Chen & Guilbeault (1996). Aus SAR-Daten polarimetrischer Konfiguration können Baumhöhen, Bedeckungsgrad und Biomasse mit hoher Genauigkeit bestimmt werden. Sehr viel genauer kann man Pflanzenparameter mit abbildenden Spektrometern analysieren, da im Gegensatz zu herkömmlichen multispektralen Scannersystemen der gesamte optische Spektralbereich mit sehr hoher spektraler Auflösung (bis zu 2 nm Bandbreite) aufgenommen wird und dadurch ein kontinuierliches Spektrum der beobachteten Oberfläche entsteht. Dies führt zu einer Verbesserung der Parameterisierung für hydrologisch relevante Pflanzenparameter wie z.B. Biomasse oder Wuchshöhe. So können beispielweise durch die Absorption bei 1µm des in Pflanzenzellen enthaltenen Wassers Karten der Verteilung des Pflanzenwassers erstellt werden (Mauser et al. 1997b). Gleichermäßen kann aber auch die Landdegradation akkurat durch Veränderungen der Vegetationszusammensetzung und -struktur, der Evapotranspiration oder der Einzugsgebietshydrologie beobachtet werden (Skidmore et al. 1997).

Forstwirtschaftliche Praktiken können einen substantiellen Einfluß auf die Wasserqualität haben. Aus der umfangreichen Literatur zur forstwirtschaftlichen Fernerkundung seien hier nur einige Beispiele (Swedish University of Agricultural Sciences 1990, Howard 1991, Coenradie 1992, Hildebrandt 1992, Parradine 1996) genannt. Obwohl die Vorteile von Radarsen-

soren (Biomasse, Baumhöhen, etc.) nahe liegend sind (Beaudoin et al. 1994, Pulliainen et al. 1994, Wang et al. 1995, Askne et al. 1997, Ranson et al. 1997, Zink et al. 1997, Strozzi & Wegmüller 1998), konzentriert sich die internationale Forschergemeinde im Wesentlichen auf die Auswertung optischer Systeme (Endlicher & Kirchhof 1990, Danson & Plummer 1995, Lambert 1995) hinsichtlich Baumartentypisierung, Waldschadenskartierung oder der Berechnung von Blattflächenindizes. Trotzdem besitzt die Sensorfusion von optischen- und Mikrowellendaten in diesem Bereich ein großes Potenzial. Den enorm wichtigen Vorverarbeitungsschritten (Atmosphärenkorrektur, Topographische Normalisierung, Geocodierung - Richter 1990, Kattenborn 1991, Itten et al. 1992) schließen sich Klassifikationen und Abschätzungen der Ausdehnung (Palubinskas et al. 1994, Dahm et al. 1995) an. Neue Möglichkeiten bieten vor allem multifrequente Auswertungsmethoden, sowohl satellitengetragen (Le Toan et al. 1997) als auch flugzeuggetragen (Hochschild & Herold 2000b), vor allem im Hinblick auf kommende Satellitensysteme (ENVISAT, LightSAR, ALOS, TerraSAR). Analysen der interferometrischen Kohärenz der ERS Tandem Mission (Duchossois & Martin 1995, Klenke & Hochschild 1999) versprechen operationelle Anwendungsmöglichkeiten für die nahe Zukunft (Wegmüller et al. 1995, Floury et al. 1997, Engdahl & Hyypä 1997).

2.7 Bodenerosion und Digitale Höhenmodelle

Bodenerosion und Landdegradation sind ebenfalls für Stofftransport und Wasserqualität entscheidende Größen. Dabei geht es weniger um die Quantifizierung der Sedimentfracht als vielmehr um die Erkennung der Quellgebiete der Suspensionsfracht. Übersichten über den Stand der Wissenschaft in diesem Bereich der Fernerkundung bieten Engman & Gurney (1991), Meijerink et al. (1994) sowie Schultz & Engman (2000). Eine Grundlegende Arbeit zur Analyse der Wasserqualität in natürlichen Seen wurde von Schneider (1996) am Beispiel des Bodensees vorgelegt. Darüberhinaus wurden Forschungsarbeiten zur Eutrophierung und dem Problem der Wasserqualität unter anderen von Claassen (1990) und Gege (1996) durchgeführt. Schneider & Kroesch (1989) zeigten, dass organische Verschmutzungen den gleichen Einfluß auf Trinkwasserreservoirs haben wie Temperaturanstiege, nämlich den Verlust an Sauerstoff. Dadurch werden die chemischen und biologischen Prozesse beschleunigt und machen höhere Aufbereitungskosten für Trinkwasser notwendig. Der wesentliche Vorteil der Fernerkundung gegenüber herkömmlichen Punktbeobachtungen oder sporadischen Messungen vom Boot aus, ist der gleichzeitige flächenhafte und synoptische Überblick über größere Gebiete, die multitemporale und thermale Aufnahme von Stress und Zerstörung zur Zeit der Beobachtung sowie die Dokumentation als Beweismaterial.

Die Bedeutung Digitaler Geländemodelle für die Hydrologie und hydrologische Modellierung wurde von Donker (1992) und Beven & Moore (1992) beschrieben. Sie bieten die Möglichkeit hydrologische Einzugsgebietseigenschaften (Abflußrichtung, kummulativen Abfluß, etc.) aus Digitalen Geländemodellen zu extrahieren (Meijerink et al. 1994). Im Allgemeinen liegen Reliefinformationen nicht im notwendigen Maßstab oder der räumlichen Auflösung vor. Auch hier bietet die Fernerkundung verschiedene Möglichkeiten der flächendeckenden Aufnahme. Da die Fernerkundungssignale in der Regel von der obersten Vegetationsschicht re-

flektiert werden, spricht man richtiger von Digitalen Höhenmodellen (DHM) anstatt Digitaler Geländemodelle (DGM). Aus Fernerkundungsdaten können Digitale Höhenmodelle mit folgenden Methoden abgeleitet werden:

- Satelliten-Radar: mit zwei SAR-Bildern unterschiedlicher Aufnahmezeitpunkte und Bahnen können mit Hilfe der Interferometrie operationell DHMs abgeleitet werden (Zebker et al. 1992, Ferretti et al. 1998). Diese Messungen erlauben eine Höhenauflösung von ca. 5 m bei einer räumlichen Auflösung von 30 m (ESA 1997a, Gens 1998). Die DLR bietet ein derartiges DHM mittlerweile flächendeckend für die Bundesrepublik Deutschland an.
- Flugzeug-Radar: mit einem Flugzeug und zwei Antennen, die an unterschiedlichen Positionen am Flugzeug angebracht werden. Diese Messungen erlauben bei gleichzeitiger Aufnahme eine Höhenauflösung von bis zu 5 cm bei einer räumlichen Auflösung von ca. 1 m (Wimmer et al. 1999). Im Februar 2000 wurde ebenfalls mit single-pass Interferometrie (X- und C-Band SAR) ein globales DHM (bis 60° N/S) mit 30 m Auflösung vom Space Shuttle aus erfolgreich aufgenommen (SRTM-Shuttle Radar Topographic Mission).
- Laser-Altmetrie: vom Flugzeug aus eingesetzte Methode mit einem Laserdistanzmesser, der reflektorlos die Distanz zwischen Flugzeug und Erdoberfläche misst. Durch Mehrfachreflexion können sowohl die Vegetations- als auch die Bodenoberfläche aufgenommen werden und damit auch die Baumhöhen erfasst werden. Die dabei erzielte Höhengemessgenauigkeit liegt bei 10 - 15 cm (Kilian & Englich 1994, Lohr 1997, Wever 1999).
- Photogrammetrie: aus Stereo-Satellitenbildern des schwenkbaren französischen SPOT-Systems können mit digitalen photogrammetrischen Methoden DHMs mit etwa 10 m Höhengemessgenauigkeit abgeleitet werden (Case 1989, Krupnik 1999), die sich für Anwendungen bis zum Maßstab 1:50 000 eignen (Gugan & Dowman 1988, Swann et al. 1988). Ähnliches gilt für gescannte Stereo-Luftbilder, bei denen je nach Maßstab Genauigkeiten bis zu 1 m erreicht werden können. Die Grenzen der digitalen photogrammetrischen Methoden liegen in der generellen Schwierigkeit, Punkte auf der reflektierenden Oberfläche im Bild zu setzen, sowohl manuell als auch automatisch (Grafton 1999). Dadurch können bei den Messungen Fehler auftreten, die zum einen aus dem zu flachen Aufnahmewinkel eines Bildes resultieren können, zum anderen sich aber auch aus Grauwertveränderungen zwischen den beiden Aufnahmetermen in Folge von Brandrodung, Ernte, Überflutung, etc. ergeben können.

Derartig abgeleitete Digitale Höhenmodelle stellen einen wichtigen Input in Geographische Informationssysteme dar. Sie sind relevant für hydrologische Modellierungen mittlerer Einzugsgebiete (1000 bis 15 000 km²), wobei sich durch die Verbesserung der Genauigkeitsgrenze bei Flugzeugdaten (1 bis 10 cm) ganz neue Bereiche der Hydraulik eröffnen. So lassen sich beispielsweise Dämme, Bergstürze, Quellaustritte oder Erosionsrinnen zentimetergenau überwachen (Mauser et al. 1997b).

2.8 Integration in Geographische Informationssysteme

Geographische Informationssysteme (GIS) sind das wichtigste Werkzeug um räumliche Daten digital zu bearbeiten (Burrough 1986). Besonders für große Datenvolumen, wie sie aus

den Auswertergebnissen ständig neuer Fernerkundungssensoren zu erwarten sind, stellen sie ein effektives Verwaltungs- und Bearbeitungssystem dar um diese Datenmengen in nutzbare Information zu transformieren. Neben Fernerkundungsdaten gehen auf ein einheitliches geographisches Bezugssystem referenzierte Geländekartierungen, thematische Kartenauswertungen, Messreihen, etc. in ein GIS ein, man baut also eine Einzugsgebietsdatenbank aus verschiedenen Informationsebenen und Datentypen auf. Die wesentlichen Vorteile von GIS-Systemen gegenüber analogen Verarbeitungen räumlicher Daten liegen in den Analysefunktionen und den Möglichkeiten der räumlichen Modellierung. Dazu gehören unter anderen Reklassifizierungsprozeduren, Verschneidungsoperationen, Abstandsfunktionen, Interpolation von Punktmessungen, Datenbankverknüpfungen, mit denen aufgezeigt werden können, wie räumliche Strukturen und Objekte miteinander interagieren. Fernerkundungsdaten ermöglichen durch ihre wiederholte Aufzeichnung die Erfassung einer weiteren Komponente: der Zeit (Eckhardt et al. 1990). Dadurch können gerade innerhalb eines Einzugsgebietes dynamische Veränderungen wie beispielsweise der Landnutzung erfasst werden. In den meisten Fällen reicht die Analyse von Fernerkundungsdaten aber für die Lösung von hydrologischen Fragestellungen nicht aus, sie muß mit weiterer Information zu Böden, Geologie, Höhe, etc. kombiniert werden. Dafür ist ein GIS ausgezeichnet geeignet (Meijerink et al. 1994, Mattikalli & Engman 2000). Eine vollständige Integration setzt eine Raster/Vektor-Konvertierung voraus, bzw. verlangt eine gemeinsame Bearbeitung innerhalb eines hybriden Systems (Ehlers et al. 1989). Zahlreiche Beispiele belegen, dass die Integration von Fernerkundungsdaten in GIS die Analyse- und Modellierungsfähigkeiten verbessert hat. Dubayah (1992) modellierte die räumliche Variabilität der Nettoeinstrahlung mit Hilfe von Landsat-TM-Daten und digitalen Höhendaten. Jürgens & Fander (1993) setzten Landsat-TM-Daten zur Berechnung von Bodenerosionsraten und Bodenerosionsgefährdungsrisiken mit Hilfe der Universal Soil Loss Equation (USLE) ein. Fuller (1993) setzte eine aus Landsat-TM-Daten abgeleitete Landnutzungskarte von Großbritannien zur Feststellung des Nitrat- und Pestizideintrags ein. Die Karte wurde zusammen mit anderen Geodaten in ein GIS-basiertes Entscheidungsunterstützungssystem, ein sogenanntes „Landschaftsinformationssystem“ integriert.

Nachdem die Integration von Geographischen Informationssystemen und Fernerkundungsdaten also bereits gelungen ist (u. a. Mattikalli 1995, Bill 1996, Ressler 1996), wird die Anbindung von Modellen zu Prognosezwecken rasch zunehmen. Diese Richtung wird bereits seit mehreren Jahren in der Hydrologie stark forciert (Mauser 1991, Brusch 1996, Baumgartner & Apfl 1998), aber auch in der Klimatologie (Scherer 1994), im Naturschutz (Baruth et al. 1996, Baruth 1998) sowie bei der Abschätzung von Ernteerträgen (Loudjani 1995). Generell sind Geographische Informationssysteme für die Parameterisierung von hydrologischen Modellen gut geeignet, da sie den Raumbezug der Eingangsdaten erhalten und somit den distributiven Modellierungsansatz erst ermöglichen. Ihre Fähigkeit zur Extrahierung, Überlagerung und Abgrenzung von Einzugsgebietscharakteristiken erlaubt die Integration in hydrologische Modelle.

Entscheidend für die Parameterisierung von hydrologischen Modellen sind die betrachteten Skalenbereiche. Mauser et al. 1998 weist auf die unterschiedliche Bedeutung der Fernerkundungsdaten bei der Analyse verschieden großer Untersuchungsräume hin. Klenke 1999 führt

wirtschaftliche Probleme auf, die den Übergang von mikro- zu mesoskaligen Punktmeßnetzen unrentabel erscheinen lassen und somit den Einsatz von Fernerkundungsdaten bei der Analyse der räumlich hoch variablen hydrologischen Parameter sinnvoll machen. Grundlegende Literatur zu diesem Thema wie zur Auf- und Abskalierung mittels Fernerkundungsdaten legten Stewart et al. (1996) und Quattrochi & Goodchild (1997) vor. Generell lassen sich drei Bezugsebenen der Skalierung unterscheiden: (1) die Geomorphometrie mit der physiogeographischen Ausdehnung (u.a. Mikro- bis 10^4 m^2 , Meso- bis 10^8 m^2 und Makroskala 10^{10} m^2 , Barsch & Stäblein 1978), (2) die Detailgenauigkeit der räumlichen Auflösung, der sogenannte „measurement scale“, also beispielsweise die Rasterweite eines Digitalen Geländemodells und (3) die der Thematik angepasste Skalierung, beispielsweise die Anzahl der Landnutzungsklassen, die zur ausreichenden Beschreibung einer Stofftransportmodellierung notwendig sind. Eine ausführliche Diskussion der Problematik erfolgt in Kap. 2.2.2.

Im Einzugsgebiet der Sieg wurden im Rahmen des DFG-Sonderforschungsbereich 350 (Flügel 1995, Flügel 1996) sowohl optische als auch Fernerkundungsdaten aus dem Mikrowellenbereich hydrologisch ausgewertet (Klenke 1997, Hochschild 1999, Klenke 1999). Die bisherigen Resultate haben gezeigt, daß durch die multitemporale Klassifikation von ERS-1 Daten sowie die Kombination mit optischen (Landsat TM) Daten zwar ein großes Potential in der Erschließung neuer Oberflächenparameter (Oberflächenrauigkeit, Bodenfeuchtigkeit) liegt, eine wetterunabhängige, multispektralen optischen Daten vergleichbare Klassifikation aber wohl nur durch den Einsatz von multifrequenten- und Multipolarisationssystemen realisiert werden kann (Herold et al. 1999, Herold 2000b). Hier besteht weiterer Forschungsbedarf, vor allem im Bereich der Interpretation der Rückstreueigenschaften in den verschiedenen Mikrowellen-Bändern sowie deren Verknüpfung mit Geländemesswerten. Das Einzugsgebiet der Sieg, und hier speziell das Teileinzugsgebiet der Bröl, war aufgrund der bisherigen Forschungen innerhalb eines DFG-Projektes besonders gut mit mikrometeorologischen Geländegeräten ausgestattet. Zwei Testhänge, an denen Interflow, Bodenfeuchtigkeit, Wind, Strahlung, etc. gemessen wurde, lagen innerhalb des E-SAR Flugstreifens. Hier wurden durch die Bestimmung der Rückstreukoeffizienten und deren Korrelation mit den Geländewerten gegenüber bisherigen satellitengetragenen, einrequenten Systemen erhebliche Verbesserungen erzielt (Hochschild & Klenke 1998, Hochschild & Herold 2000). Das Hinzuziehen der Kohärenzinformation aus ERS Tandem Daten ermöglichte eine wesentlich detailliertere Flächennutzungsklassifikation als aus einrequenten Daten (Hochschild et al. 1999, Klenke & Hochschild 1999, Bartsch et al. 1999). Gerade bei schlechten Witterungsbedingungen ist es für die hydrologische Modellierung wichtig detaillierte Oberflächendaten zu bekommen, da genau dann mit abflußwirksamen Verhältnissen zu rechnen ist. Dazu sollen die vorgesehenen Arbeiten einen Beitrag leisten und eine spätere operationelle Anwendung eines solchen Multifrequenten- und Multipolarisationssystem auf einer Satellitenplattform vorbereiten helfen.

2.9 Forschungsbedarf

Obwohl unstrittig ist, dass Fernerkundungssensoren die einzige Quelle für flächendeckende und zeitlich wiederholbare Daten sind, besteht die Notwendigkeit, hydrologische Modelle mit

Fernerkundungsdaten effektiv zu verknüpfen. Generell mangelt es dabei aus geowissenschaftlich-hydrologischer Sicht noch an einem inhaltlich-anwendungsorientierten Gesamtkonzept in der Methodenentwicklung. Kombinationen von optischen Fernerkundungsdaten mit Daten aus dem Mikrowellenbereich ebenso wie skalenübergreifende Untersuchungen, die das Up- and Downscaling im hydrologischen Sinne nutzen sind selten und bei weitem nicht operationell. Der wesentlichste limitierende Faktor ist dabei das Fehlen detaillierter Information in Skalenbereichen, die zwischen der lokalen Geländebeobachtung und globalen, räumlich grob auflösenden Satellitenmessungen liegen.

Methodisch gesehen besteht Bedarf zur Integration von geographischer Zusatz- und Texturinformation in den Klassifizierungsprozess. Bei der Landnutzungserfassung mit SAR-Daten besteht vor allem im Bereich der Interpretation der Rückstreuungseigenschaften in den verschiedenen Mikrowellen-Bändern sowie deren Verknüpfung mit Geländemesswerten weiterer Forschungsbedarf. Eine thematische Optimierung im hydrologischen Sinne steht noch aus. Das Potenzial interferometrischer Kohärenzinformation ist aus geowissenschaftlicher Sicht noch bei weitem nicht erschöpft. Mit Hilfe phänologischer Daten lassen sich erheblich detailliertere Landnutzungsklassifikationen (vor allem bei Frucht- und Baumarten, Bartsch et al. 1999) ableiten.

Es existiert bisher keine Fernerkundungsmethode, um die räumliche Verteilung bzw. die zeitliche Variabilität der Bodenfeuchte auch nur im kleinräumigen Maßstab aufzunehmen. Kein Sensor bietet derzeit Bodenfeuchtigkeitsinformation mit akzeptabler Genauigkeit, so dass die Herausforderung der Vorhersage der Bodenfeuchtigkeitsbedingungen bei offenem oder vegetationsbedecktem Boden weiterhin besteht. Eine Korrektur der Radiometrie zur Bodenfeuchtigkeitsbestimmung ist zwingend notwendig. Allerdings bestehen hier bisher keine allgemein gültigen Verfahren. Als Lösungsmöglichkeiten kommen sicherlich mehrere Ansätze in Frage:

- die Verwendung des P-Bandes (77-136 cm Wellenlänge, 0,22-0,39 GHz) ist aufgrund ihrer erhöhten Feuchtigkeitssensitivität vielversprechend. Allerdings sind hier zunächst praktische Probleme wie die Frequenzüberschneidung mit mobilen Telefongeräten vor einem operationellen Einsatz zu beseitigen.
- in der Algorithmenentwicklung wie z.B. der Quotientenbildung aus multipolarimetrischen und multifrequenten SAR-Daten liegt sicherlich eine große Chance.
- auch die Entwicklung von räumlichen Filtern zur Unterdrückung von größeren Fehlern erhöht die Hoffnung auf brauchbare Endprodukte.

Polarimetrische Auswertungen multifrequenter SAR-Daten gehen auf Evans et al. (1988) zurück. Bisher sind die Ausführungen von Hellmann & Krätzschar (1997), Cloude & Pottier (1997) oder Börner & Papathanassiou (1998) zu Entropie, α -Winkel und erstem Eigenwert sehr theoretisch. Der Anwendungsbezug aus geowissenschaftlich-hydrologischer Sicht, d.h. die Interpretation der Signalstruktur fehlt weitgehend.

Von besonderer Bedeutung ist die Qualitätsbestimmung der aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten hydrologischen Parameter, denn es besteht bei den derzeit verwendeten Modellen ein

genereller Bedarf nach Genauigkeitsverbesserung. Wie zuverlässig ist die Information ? Entspricht die indirekte Fernerkundungsmessung den Genauigkeitsanforderungen des Modells ? Derartige Fragen gilt es nicht nur stichprobenartig zu beantworten, um den Vorteil der flächendeckenden Datenaufnahme nicht durch geringe Datenqualität zu vergeuden.

Man kann den Forschungsbedarf im Hinblick auf die Parameterisierung hydrologischer Modelle mit Fernerkundungsdaten daher wie folgt formulieren:

- effektive Verknüpfung hydrologischer Modelle mit Fernerkundungsdaten,
- Integration von Zusatzdaten in den Klassifizierungsprozess (Kohärenzinformation, etc.),
- Zuverlässige Bestimmung der Bodenfeuchtigkeit,
- Geowissenschaftlich-hydrologische Auswertungen multipolarimetrischer SAR-Daten,
- Qualitätsbestimmung der abgeleiteten hydrologischen Parameter durch Validierung mit Geländemesswerten.

Neue multipolarimetrische satellitengetragene SAR-Systeme wie ENVISAT, LightSAR, ALOS (PALSAR) oder TerraSAR lassen verbesserte Parameterisierungen in naher Zukunft, vor allem für größere Einzugsgebiete, erwarten. Verbesserte Geokodierungen werden Multi-SAR-Kombinationen zulassen und durch häufigere Überflüge auch neue multitemporale Klassifizierungsalgorithmen notwendig machen. Obwohl die Polarimetrie bisher nicht „aufgeblüht“ ist wie ursprünglich erwartet, wird in Zukunft die Frage, wie man geowissenschaftliche Information aus den kompletten Polarisationsvarianten zieht, im Vordergrund stehen. Der generelle Forschungsbedarf lässt sich daher in der Entwicklung von eleganten, anpassungsfähigen und robusten Algorithmen, die in der Lage sind, biophysikalische Information in den notwendigen Maßstäben und Genauigkeiten zu liefern, am besten zusammenfassen.

Die Untersuchungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit sollen vor allem im Bereich der effektiven Verknüpfung von Fernerkundungsdaten mit hydrologischen Modellen das Forschungsdefizit beheben helfen. Besonders in mesoskaligen Maßstäben gilt es detaillierte Information bereitzustellen. Hierzu werden Beispiele aus Thüringen und dem südlichen Afrika vorgestellt. Bezüglich der Bereitstellung von flächendeckenden Landnutzungsdaten wird im optischen Spektralbereich Texturinformation und im Mikrowellenbereich Kohärenzinformation integriert werden.

Zur Ableitung von flächenhafter Bodenfeuchtigkeitsinformation als Validierungsgrundlage wird aus den vorgestellten Analysen von Flugzeugdaten Signalwirkung für zukünftige satellitengetragene Missionen erwartet. Die Ergebnisse auf der Mikro- und Mesoskala werden übertragbar sein. Die Zuverlässigkeit der abgeleiteten Information wird durch den Vergleich mit Indizes und interpolierten Geländemesswerten überprüft.

3. Zielsetzung und Methodik

Die vorliegende Arbeit wird aus dem oben und in der Problemstellung (Kap. 1.2) beschriebenen Forschungsbedarf Beiträge zu folgenden 4 Schwerpunkten leisten:

- Hydrologische Modelle könnten effizienter mit Fernerkundungsdaten parameterisiert werden. In Kap. 4 werden dazu die Anforderungen von 4 verschiedenen Modellen und die Möglichkeiten der Fernerkundung gegenübergestellt (Vergleich der Eingangsparameter der unterschiedlichen Wasserbilanz- und Stofftransportmodelle). In Kap. 6 sollen mit einem allgemeingültigen Methodenkatalog (vgl. Kap. 6.1.6), in dem die Auswertemethodik beschrieben wird, und einem Parameterisierungs-Pool (vgl. Kap. 6.1.7) standardisierte Anleitungen für den Gebrauch von Fernerkundungsdaten zur Lösung praktischer hydrologischer Modellanwendungen gegeben werden. Wie aus dem Stand der Forschung (Kap. 2) deutlich wird, liegen zwar zahlreiche lehrbuchhafte Übersichten über Fernerkundungsanwendungen in der Hydrologie vor, eine Anleitung für praktische wasserwirtschaftliche Anwendungen in der Umweltverwaltung fehlt aber bisher.
- Im Bereich der Erfassung von Landnutzung und Vegetationsparametern soll mit Hilfe von Zusatzinformation aus dem Bereich der Mikrowellen (interferometrische Kohärenz, Polarimetrie) eine aus hydrologischer Sicht differenziertere und vor allem witterungsunabhängige Oberflächeninformation als Input für die Modellierung bereitgestellt werden.
- Zur Bestimmung der Bodenfeuchte werden zwei Ansätze (Hauptkomponententransformation und Polarimetrie) auf multifrequente und multipolarimetrische E-SAR-Daten angewendet. Kap. 2 zeigte, dass die Bodenfeuchtigkeit bisher nicht in der notwendigen räumlichen und zeitlichen Auflösung aus Fernerkundungsdaten bestimmt werden kann. Deshalb sollen hier die Möglichkeiten von multifrequenten und multipolarimetrischen Daten, vor allem im Hinblick auf zukünftige Satellitensysteme, aufgezeigt werden.
- Da die Einzugsgebietscharakteristik eine entscheidende Rolle bei der Abflußmodellierung spielt, sollen in dieser Arbeit zwei Beispiele zur Integration von aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Höhendaten (Stereophotogrammetrie und Interferometrie) gegeben werden, die für die jeweiligen Testgebiete in dieser Auflösung bisher nicht vorhandene Geländeinformationen bereitgestellt haben. Damit lassen sich unter anderem hydrologisch wichtige Größen wie Hangneigung (Abflußgeschwindigkeit), Exposition (Berechnung der Evapotranspiration) oder höhergelegene Entwässerungsfläche (zur Berechnung des kumulativen Abflusses) ableiten.

Eine weitere Einbindung der Ergebnisse in die angewandte hydrologische Modellierung sowohl zur Parameterisierung von Niederschlags-Abfluss-Modellen als auch zur Validierung bereits durchgeführter Simulationen wäre wünschenswert, denn dadurch könnten verschiedene Endnutzer aus der Umweltverwaltung (z.B. Thüringer Landesanstalt für Umwelt, Thüringer Talsperren Verband) vom sinnvollen Einsatz dieser Fernerkundungsmethoden überzeugt werden. Hier gilt es vor allem durch bessere Transparenz und Zugänglichkeit für den Endnut-

zer, aber auch einer plausiblen Kosten/Nutzenanalyse die Akzeptanz zur verstärkten Integration von SAR-Daten zu steigern. Obwohl die Anforderungen an Fernerkundungsdaten zur Lösung hydrologischer Fragestellungen schon mehrfach zum Ausdruck gebracht wurden (ESA 1997b, Rast 1999), muß die Formulierung eines standardisierten Methodenkatalogs zur Parameterisierung und Validierung physikalisch-basierter hydrologischer Modelle mit Hilfe von Fernerkundungsdaten, in dem die Genauigkeitsanforderungen der jeweiligen Parameter angegeben sind, dennoch als eines der wesentlichsten Forschungsziele angesehen werden.

3.1 Zielsetzung

Ziel der Arbeit ist der Informationszugewinn durch die Verwendung von multisensoralen Fernerkundungsdaten, insbesondere der SAR-Technologie in der hydrologischen Praxis. Dabei gilt es verschiedene theoretisch angenommene Genauigkeitswerte in verschiedenen Einzugsgebieten empirisch zu belegen und zu quantifizieren sowie die Anwendung der Methoden in der angewandten Hydrologie zu fördern. Die Arbeit verfolgt damit sowohl inhaltlich-anwendungsbezogene als auch methodische Ziele. Im Mittelpunkt steht die Parameterisierung distributiver, physikalisch basierter, hydrologischer Modelle. Der inhaltlich-anwendungsbezogene Kern dieser Arbeit konzentriert sich dabei auf die Bereiche Landnutzung, Vegetationseigenschaften und Einzugsgebietscharakteristik. Mit Methodenkatalog und Parameterisierungspool soll ein quasi standardisiertes Verfahren der modellorientierten hydrologischen Parameterisierung aus Fernerkundungsdaten vorgestellt werden. Methodisch werden Verfahren der flächendeckenden Bodenfeuchtigkeitsbestimmung aus Mikrowellenfernerkundungsdaten vorgestellt.

Bei der Landnutzungserfassung geht es dabei um die Erstellung von praktisch anwendbaren, hydrologisch relevanten Landnutzungsklassifikationen für unterschiedliche Klimazonen. Je nach benötigter Klassentiefe des zu verwendenden hydrologischen Modells sollen entsprechende Detailabstufungen zur Verfügung gestellt werden. Die Zunahme der versiegelten Fläche hat den größten Einfluß auf die Niederschlags-Abfluß-Dynamik, dementsprechend wichtig ist eine zuverlässige Siedlungserkennung. Da eine solche Erfassung wegen der Heterogenität urbaner Flächen mit herkömmlichen multispektralen Klassifizierungsansätzen schwierig ist, soll hier eine texturbasierte Methode (nach Steinnocher 1997) zum Einsatz kommen. Durch die Verwendung der interferometrischen Kohärenz und der Polarimetrie sollen weitere physikalische Oberflächeneigenschaften erfasst und als neue hydrologische Informationsquellen erschlossen werden.

Die Erfassung von Vegetationsparametern wie Blattflächenindex oder Bedeckungsgrad, Biomasse und Pflanzenwassergehalt stellen wichtige hydrologische Modellparameter dar, da mit ihrer Hilfe Interzeption oder das in der Vegetationsdecke gespeicherte Wasser abgeschätzt werden können. Ziel hierbei ist die zuverlässige Bestimmung dieser Pflanzenparameter aus Fernerkundungsdaten je nach Modellanforderung für die Beispielgebiete in Thüringen und Südafrika.

Hinsichtlich der flächendeckenden Erfassung der Bodenfeuchte sollen hier zwei Methoden der Hauptkomponentenanalyse und der Polarimetrie auf ihre hydrologische Tauglichkeit geprüft werden. Im einzelnen werden hierfür die multifrequenten und –polarimetrischen E-SAR-Daten einem aus dem Digitalen Höhenmodell abgeleiteten Multiple-Flow-Topographical Index und volumetrischen Geländemessungen der Bodenfeuchte mit TDR-Sonden gegenübergestellt.

Einen weiteren Schwerpunkt stellt die theoretische Aufarbeitung und der Vergleich von drei Methoden (Photogrammetrie, Interferometrie – satelliten- und flugzeuggetragen) zur Generierung Digitaler Höhenmodelle aus Fernerkundungsdaten dar. Anhand praktischer Beispiele sollen bestehende Probleme beschrieben und aus hydrologischer Sicht bewertet werden.

Die Arbeit befasst sich daher mit inhaltlich-anwendungsorientierten (Synergie durch Auswertung von Daten aus dem optischen- und dem Mikrowellenbereich) als auch mit methodischen Problemstellungen und versucht im einzelnen folgende Fragen zu beantworten:

- Wie können Fernerkundungsdaten für die Parameterisierung hydrologischer Modelle eingesetzt werden ?
- Inwieweit sind aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Digitale Höhenmodelle für die hydrologische Modellierung geeignet ?
- Können aus den experimentellen flugzeuggetragenen E-SAR-Daten den räumlichen und zeitlichen Anforderungen genügende Methoden zur Bestimmung der Bodenfeuchte abgeleitet werden, die eventuell der Datenauswertung zukünftiger satellitengetragener Sensoren dienen können ?
- Ist es möglich, ein standardisiertes Verfahren der Auswertemethodik (Digitale Bildverarbeitung) und der modellorientierten Parameterisierung zu entwickeln ?
- Wo bestehen die derzeitigen Probleme und was wird in Zukunft benötigt ?

Zusammenfassend sollen sich aus der Formulierung des standardisierten Methoden- und Parameterisierungspools innovative Anwendungsperspektiven für den weiteren Einsatz von Fernerkundungsdaten in der wasserwirtschaftlichen Planung ergeben. Damit soll vor allem auch der immer wieder geforderten Integration von Fernerkundungsdaten in operationelle hydrologische Dienste (Integriertes Flußeinzugsgebietsmanagement, Abfluvvorhersage, etc., u.a. Dreher et al. 2000) Rechnung getragen werden. Wenn diese Arbeit quasi als Leitfaden für die flächendeckende Erfassung hydrologischer Modellparameter angenommen wird, ist das wesentlichste Ziel erreicht.

3.2 Methodik

Die eingesetzten Methodiken reichen von optischer Fernerkundung bis hin zur Polarimetrie. Abbildung 1 gibt einen Überblick über die verwendeten Daten, die verschiedenen Methoden und die daraus abgeleiteten hydrologischen Parameter. Die Fernerkundungsdaten sind in die Spektralbereiche Optisch/Thermal (blau) und Mikrowellen (grau) unterteilt. Die räumliche Auflösung nimmt von oben nach unten zu, je nach Sensorauflösung können die entsprechend

skalierten Parameter abgeleitet werden. Die Vielfalt der optischen Sensoren erlaubt allerdings die Ableitung von hydrologischen Parametern auf allen Skalenebenen. In dieser Arbeit nicht eingesetzte hydrologisch relevante Methoden bzw. Systeme wie die Abbildende Spektroskopie oder Regenradar und die daraus abgeleiteten Parameter Pflanzenwassergehalt und Niederschlag stehen außerhalb der Kästen und sind durch Stern (*) markiert. Die Arbeit bezieht sich nur auf fluviale Systeme auf Landoberflächen. Ausdrücklich ausgenommen sind Grundwasser, Wasserverschmutzungen, Ozeane und Küstenzonen, etc.

Die Auswertung optischer Daten wird mit standardisierten Methoden der Digitalen Bildverarbeitung durchgeführt. Die Vorverarbeitungsmethoden beinhalten Kontrastdehnung, Filterung, Geokodierung und Atmosphärenkorrektur. Sind hochauflösende Digitale Geländemodelle vorhanden werden sie sowohl zur Topographischen Normalisierung als auch zur Orthorektifizierung der SAR-Daten eingesetzt. Die Topographische Normalisierung reduziert die reliefbedingten Beleuchtungsunterschiede und verbessert damit die Klassifikationsergebnisse. Bei den Klassifikationsmethoden hat sich der Einsatz parametrischer Klassifikatoren (Maximum Likelihood) bewährt, da sie die Statistik auch bei Abweichungen von der Normalverteilung berücksichtigen. Die Legenden der Landnutzungsklassifikationen im südlichen Afrika wurden aus hydrologischer Sicht dahingehend verbessert, dass zwischen einheimischen und angepflanzten fremden Baumarten unterschieden wird, Siedlungen werden aufgrund ihres Versiegelungsgrades und nicht ihrer Einkommensklassen unterschieden oder landwirtschaftliche Nutzflächen hinsichtlich ihrer Bearbeitungsmethoden und ihrer oberflächlichen Auflage unterschieden (Blattstreu, Mulch, etc., Schulze & Hohls 1993).

Der ergänzende Einsatz von Mikrowellendaten ermöglicht die Erschließung weiterer physikalischer Oberflächeneigenschaften wegen der Sensitivität der Daten für Größen wie Oberflächenrauigkeit, Bodenfeuchtigkeit oder Dielektrizitätskonstante (Hochschild 1999). Obwohl die Auswertungen einfrequenter Intensitätsdaten hinsichtlich der Erfassung der Landnutzung nur zu eingeschränkten Erfolgen führen, besteht ein Potenzial in der Kombination mit optischen Sensoren. Sehr viel bessere Ergebnisse sind durch multitemporale Intensitätskompositen zu erreichen, die vor allem die Phänologie der Vegetation unabhängig von den Witterungsbedingungen aufzeichnen. Weitere hydrologisch relevante Information wie z.B. die Trennung Wald/Nicht-Wald, Blattaustrieb, Pflügen sowie Ausbringen von Feldfrüchten oder auch das Aufquellen von Tonmineralen können aus der Auswertung interferometrischer Phasendaten gewonnen werden.

Die hydrologisch wichtige Bodenfeuchtigkeitsverteilung kann nur mit Hilfe multifrequenter und multipolarimetrischer SAR-Daten abgeleitet werden. Obwohl derartige Systeme derzeit nur flugzeuggetragen zur Verfügung stehen, werden in naher Zukunft auch satellitengetragene Systeme wie LightSAR oder ALOS multipolarimetrische Daten aufzeichnen. Besonders das L-Band (23 cm Wellenlänge) ist für Bodenfeuchtigkeit sensitiv (HH- und VV-Polarisation), während die Kreuzpolarisation eher Informationen über Biomasse bzw. Pflanzenwassergehalt enthält.

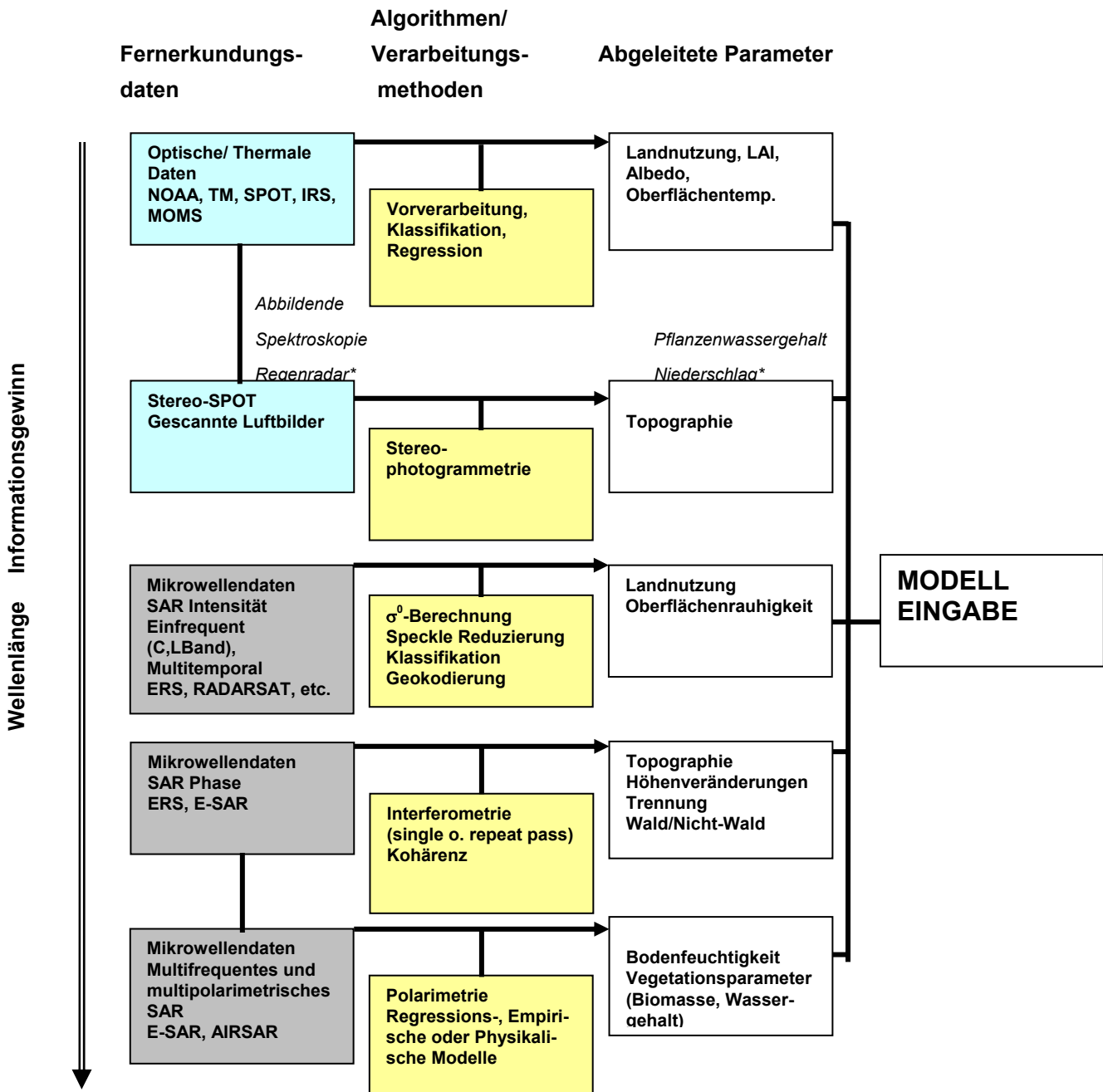


Abb. 1: Hydrologischer Informationsgewinn durch den Einsatz verschiedener Fernerkundungssensoren (* in dieser Arbeit nicht eingesetzte Methoden bzw. nicht bestimmte Parameter).

Damit wird der hydrologische Informationsgewinn durch die Verwendung von Mikrowellendaten deutlich: die Verwendung verschiedener Systeme ermöglicht die räumliche Ableitung hydrologisch relevanter Parameter (Wettersatelliten – Niederschlag; Optische Daten – Landnutzung, Blattflächenindex, Albedo; SAR Intensität – verbesserte Flächennutzung wegen anderer physikalischer Charakteristik durch Sensorkombination und multitemporale Auswertung; SAR Phase – Trennung Wald/Nicht-Wald, etc.; multifrequentes und multipolarimetri-

ches SAR – Bodenfeuchtigkeit, Biomasse, Pflanzenwassergehalt).

In der hydrologischen Einzugsgebietsmodellierung gilt es weiterhin nach effektiven Wegen der Verknüpfung von hydrologischen Modellen mit Fernerkundungsdaten zu suchen. Das in dieser Arbeit vorgestellte inhaltlich-anwendungsorientierte Gesamtkonzept der Methodenentwicklung integriert multisensorale Auswertungen aus dem optischen und dem Mikrowellenbereich des elektromagnetischen Spektrums. Damit wird ein hybrider methodischer Ansatz verfolgt, der für das Endziel, die flächendeckende Einzugsgebietsmodellierung, aus der Synergie der Multisensoralität profitiert. Die Möglichkeiten optischer Satellitenbilddauswertungen sind den meisten wasserwirtschaftlichen Anwendern bekannt, wenn sie auch in aller Regel auf die Landnutzungskartierung beschränkt sind. Hier gilt es die weiteren Optionen der Erfassung von Vegetationsparametern und des Reliefs in Form von aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Blattflächenindizes oder Digitalen Höhenmodellen ins Bewußtsein zu rufen und durch qualitativ hochwertige Ergebnisse Überzeugungsarbeit zu leisten. Ähnliches gilt auch für den Einsatz von Mikrowellendaten. Zehn Jahre nach dem Start von ERS-1 ist das Potenzial bei der Interpretation der Rückstreuungseigenschaften und der Signalstruktur noch nicht erschöpft. Die leidige Diskussion der möglichen oder nicht möglichen Bodenfeuchtigkeitsbestimmung hat hier sicherlich nicht zur Akzeptanz beigetragen. Der Anwendungsbezug von Kohärenz und Polarimetrie aus geowissenschaftlich-hydrologischer Sicht ist aber nach wie vor Neuland, das in das Gesamtkonzept zu integrieren ist und vielversprechende Hoffnungen weckt.

Die in dieser Arbeit vorgestellten Methoden sind Teil eines Ganzen, das durch die flächendeckende hydrologische Einzugsgebietsmodellierung dargestellt wird. Zunächst geht es dabei um die Analyse des Istzustands, eine hydrologische Systemanalyse, bei der möglichst umfassende flächendeckende Informationen der einzelnen Systemkomponenten akquiriert werden müssen.

Das methodische Konzept der vorliegenden Arbeit kann daher wie folgt umrissen werden: Landnutzungsklassifikationen, Vegetationsparameter und digitale Höhenmodelle sind wichtige flächendeckende Eingabedaten, die ohne Fernerkundungsdaten nur schwerlich in ihrer räumlichen Verteilung aufgenommen werden könnten. In den verschiedenen mesoskaligen Untersuchungen in Thüringen und dem südlichen Afrika wurden derartige Eingabedaten für die Niederschlags-Abfluss- bzw. die Stofftransportmodellierung dringend gebraucht.

Die aus flugzeuggetragenen SAR-Daten abgeleiteten Pflanzenwassergehalte und Bodenfeuchtigkeiten besitzen Bedeutung für die Modellvalidierung. Auch hier wären die räumlichen Verteilungsmuster mit analogen Methoden nicht in vergleichbarer Qualität zu erhalten. Deshalb wurden die inhaltlichen Schwerpunkte dieser Arbeit (Landnutzung, Vegetation, Bodenfeuchte, DGM) innerhalb der regionalen Einzugsgebietsmodellierung verknüpft. Ihr Beitrag zu methodischen Bildverbesserungen sollen im folgenden erläutert werden und damit ihre Bedeutung als unersetzliche Bausteine der flächendeckenden Parameterisierung unterstrichen werden (vgl. Abb. 2):

In vielen hydrologischen Modellen werden die Parameter für Prozesse wie Interzeption, Evapotranspiration oder auch Infiltration und Durchwurzelungstiefe in Abhängigkeit von der Landnutzung gewählt. Je nach Landnutzungsform infiltriert mehr oder weniger des gefallenen Niederschlags, bzw. wird dem oberflächlichen Abfluß zugeführt. Die Wasserqualität von Vorflutern ist ebenfalls landnutzungsabhängig, da in landwirtschaftlich intensiv genutzten Gebieten die Belastung durch den Einsatz von Dünge- und Pflanzenschutzmitteln höher ist als beispielsweise in Forstgebieten. Die Landnutzung bzw. der NDVI spielen aber auch eine Rolle bei Bildverarbeitungsmethoden wie der Segmentierung oder der Topographischen Normalisierung. Bei der Bildsegmentierung werden einzelne Landnutzungsklassen unterschiedlichen weiteren Bildverarbeitungsschritten (Texturanalyse oder multispektrale Klassifikation, qualitative oder quantitative Analyse) zugeführt, bei der Topographischen Normalisierung werden aufgrund des NDVI vegetations- bzw. nicht vegetationsbedeckte unterschieden, die dann im Korrekturprozeß wegen ihrem unterschiedlichen Reflexionsverhalten getrennt behandelt werden (Herold et al. 2000a).

Zur Bestimmung von flächenhaften Vegetationsparametern wie dem Blattflächenindex (LAI) oder dem Fraktalen Bedeckungsgrad werden empirische Beziehungen zwischen Vegetationsindizes (NDVI oder VI) und Geländemessungen der beiden Vegetationsparameter eingesetzt. Um zu vernünftigen Regressionen zu kommen, werden die Beziehungen landnutzungsspezifisch eingesetzt, d.h. es werden für jede Landnutzungs-kategorie eigene Korrelationen zwischen dem Vegetationsindex (NDVI oder VI) und den Geländemessungen gerechnet. Da die verschiedenen Vegetationsindizes mehr oder weniger von der Bodenfarbe beeinflusst sind, wurde der sogenannte Transferred Soil Adjusted Vegetation Index (TSAVI) entwickelt. Dabei wird mit zwei Bodenparametern, die aus dem Reflexionsverhalten im Rot und Infrarot abgeleitet werden, versucht die Bodenfarbe zu berücksichtigen. Aus dem TSAVI wird dann über eine empirische Gleichung der Fraktale Bedeckungsgrad berechnet. Der Fraktale Bedeckungsgrad wurde im südlichen Afrika invers zum Erkennen und Abgrenzen von Landdegradationsformen eingesetzt.

Das Relief und seine digitale Erfassung als Geländemodell mit Hilfe von Fernerkundungsdaten besitzt eine überragende Bedeutung für die hydrologische Einzugsgebietsmodellierung. Niederschläge und Evapotranspiration sind nicht nur höhenabhängig, sie sind auch expositionsabhängig. Auch der Abfluß als einer der wesentlichsten hydrologischen Prozesse ist reliefabhängig. So bestimmen zum Beispiel die geomorphologische Ausprägung des Reliefs das Abflußnetz und Hangneigung und –länge unter anderem die Abflußmenge. Über die Hydrologie hinaus benötigen nahezu alle in der Umwelt ablaufenden Prozesse, ebenso wie das damit zusammenhängende Umweltmanagement, die Geomorphometrie als fundamentale Flächendiskretisierung (Schmidt & Dikau 1999). In der Bildverarbeitung besitzt das Digitale Geländemodell bei der Topographischen Normalisierung (vgl. Kap. 6.1.2), der radiometrischen Korrektur der reliefabhängigen Beleuchtungsunterschiede eine entscheidende Rolle. Das Relief ist verantwortlich dafür, dass Gebiete mit gleichen Oberflächeneigenschaften im Fernerkundungsbild durch unterschiedliche Reflexionswerte abgebildet werden. Aus dem DHM kann nun der lokale Einfallswinkel berechnet werden und in die jeweiligen Korrekturalgorithmen (Lambert, Minnaert, etc.) eingesetzt werden. Damit können die Reflexionsunter-

schiede weitgehend eliminiert werden.

Die vier in dieser Arbeit mit Hilfe der Fernerkundung abgeleiteten, hydrologisch relevanten Parameter besitzen durch ihre Verflechtung untereinander für die Flueinzugsgebietsmodellierung damit entscheidende Bedeutung. Sie ermöglichen über ihre flächendeckende Erfassung eine distributive, physikalisch basierte, hydrologische Systemanalyse. Mit der gesamten Parameterpalette wird versucht, den resultierenden Abfluß möglichst genau an den gemessenen anzupassen. Erst in einem weiteren Schritt werden innerhalb des Modells durch die Verwendung von „Was-wäre-wenn-?“-Szenarien verschiedene Simulationen zur Erstellung von Prognosen für die Zukunft erstellt.

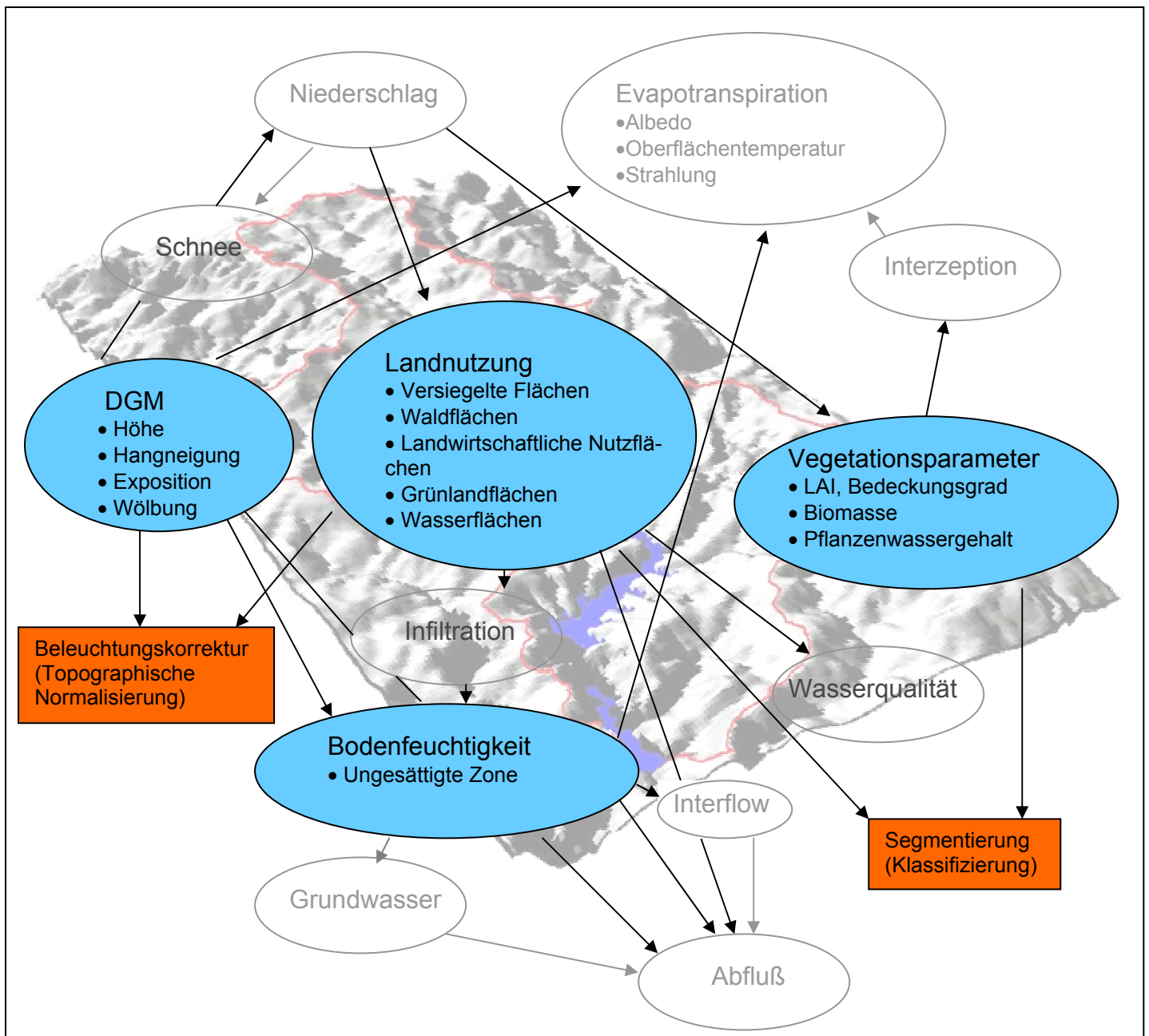


Abb. 2: Bereiche der fernerkundungsgestützten Flueinzugsgebietsanalyse. In Farbe diejenigen, die innerhalb dieser Arbeit behandelt werden.

4. Eingangsdaten für die hydrologische Modellierung

Die folgenden Kapitel 4 und 5 geben einen Überblick über die Anforderungen an Eingangsdaten für hydrologische Modelle aus der Sicht der Modellierung und den Stand der Forschung zur Ableitung hydrologischer Parameter aus Fernerkundungsdaten, sowohl für die vier in dieser Arbeit behandelten als auch für die anderen hydrologisch relevanten Parameter (Niederschlag, Schnee, Evapotranspiration). Sicherlich existieren bereits umfangreiche fernerkundliche Übersichten zum Thema in der Literatur (u.a. Meijerink et al. 1994, Schultz & Engman 2000), eine Zusammenfassung aus hydrogeographischer Sicht zur praktischen Anwendung in der Modellierung fehlt aber bisher. Dies soll mit den beiden folgenden Kapitel realisiert werden.

4.1 Integrierte Planung von Wasserressourcen auf Einzugsgebietsbasis

Unsere Umwelt besteht aus einem komplexen System, das sich aus Boden, Wasser und Luft zusammensetzt. Wasser ist nicht nur die am stärksten genutzte natürliche Ressource (Trinkwasser, landwirtschaftliche Bewässerung, industrielle Nutzung, etc.), der Wasserkreislauf stellt auch den basalen Transportpfad für Energie und chemische Komponenten an der Erdoberfläche dar. Zunehmende Bevölkerungen und aufstrebende Wirtschaften werden den Druck auf die lokal und global vorhandenen Wasserressourcen in den kommenden Jahren verstärken. Umso wichtiger ist daher das Wissen über die räumliche und zeitliche Verteilung der Wasserhaushaltsgrößen.

Integrierte wasserwirtschaftliche Planung hat das Einzugsgebiet als räumliche Einheit und die Modellierung als Instrument der Beschreibung, Darstellung und Simulation. Ihr Ziel ist die zuverlässige Simulation des zu erwartenden Verhaltens des hydrologischen Systems (Bossel 1994), wobei der zeitlichen und räumlichen Verteilung des Abfluß das größte Interesse zukommt (Haefner & Schumann 1992). Die Modellierung ist mehrdimensional, wobei die physikalischen, chemischen und biologischen Aspekte von Wasserhaushalt und Wasserqualität die erste Dimension bilden. Die zweite Dimension ist die Nutzung der Wasserressourcen durch Landwirtschaft, Wasserversorgung oder Energiegewinnung etc. Das Konzept zur Berücksichtigung der verschiedenen Interessen kann als dritte Dimension angesehen werden, die natürlich auf veränderte Anforderungen und Ausgangszustände reagieren muss. Das Hauptziel der angewandten hydrologischen Modellierung besteht daher in der Analyse von Flußeinzugsgebieten zur Verbesserung der Planungsstrategien (Singh 1995).

Die Erfassung des komplexen Systems Boden, Wasser, Luft sollte interdisziplinär sein. Integrierte Planung von Wasserressourcen („integrated water management“) muss also neben den natürlichen Einflußgrößen (Niederschlag, Verdunstung, Abfluß, Klimaveränderung, Extremereignisse) auch auf externe ökonomische, demographische oder gar hygienische Interessen Rücksicht nehmen. Dabei besitzen verschiedene Aufgabenstellungen auch verschiedene Ansprüche an die Wasserqualität (Trinkwasser, Brauchwasser). Oftmals können nicht alle Wünsche erfüllt werden und es entstehen Konfliktsituationen. Hier können sogenannte räumliche Entscheidungsunterstützungssysteme eingesetzt werden, die die vorab genannten Bedingun-

gen berücksichtigen und in den Entscheidungsprozess miteinbeziehen (Berroir et al. 1998). Diese Systeme basieren auf Fernerkundungsdaten, digitalen thematischen Karten, Geländemessungen und Fachwissen, die zusammen Datenbank und GIS sowie ein regelbasiertes Expertensystem aufbauen und damit die Eingangsdaten die Modelle liefern. Die Modelle selbst definieren geographische und zeitliche Trends. Das natürliche System mit den Wasserressourcen kann von einem hydrologischen, das anthropogene System mit dem Wasserbedarf durch ein sozioökonomisches Modell simuliert werden. Die Ausgabe der Modelle sind sogenannte „Was wäre wenn?“-Szenarien und GIS-basierte räumliche Überschuß-Defizit-Bilanzierungen innerhalb des Entscheidungssystems. Das heißt, der Planer bekommt damit ein wertvolles Vorhersagewerkzeug für Einzugsgebietsreaktionen auf Management-Strategien. Am Ende sollen dadurch bestehende Management-Praktiken durch aktuelle Daten optimiert werden.

Die Einzugsgebietsmodellierung spielt eine fundamentale Rolle bei der Planung von Wasserressourcen. Die meist praxisorientierte Anwendung solcher Modelle wird bei Leavesley 1983, Singh 1989, Singh 1995, Leavesley 1996 oder Schulze 1999 beschrieben. Stand dabei zunächst nur die Modellierung des Wasserhaushalts im Vordergrund, so wird heutzutage die Fähigkeit zur Simulation des Stofftransports und der Wasserqualität als Qualitätsmerkmal der Modelle betrachtet. Informationsbereitstellung ausschließlich zur Wasserquantität reicht nicht mehr aus.

Wissensbasierte Systeme (vgl. Peschel 1992), d.h. interaktive Computerprogramme, die fachwissenschaftliche Hinweise zur Lösung eines bestimmten Problems geben, konnten sich bisher in der Hydrologie nicht durchsetzen. Obwohl bereits 1981 (Gaschnig et al. 1981) auf ihr Potential hingewiesen wurde, sind derartige Anleitungen einer praktischen Anwendung bisher weitgehend verwehrt geblieben.

4.2 Anforderungen an die hydrologische Systemanalyse aus der Modellierung

Der Beginn der Entwicklung von hydrologischen Flußeinzugsgebietsmodellen reicht schon über 30 Jahre, bis ins Jahr 1966 zurück, als Crawford & Linsley das Stanford Watershed Model schufen. Seither wurden sehr viele verschiedene Modelle entwickelt (Renard et al. 1982, James et al. 1982, Singh 1989), so dass man von einer regelrechten Inflation hydrologischer Modelle sprechen kann. Ein hydrologisches Modell besteht aus verschiedenen Modulen, die die einzelnen Komponenten des hydrologischen Kreislaufs modellieren.

Die Modelle gehören verschiedenen Typen an, da sie für verschiedene Zwecke entwickelt wurden. Man kann sie hinsichtlich Prozessbeschreibung, Maßstab und Lösungsansatz unterteilen. Ausführliche Übersichten dazu bieten Singh (1995) und Schulze (1999). Prozessorientierte Modelle beinhalten alle hydrologischen Prozesse, die zum Output des Systems beitragen. Hinsichtlich der Beschreibung dieser Prozesse unterscheidet man zwischen einfachen Eingabe-Ausgabe (lumped) oder verteilten, deterministischen, stochastischen bzw. gemischten Modellen. Bei den einfachen Eingabe-Ausgabe-Modellen werden hydrologische Prozesse durch Differentialgleichungen und hydraulische Gesetze beschrieben, allerdings ohne Raum-

bezug bzw. der Einzugsgebietscharakteristik (Topographie, Geologie, Böden, Landnutzung, etc.). Die Verhaltensbeschreibung wird aus der Beobachtung eines oder vieler gleichartiger Systeme abgeleitet. Ihnen stehen die verteilten (distributiven) Modelle gegenüber, die sowohl die physisch-geographischen Bedingungen des Einzugsgebiets als auch die räumliche Variabilität der Prozesse (Niederschlag, Infiltration, Evapotranspiration, etc.) in Abhängigkeit von der Landnutzung und ihrer Lokalität berücksichtigen. Hierzu muß die Wirkungsweise des Systems mit viel Aufwand nachgebildet werden, das Verhalten in der Vergangenheit ist nur von sekundärem Interesse. In der Praxis muß man jedoch aufgrund der Schwierigkeiten, repräsentative räumliche Messungen zu bekommen von quasi-verteilten Modellen sprechen (Kite & Kouwen 1992). Flügel (1996) weist darauf hin, dass die räumliche Übertragung im Modell entscheidend für das Modellierungsergebnis ist. Im allgemeinen benötigen verteilte Modelle mehr Daten als einfache Eingabe-Ausgabe-Modelle, was sich in der Realität oft schwierig gestaltet. Meistens sind Geländedaten unvollständig, ungenau oder inhomogen. Beispiele für verteilte Modelle sind TOPMODEL (Beven et al. 1985, Beven et al. 1995, basiert auf der Berechnung des Topographischen Index, aus dem die Bodenfeuchtigkeit und der Abfluß über die Fließakkumulation und die Hangneigung aus einem hochaufgelösten DGM abgeleitet werden), SHE (Abbott et al. 1986a, Abbott et al. 1986b), MMS/PRMS (basiert auf HRU-Ansatz, Leavesley 1983, Leavesley 1996) oder ACRU (Schulze 1999). Die Beschreibung eines Prozesses kann entweder deterministisch, stochastisch oder gemischt sein. Die Mehrheit der Modelle ist deterministisch (Singh 1995).

Welches Modell letztendlich eingesetzt wird hängt im wesentlichen vom Modellierungszweck, zum anderen aber auch vom Skalenbereich ab, auf dem simuliert werden soll. Neben dem räumlichen spielt auch der zeitliche Skalenbereich eine große Rolle. Ein Einzugsgebietsmodell, das auf monatlicher Basis simuliert, unterscheidet sich wesentlich in Architektur und Struktur von einem stündlichen Modell. Bei der verfügbaren Vielzahl von Modellen fällt eine derartige Entscheidung dem hydrologischen Planer, der aus zeitlichen und finanziellen Gründen nicht in der Lage ist eigene Modelle zu entwerfen, oftmals schwer. Zudem existiert das „universelle Modell“ nicht. „The choice of the model remains a part of the art of hydrological modelling“ (Woolhiser & Brakensiek 1982, zit. aus Schulze 1999).

Für eine hydrologische Modellierung werden Informationen über Wasservolumen und Wasserqualität sowie deren zeitliche Verteilung im Einzugsgebiet benötigt. Dazu kommt die Abschätzung des maximalen Abflusses und die Sedimentationsrate zur Dimensionierung von Staudämmen sowie die Menge des zur Bewässerung zur Verfügung stehenden und benötigten Wassers. Darüber hinaus sollten anthropogene Veränderungen und damit verbundene Risiken wie z.B. Aufforstungen, Urbanisierung, Grundwasserverschmutzung, Bewässerungspraktiken, Dammbauten oder Auswirkungen des globalen Klimawandels bekannt sein. Der Hydrologe verlangt nach zuverlässiger Information für die Planung der Wasserressourcen (Schulze 1999).

Aus der Sicht der Modellierung kann deshalb nur mit deterministischen, physikalisch basierten, distributiven Modellen gearbeitet werden, da nur sie in der Lage sind, die aus der Fernerkundung gelieferten Variablen zu nutzen.

4.2.1 Parameterisierung und Validierung

Parameter sind im Sinne der Systemanalyse verhaltensbestimmende unabhängige Größen. Sie können entscheidenden Einfluß auf das Systemverhalten haben und als sogenannte kritische Parameter, die aufgrund von Sensitivitätsuntersuchungen identifiziert werden können, schwerwiegende qualitative bzw. quantitative Folgen haben. Hydrologische Parameter sind z.B. die Flächennutzung, die Vegetationsbedeckung, die Bodenfeuchtigkeit, die Oberflächentemperatur, die Albedo oder Hangneigung und Exposition. Sie unterscheiden sich von den hydrologischen Prozessen (Niederschlag, Interzeption, etc.) oder hydrologischen Speichern (Zustandsgrößen, die den tatsächlichen Systemzustand vollständig beschreiben wie Schnee, Oberflächenwasser, Interzeptionsspeicher, Bodenwasserspeicher, etc.) und stellen in unterschiedlichen Parameterkonstellationen („Szenarien“) mögliche Verhaltensmuster des hydrologischen Systems dar (vgl. Bossel 1994).

Es ist von Vorteil so viele Prozessparameter wie möglich zu bestimmen, wobei die einfache Ableitung nicht ausreicht, die Erfassung der räumlichen Heterogenität in ausreichender Genauigkeit ist ebenso wichtig. Mit Fernerkundungsmethoden werden hydrologische Variablen indirekt gemessen, d.h. die gemessene elektromagnetische Größe muß der hydrologischen Variablen empirisch oder mit einer Transferfunktion zugeordnet werden. Nur so können Satellitendaten mit relativ hoher zeitlicher Repetitionsrate zur Parameterisierung hydrologischer Modelle verwendet werden.

Nach Modellentwicklung und Parameterisierung folgen Kalibrierung, Validierung und zum Schluß die Bewertung der Zuverlässigkeit. Modellkalibrierung beinhaltet die optimale Einschätzung der Parameter, dazu können spezielle Fehleranalysen dienen. Sie stellen sicher ob die Simulationsfehler durch Fehler in den Daten, bei der Parameterisierung oder der Modellkonstruktion verursacht werden. In der Regel werden Modelle mit anderen Datensätzen kalibriert als verifiziert.

Die Modellvalidierung und die Bewertung der Zuverlässigkeit der Simulationsergebnisse sind grundlegende Bedingungen für die Einschätzung, ob ein Modell gut arbeitet oder nicht. Hier bietet die Fernerkundung einen wesentlichen Vorteil gegenüber punktuellen Kontrollmessungen. Die räumlichen Verteilungsmuster der abgeleiteten Modellparameter lassen sich flächendeckend mit den Fernerkundungsergebnissen vergleichen und validieren. Kap. 6.7 dieser Arbeit zeigt hierzu ein Beispiel aus dem Ilm-Einzugsgebiet in Thüringen, in dem die modellierte Evaporation der aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Oberflächentemperatur gegenübergestellt wird.

4.2.2 Das Problem des Maßstabs

Der Maßstab ist für die hydrologische Modellierung sehr wichtig, da einzelne Parameter sehr unterschiedliche Variabilitäten aufweisen können (Lufttemperatur – gering, im Kilometerbereich; Leitfähigkeit des Bodens – hoch, im Meterbereich) und zudem eine möglichst maßstabunabhängige räumliche Diskretisierungsform gesucht wird. Große Einzugsgebiete verfügen in der Regel über gut ausgebildete Abflußsysteme, wobei laterale Prozesse überwiegen. Sie sind wesentlich unsensibler gegenüber kurzen heftigen Regenfällen. Bei kleineren Einzugsgebieten dominiert dagegen der Oberflächenabfluß, d.h. sie sind sehr sensitiv für kurzzeitige Starkregen. Mesoskalige Einzugsgebietsmodelle setzen die Topographie zur Simulation des Oberflächenabflusses bzw. die Geologie zur Simulation des Basisabflusses ein und teilen größere Einzugsgebiete in kleinere, homogene Teileinzugsgebiete ein. Dazu kommen die verschiedenen Speichersysteme sowie ein Routing des Abflusses. In der englischsprachigen Literatur spricht man dabei je nach Größe von „catchment scale models“ bzw. von „basin scale models“ (Singh 1995). Ausführliche Diskussionen zur Skalenproblematik in der Hydrologie sind bei Blöschl & Sivapalan (1995), in der Fernerkundung und GIS bei Quattrochi & Goodchild (1997) sowie deren Verknüpfung bei Stewart et al. (1996) dargestellt.

Wie schon in Kapitel 2 angeschnitten, lassen sich generell drei Bezugsebenen der Skalierung unterscheiden: (1) die physiogeographische Ausdehnung, (2) die Detailgenauigkeit der räumlichen Auflösung, und (3) die der Thematik angepasste Skalierung.

(1) Geomorphometrie mit physiographischer Ausdehnung

Im lokalen Maßstab (Mikroskala) können oberflächlich ablaufende Prozesse mit direkten Feldmessungen beobachtet, modelliert und verifiziert werden. Auf der regionalen Maßstabsebene ist das Einzugsgebiet das Beobachtungsobjekt, das sich aus mehreren HRU's (siehe Kap. 4.2.3) mit homogener Landnutzung, Boden, Geologie, Topographie, etc. zusammensetzt. In solchen regional-skalierten Ökosystemen werden die elementaren Prozesse für die hydrologische Systemanalyse integriert. Sie haben in der Regel eine Ausdehnung von 10 bis mehrere tausend Quadratkilometer. Im globalen Maßstab wird die Differenzierung der auf der Erdoberfläche ablaufenden Prozesse vor allem durch die atmosphärischen Zirkulationsmuster, die Land-See-Verteilung sowie Meeresströmungen bestimmt. Zu ihrem Verständnis müssen die Funktionsweisen der verschiedenen globalen Ökosystemtypen bekannt sein. Modelliert wird hier mit Global Circulation Models (GCMs).

(2) Detailgenauigkeit der räumlichen Auflösung (measurement scale)

Aus Sicht der Fernerkundung ergibt sich hier ebenfalls ein Unterschied hinsichtlich der verschiedenen Auflösungen: Während die grobe räumliche Auflösung bei täglichen Messungen von Sensoren wie NOAA AVHRR, VEGETATION oder MODIS exzellente Möglichkeiten der Identifikation sich verändernder Parameter bietet (globale Biomassenproduktion oder globale Landnutzungsverteilungen), fehlt ihnen aufgrund der mangelnden räumlichen Auflösung die Möglichkeit zur präzisen Bestimmung der Gründe, weshalb die Veränderungen auftreten. Diese Lücke schließen Erdbeobachtungssatelliten wie Landsat 5 (TM), Landsat 7 (ETM+), SPOT 4 (HRV) oder IRS-1C und IRS-1D (LISS/PAN), die zwar über die notwendi-

ge räumliche Auflösung verfügen, andererseits aber mit Repetitionsraten zwischen 16 und 26 Tagen die zeitliche Dynamik nur ungenügend erfassen. Dennoch werden diese Systeme für das Management natürlicher Ressourcen, primär dessen Inventarisierung und Messung der räumlichen Ausdehnung, aber auch der Beobachtung eventueller Veränderungen erfolgreich eingesetzt. Lokale Kartierungen zur mikroskaligen Systemanalyse basieren traditionell auf der Auswertung von Luftbildern in Kombination mit Topographischen Karten. Hier könnten in Zukunft durch die Verwendung der sehr hoch auflösenden, multispektralen Satellitendaten (IKONOS 2) allerdings Veränderungen auftreten.

(3) der Thematik angepasste Genauigkeit

Unter einer der Thematik angepassten Genauigkeit versteht man die Klassentiefe (Detaillierungsgrad) bzw. die Messgenauigkeit, die zur Lösung einer gestellten Modellierungsaufgabe notwendig ist. Es macht beispielsweise keinen Sinn ein distributives Modell, das mit 9 Landnutzungsklassen auskommt, mit einer aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Klassifikation mit 22 Klassen zu parameterisieren. Hier ist eine Reduktion auf die geforderte Genauigkeit von 9 Klassen sinnvoll, ohne später an Genauigkeit des Modellierungsergebnisses einzubüßen. Ähnliches gilt für hydrologische Geländemessungen: Hier macht es wenig Sinn stündliche Werte aufzunehmen, wenn das verwendete Modell nur Monatsmittelwerte berücksichtigt. Damit wird zwar die Repräsentativität erhöht, aber der Messaufwand ist unnötig hoch. In der Regel stellt sich die Problematik aber umgekehrt, dass einzelne Parameter nicht in der notwendigen zeitlichen, thematischen oder räumlichen Auflösung vorliegen und man sich daher mit extrapolierten Werten begnügen muss. Das funktioniert aber nicht, wenn beispielsweise nur monatliche Niederschlagswerte zur Verfügung stehen, zur Modellierung der nicht-linearen Erosionsprozesse aber stündliche Werte notwendig wären. Kurzzeitiger Starkregen produziert ein anderes Ergebnis als langandauernder Regen geringerer Intensität, obwohl die Niederschlagsmenge genauso groß sein kann. Ein ähnliches Beispiel für räumliche Nicht-Linearität (siehe unten) stellt eine Hangneigung dar, die aus einem DGM mit 10 m Rastergröße abgeleitet wurde und nichts mit einer Hangneigung zu tun hat, die aus einem DGM mit 1 km räumlicher Auflösung abgeleitet wurde. Modelle die Umweltdaten als Eingangsparameter benutzen sollten daher nur Daten mit passender zeitlicher und räumlicher Auflösung einsetzen. Für Fernerkundungsdaten bedeutet das, dass die räumliche Auflösung in Abhängigkeit von der räumlichen Struktur der untersuchten Landschaft gewählt werden sollte. Die Verwendung von Daten die in einem Maßstab gemessen wurden und in einem anderen angewendet werden kann schwerwiegende Fehler in der Modellvorhersage nach sich ziehen. Softwaretechnisch sollten die Daten daher über Metadaten mit dem Skalenbereich verknüpft werden, für den sie angewendet werden können (Gallant & Reed 1999).

Hydrologische Prozesse sind in der Regel nicht linear. Diese Nicht-Linearität setzt bei der Modellierung dieser Prozesse Grenzen für die Mittelwertbildung. Deshalb kann, obwohl einzelne Prozesse auf der Mikroskala durchaus verstanden und parameterisiert sind, das Wissen nicht ohne weiteres auf den regionalen bzw. globalen Maßstab übertragen werden. Rast (1999) versucht diese Nicht-Linearität mit einem Faktor k und die Heterogenität mit einem Faktor V als Fehler für einen Parameter quantitativ zu erfassen. Jede räumliche Heterogenität verstärkt den Modellierungsfehler. Wäre der Prozess linear und würde der Parameter räum-

lich nicht variieren, wäre der Fehler gleich Null. Im allgemeinen muß der Nicht-Linearitäts-Term durch umfangreiches Testen des Modells und der Annäherung von zwei Seiten (Modellierung und Beobachtung) aus, herausgefunden werden. In der Realität hängen die Prozesse allerdings von mehreren Parametern ab, so dass die Hochskalierungskorrektur sehr kompliziert ist und von den Kovarianzen der Parameter abhängt. Als Beispiel führt er ein Ensemble von Schwarzkörpern mit unterschiedlichen Temperaturen an, dass sich nicht wie ein einzelner Schwarzkörper verhält. Die Genauigkeit solcher Abschätzungen ist unzureichend. Viele Variablen lassen viele Kombinationen und damit Lösungsmöglichkeiten zu, d.h. die gleichzeitige genaue Bestimmung von so vielen Variablen wie möglich erhöht die Modellierungsgenauigkeit. Methoden zur Überbrückung der Skalierungsebenen gehören nach wie vor zu den großen Herausforderungen der Prozesswissenschaften (Rast 1999).

Wie aber funktioniert nun die Übertragung der Ergebnisse von einem Maßstab auf den anderen? Unter Upscaling (Hochskalierung) versteht man den Informationstransfer vom feinen zum groben Maßstab, Downscaling (Niederskalierung) bezeichnet den umgekehrten Transfer vom Groben zum Feinen. Beide Methoden werden als zweistufige Prozesse (Blöschl & Sivapalan 1995) durchgeführt: Das Upscaling besteht zunächst aus der Informationssammlung im feinen Maßstab (durch Extrapolation, etc.) und der darauffolgenden Aggregation zu einem Wert im groben Maßstab. So lässt sich beispielsweise aus Punktmessungen des Niederschlags ein Einzugsgebietsniederschlag herleiten.

Becker & Braun (1999) unterscheiden bei der Skalenabhängigkeit zwischen vertikalen und lateralen Prozessen. Während die vertikalen Prozesse weitgehend skalenunabhängig sind und sich gut durch Disaggregation der heterogenen Oberfläche in Landschaftseinheiten (HRUs, Hydrotope, etc., siehe unten) modellieren lassen, werden laterale Prozesse (Oberflächennabfluß, Interflow, Grundwasserabfluß) als primär skalenabhängig angesehen. Hier kommen vor allem einfache konzeptionelle Modelle zum Einsatz, besonders bei großräumigen Analysen. Laterale Prozesse besitzen eine eigene Dynamik in Abhängigkeit von Topographie/Geomorphologie, Hydrogeologie und den Wasserspeichern die vor allem bei der Abfluß- und Interflowgenerierung sowie der Evapotranspiration mit vertikalen Prozessen verknüpft ist. Skalenunabhängige räumliche Diskretisierungsansätze zur Generierung des Modellinputs sollen im Folgenden am Beispiel der Hydrological Response Units im Vergleich zu anderen Ansätzen erklärt werden.

4.2.3 Das Konzept der Hydrological Response Units (HRUs)

Zahlreiche vergleichende Studien zur Regionalisierung in der Hydrologie belegen, dass distributive Modellansätze den klassischen lumped-Modellen in vielen Fragestellungen überlegen sind (Cyffka et al. 1991, Kite & Kouwen 1992, Flügel et al. 1993). Die hydrologische Heterogenität von Einzugsgebieten ist maßstabsabhängig und wird von Faktoren wie Topographie, Böden und Geologie, Klima oder der Landnutzung bestimmt. Der resultierende Abfluß, die sogenannte „hydrologic response“, wird durch lokale Kombinationen dieser Faktoren be-

stimmt. Eine weitere Akzentuierung erfährt diese Heterogenität durch hydrologische Prozesse wie Niederschlag, Interzeption, Evaporation, Infiltration, Grund- und Oberflächenabfluß.

Hydrologische Modelle nutzen einzelne Parameter um Einzugsgebiete als Ganzes zu repräsentieren, wobei Daten zur Einzugsgebietscharakteristik an verschiedenen Orten im Gelände aufgezeichnet werden und oftmals nur schwierig zu vergleichen sind. Hieraus ergibt sich zum einen die Frage nach dem am besten geeigneten Maßstab, aber auch nach einer unmittelbaren, flächendeckenden Datenaufzeichnung wie sie nur durch Fernerkundungsdaten geliefert werden kann. Ein optimaler Maßstab wäre gegeben, wenn die Größe der Einheit so gewählt würde, daß die hydrologische Antwort als homogen angesehen werden könnte. Sie darf weder zu klein sein, sonst überwiegen lokale physiogeographische Eigenheiten, noch darf sie zu groß sein, weil sonst signifikante Eigenschaften ignoriert werden könnten.

Generell bestehen verschiedene Ansichten darüber, wie man Variablen in heterogenen Landschaften aggregiert. Eine Möglichkeit ist die Unterteilung in Landnutzungsklassen, wobei jeder Klasse ein Wert zugeordnet wird. Dabei werden aber mögliche Unterschiede innerhalb einer einzelnen Landnutzungsklasse vernachlässigt und es erschwert die Übertragbarkeit auf dieselbe Klasse unter anderen Bedingungen.

Neben dem Response-Unit-Konzept gibt es weitere Ansätze der räumlichen Diskretisierung die entweder auf Rasterzellen (Abbott et al. 1986a, 1986b, Mauser et al. 1997a) oder auf digitaler Reliefanalyse (Tribe 1992) basieren. Hier stellt sich immer das Problem einer geeigneten Rastergröße. Enderlein et al. (1982) verwenden bei 100 bis mehrere Hundert km² Einzugsgebietsgröße Maschenweiten von 500 bis 1000 m. Im Gegensatz dazu fundieren die Hydrological Response Units (Leavesley & Stannard 1984, Flügel & Lüllwitz 1993, Flügel 1995, Flügel 1996) auf Verschneidung von durch die hydrologische Dynamik beeinflussten Parametern wie Topographie (Hangneigung, Exposition, etc.), Böden, Geologie, Klima oder Landnutzung (Oberflächenformen, Vegetation, etc.). Sie beruhen auf hydrologisch homogenen Flächen, die losgelöst von vorbestimmten Rastergrößen oder künstlichen, in der Natur nicht vorkommenden Zellen sind. Der Vorteil gegenüber rasterbasierten, mit fiktiven Mittelwerten arbeitenden Ansätzen liegt in der wesentlich einfacheren Parameterisierung. Ist die Überlappung zwischen Polygon bzw. Raster und den natürlichen Teilflächen groß, so ist dementsprechend auch die Homogenität der Einheit hoch. Zufällig verteilte Polygone oder rechteckige Raster, die heterogenes Terrain umfassen, besitzen eine geringere Homogenität der Einheiten und deshalb einen geringeren Bezug zur physischen Realität. Die Einheiten selbst können jede Größe annehmen, was vor allem bei der Modellierung vertikaler Prozesse bzw. großräumiger Modellierung von Vorteil ist (Becker & Braun 1999). Die Ableitung der Einheiten ist quantitativ und objektiv (Simmers 1984). Das heißt, die Parameter solcher polygonbezogener Modelle können direkt aus den Landoberflächencharakteristika, wie sie im GIS vorgehalten werden, abgeleitet werden (vgl. Abb. 3). Ähnliche Ansätze der GIS-Ableitung verfolgen Kouwen et al. (1993) mit ihren Grouped Response Units (GRU), Fortin & Bernier (1991) mit ihren Homogeneous Hydrologic Units (HHU) oder Schultz (1993) mit seinen Hydrologically Similar Units (HSU).

Flügel (1996, S. 47) definiert HRUs wie folgt:

„Hydrological Response Units are distributed, heterogeneously structured entities having a common climate, land use and underlying pedo-topo-geological associations controlling their hydrological transport dynamics.“

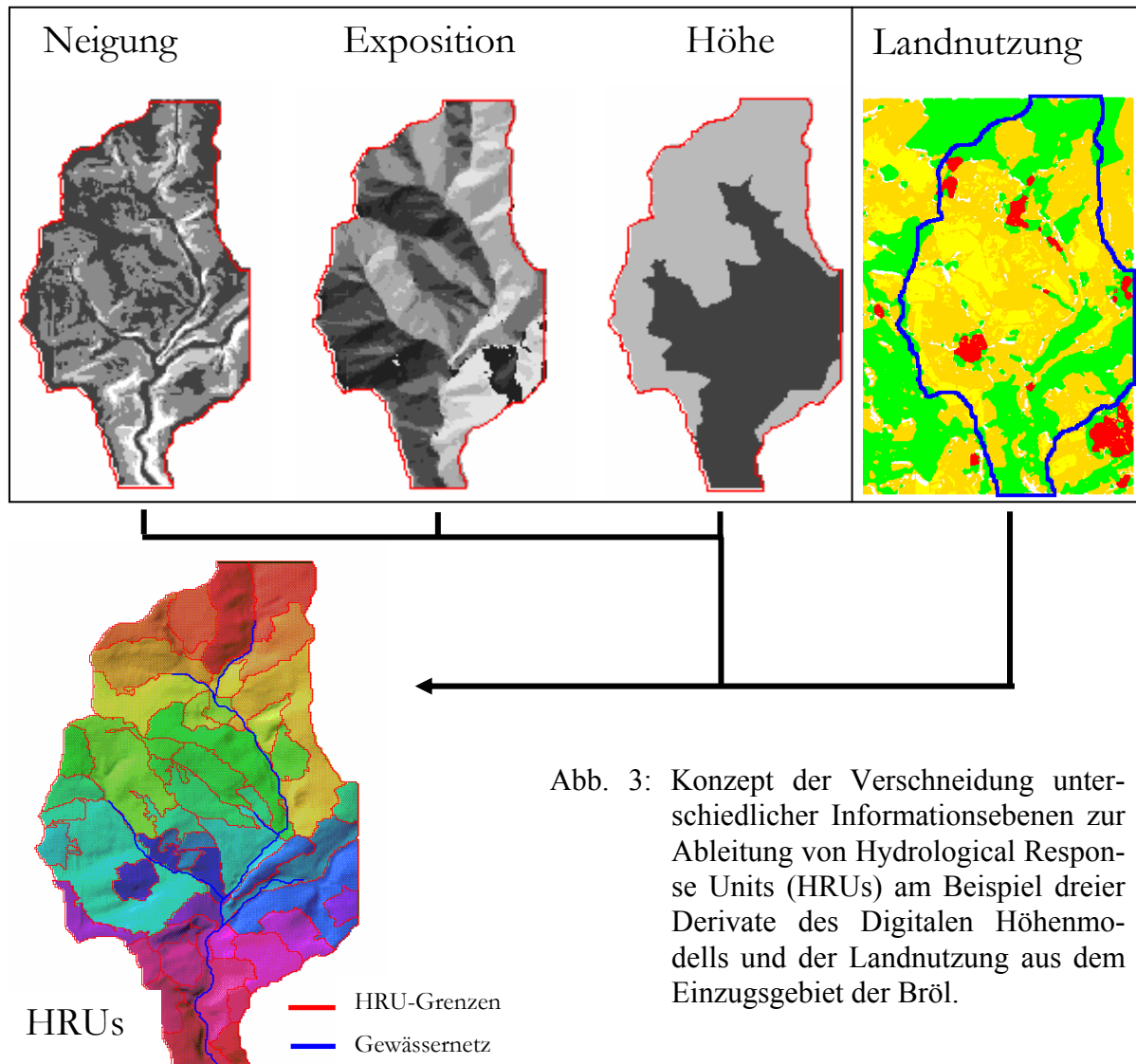


Abb. 3: Konzept der Verschneidung unterschiedlicher Informationsebenen zur Ableitung von Hydrological Response Units (HRUs) am Beispiel dreier Derivate des Digitalen Höhenmodells und der Landnutzung aus dem Einzugsgebiet der Bröl.

Eine vergleichende Niederschlags-Abfluß-Modellierung im Einzugsgebiet der Bröl (216 km², Sieg-Einzugsgebiet, Nordrhein-Westfalen) mit PRMS/MMS, NASIM und HSPF dokumentierte den Vorteil des Ansatzes homogener Flächen gegenüber verteilten Teileinzugsgebieten (NASIM) oder hydrologisch homogener Flußabschnitte (HSPF) durch signifikant bessere Anpassungen von simulierter und gemessener Abflußkurve. Auch bei Anwendungen unter schwierigeren Randbedingungen im Einzugsgebiet der Ilm in Thüringen (abwechslungsreichere Landnutzung, Karstgebiet mit Versinkungen, etc.) haben sich die HRUs bewährt. Der Ansatz beweist darüberhinaus seine Eignung für zeitliche und räumliche Skalentransfers, ein gerade in der hydrologischen Modellierung wegen der variierenden zeitlichen und räumlichen

Auflösung sehr wichtiger Aspekt. Zu den ungelösten Fragen der hydrologischen Modellierung gehört nach wie vor die Frage, wie verschiedene Komponenten des hydrologischen Kreislaufs auf verschiedenen Zeitskalen modelliert werden können. Die Lösung dieser Frage wird die Modellbildung stark vereinfachen und die Datenanforderungen klarer definieren (Singh 1995).

Die Ableitung von HRU's basiert datentechnisch gesehen auf wesentlichen Vorteilen eines Geographischen Informationssystems. Damit lässt sich nicht nur ein Einzugsgebiet in Teileinzugsgebiete unterteilen, sondern die räumliche Überlagerung verschiedener Informationsschichten ermöglicht überhaupt erst die Ableitung von HRU's. Darüber hinaus gewährleistet ein erfolgreicher GIS-Einsatz aber auch Datengenauigkeit, Datenintegrität und die Möglichkeit einer mehrfachen Attributierung. Hinsichtlich der Modellanbindung ermöglicht ein GIS die Vorhaltung räumlicher Details, die über die Fähigkeiten hydrologischer Modelle hinaus gehen.

Da es sich auch bei dem HRU-Ansatz um eine Abstraktion zur Veranschaulichung komplexer natürlicher Zusammenhänge handelt, ist auch dieses Konzept nicht frei von gewissen Einschränkungen. So bereitet es oftmals Schwierigkeiten, im Gelände die durch das Geographische Informationssystem ausgewiesenen homogenen Flächen nachzuvollziehen. Auch innerhalb der HRUs bestehen Unterschiede hinsichtlich Speicherfähigkeit, nutzbarer Feldkapazität, Porosität, hydraulischer Leitfähigkeit oder Durchwurzelungstiefe. Dadurch daß die Flächen nicht mehr ausschließlich reliefbestimmt sind, ist ein detailliertes Routing der Stoffflüsse ohne weiteres nicht mehr möglich. Hier sind weitere Simplifikationen der Austauschdynamik notwendig. Im Bezug auf die Größe des Einzugsgebiets spielt diese Tatsache vor allem im meso- bis makroskaligen Maßstab eine bedeutende Rolle, ebenso bei der Modellierung zeitlich hochaufgelöster Einzelereignisse. Lösungsansätze in Form von Netzwerktopologien zur hierarchischen Verknüpfung von Teilflächen aufgrund ihrer Höhenlage im Relief werden derzeit entwickelt (Staudenrausch 1997).

4.3 Verknüpfung Fernerkundungsdaten-Modell

4.3.1 Anforderungen an aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Eingangsdaten

Der wirkliche hydrologische Wert von aus Fernerkundungsdaten abgeleiteter Information hängt von dem Vorhandensein von Methoden zur Transformation der Reflexion in hydrologische Variablen ab, wie zum Beispiel den Blattflächenindex in Interzeptionswassermenge in mm pro Zeiteinheit (Meijerink et al. 1994). Im Allgemeinen ist das Wissen über die hydrologische Transformation physiogeographischer Einzugsgebietsdaten gering. Diese Situation ändert sich auch nicht grundlegend, wenn aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Informationen verwendet werden, die zwar unsicherer als Geländemessungen sind, die aber konsistent flächendeckend und in ausreichender Genauigkeit für das gesamte Untersuchungsgebiet vorliegen. Der Landnutzung kommt besondere Bedeutung zu, weil aus ihr viele Größen der hydrologischen Modellierung abgeschätzt werden (vgl. Kap. 3.2). Dabei ist die Ableitung hydrolo-

gischer Information aus der Landnutzung ein sehr komplexer Prozess, wie das Beispiel der Interzeption verdeutlicht: verschiedene Landnutzungsarten (unterschiedliche Reflexion) können gleiche Interzeptionseigenschaften haben, umgekehrt können verschiedene Landnutzungsarten gleiche Reflexionen aufweisen, dafür aber sehr unterschiedliche Interzeptionsbeträge aufweisen. Die Festlegung einer Waldklasse umfasst neben Baumhöhen, der Dichte (in Abhängigkeit vom Alter) auch Artenzusammensetzung und interne Struktur. Hydrologisch gesehen spielen auch Unterwuchs, Blattstreu und Wurzeln eine Rolle. Damit wird deutlich, dass die Definition einer Landnutzungsklasse unmöglich alle die Klasse beeinflussenden Faktoren berücksichtigen kann, sondern es vielmehr darum geht, allgemeingültige hydrologisch relevante Klassen mit einfachen, transparenten Methoden der spektralen bzw. texturalen Klassifikation abzugrenzen. Die eigentliche Übersetzung in hydrologische Einheiten sollte dann mit sogenannten Scharniermodellen (siehe unten) erfolgen.

4.3.2 Anforderungen an die Modelle

Hydrologische Prozesse werden durch eine Reihe geo- und biophysikalischer Variablen bestimmt, die sich zeitlich und räumlich verändern. Aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Parameter liegen nicht immer in den von den hydrologischen Modellen geforderten Einheiten vor. Für die Modelle gibt es daher zwei Möglichkeiten: Die Modelle enthalten Sub-Modelle oder sogenannte „Scharniermodelle“, die die aus der Fernerkundung gelieferten Größen (NDVI bzw. LAI) in hydrologische Größen (max. Interzeptionsspeicherkapazität in mm) umrechnen und die alle relevanten Komponenten des jeweiligen Prozesses berücksichtigen. Ein Pflanzenwachstumsmodell zum Beispiel muß Wärme- und Wasseraustausch, Phänologie aber auch ein Sub-Modell der Photosynthese enthalten.

Die zweite Möglichkeit (vgl. Mauser & Schädlich 1998) wäre die Modelle sozusagen um die Fernerkundungsparameter herum zu bauen, d.h. neue Modelle zu entwickeln, die größtenteils auf aus der Erdbeobachtung abgeleiteten Werten basieren. Dies hätte den Vorteil, dass sich derartige Modelle nach den bestehenden räumlichen und zeitlichen Auflösungen satellitengestützter Sensoren richten würden. Solche Modelle würden alle punktuell gemessenen Daten dann entsprechend der Sensorauflösung auf ein entsprechendes Raster interpolieren.

Der Trend geht mit Sicherheit zu sogenannten „Advanced Modell Inversion Techniques“, d.h. Szenarien, die einzelne Parameter aufgrund weiterer Parameter zu optimieren versuchen. So wurde für das Einzugsgebiet der Talsperre Zeulenroda beispielsweise eine Optimierung der Landnutzung für bestimmte Randbedingungen und nicht die Simulation der Auswirkungen verschiedener Landnutzungsveränderungen anhand einzelner Szenarien versucht. Im Ergebnis ergab sich ein für die bestehenden Bodenverhältnisse auf der Basis Neuronaler Netze optimiertes Landnutzungsverteilungsmuster mit dem Ziel die Nitratausträge zu minimieren (Fink et al. 2001).

Im Bezug auf die Genauigkeitsanforderungen sind eigentlich alle Modelle in der Lage die aus der Fernerkundung gelieferten Daten entsprechend zu verarbeiten. Dies bezieht sich auch auf

die Klassentiefe von Landnutzungsclassifikationen, da aus den einzelnen Klassen in der Regel weitere Parameter wie beispielsweise die Durchwurzelungstiefe abgeleitet werden.

5. Einsatz von Fernerkundungsdaten für hydrologische Anwendungen

5.1 Möglichkeiten der Fernerkundung für die Hydrologie

Mit Hilfe von Fernerkundungsdaten können verschiedene Komponenten des hydrologischen Kreislaufs wie Einzugsgebietsstruktur, Prozesse und Speicherelemente erfasst werden (ESA 1997b). Die Erfassung basiert im wesentlichen auf der Annahme, dass sich die notwendigen Parameter aus der Interaktion zwischen elektromagnetischer Strahlung und Erdoberfläche ableiten lassen, d.h. die hydrologischen Prozesse und Variablen müssen mit spektralen Reflexionen in Beziehung gebracht werden. Einige Parameter lassen sich direkt, andere wiederum nur indirekt aus der Strahlungsinteraktion ableiten. Zumindest diejenigen, die sich direkt durch radiometrische Messung erfassen lassen, können durch lokale Geländevergleichsmessungen verifiziert werden.

Abbildung 5 gibt einen Überblick über die Möglichkeiten der Fernerkundung in der Hydrologie. Direkte Aussagen zum Abfluß sind nicht möglich, allerdings können wichtige Informationen zur Einzugsgebietsstruktur wie Abflußrichtung (Gewässernetz, vgl. Haralick et al. 1985) oder der kumulative Abfluß aus fernerkundungsbasierten Digitalen Höhenmodellen abgeleitet werden. Multispektrale Landnutzungsklassifikationen, Schneedeckenausdehnungen oder Bodenfeuchtigkeitsverteilungen bieten abflußrelevante Information in Form von verschiedenen Abflußkoeffizienten unterschiedlicher Landnutzungsklassen. Weitere Modelleingabedaten zur Einzugsgebietsstruktur wie Bodentypen und -arten, Geologie oder Klima werden innerhalb des Geographischen Informationssystems bereitgestellt.

Konvektive Niederschläge können aus der Wolkenoberflächentemperatur von Wettersatellitendaten wie beispielsweise METEOSAT abgeleitet werden (Menz 1996). Zuverlässige direkte Niederschlagsabschätzungen lassen sich aber auch mit Bodenradarsystemen vornehmen (Legates 2000). Indirekte Abschätzungen der Niederschlagsmenge lassen sich aus der Vegetationsverteilung (aus NOAA-Daten) in semi-ariden Klimazonen ableiten.

Aussagen zur Evapotranspiration können indirekt aus Fernerkundungsparametern getroffen werden: die Oberflächentemperatur kann aus dem Thermalen Infrarot abgeleitet werden (Schott & Volchok 1985), die Bodenfeuchtigkeit aus Mikrowellendaten, die Albedo und die Vegetationsbedeckung aus optischen Daten und die eingestrahlte Energie kann mit DGM und der Wolkenbedeckung aus Wettersatellitendaten modelliert werden (Scherer 1994).

Speicherelemente wie die Ausdehnung der Schneedecke können direkt aus NOAA- oder TM-Daten abgeleitet werden. Mit Mikrowellendaten (bspw. ERS-2) ist es möglich Feuchtschneegebiete zu erkennen, bzw. Wasseräquivalent, Dichte oder Schichtung quantitativ abzuschätzen. Die Bodenfeuchte kann aus verschiedenen Methoden die Auswertungen in Spektralbereichen von radioaktiven Gamma-Strahlen bis hin zu Mikrowellen umfassen abgeschätzt werden (Hallikainen et al. 1985, Dobson & Ulaby 1986, Ulaby et al. 1986). Zum jetzigen Zeitpunkt können relative Veränderungen mit Change-Detection-Algorithmen erfasst werden, zukünftige multifrequente und multipolarimetrische Systeme werden möglicherweise in der

Lage sein auch absolute Feuchtigkeitswerte zu bestimmen. Information zum Grundwasser ist nur indirekt aus dem Zustand der Vegetationsdecke oder dem Vorkommen von Verwerfungslinien abzuleiten.

Parameter zur Bestimmung der Wasserqualität können direkt aus optischen Daten wie Landsat TM (VIS, NIR, TIR) abgeschätzt werden, obwohl die Information nur von der Wasseroberfläche stammt. Derart abgeleitete Parameter wie suspendiertes Sediment, Chlorophyll oder Temperatur gelten nur für die Wasseroberfläche und nicht für den gesamten Wasserkörper (Schneider 1996, Thiemann 2000).

5.2 Parameterisierung durch Fernerkundungsdaten

Die Parameterisierung, die sogenannte Quantifizierung der Modellparameter (gemessene Konstanten oder Variablen) die den initialen Systemstatus beschreiben, sollte mit aktuellen, flächendeckenden Daten durchgeführt werden, damit die Simulation des dynamischen Systems auf realistischen Annahmen basiert. Fernerkundungsdaten können dabei zur verbesserten Aufnahme der Landnutzung bzw. des Zustands der Vegetationsbedeckung innerhalb des Einzugsgebiets eingesetzt werden. Wie schon in Kap. 5.1 beschrieben können daraus hydrologische Parameter abgeschätzt werden, die hydrologische Prozesse wie Interzeption, Infiltration, Evapotranspiration oder den Abfluß charakterisieren. Landnutzungsklassifikationen stellen hydrologisch relevante Information wie wasserundurchlässige Oberflächen, Vegetationstypen oder die Verteilung des natürlichen Abflußsystems zur Verfügung. Landnutzungsveränderungen, die aus multitemporalen Auswertungen abgeleitet werden können, verändern auch die Niederschlags/Abfluß-Beziehung.

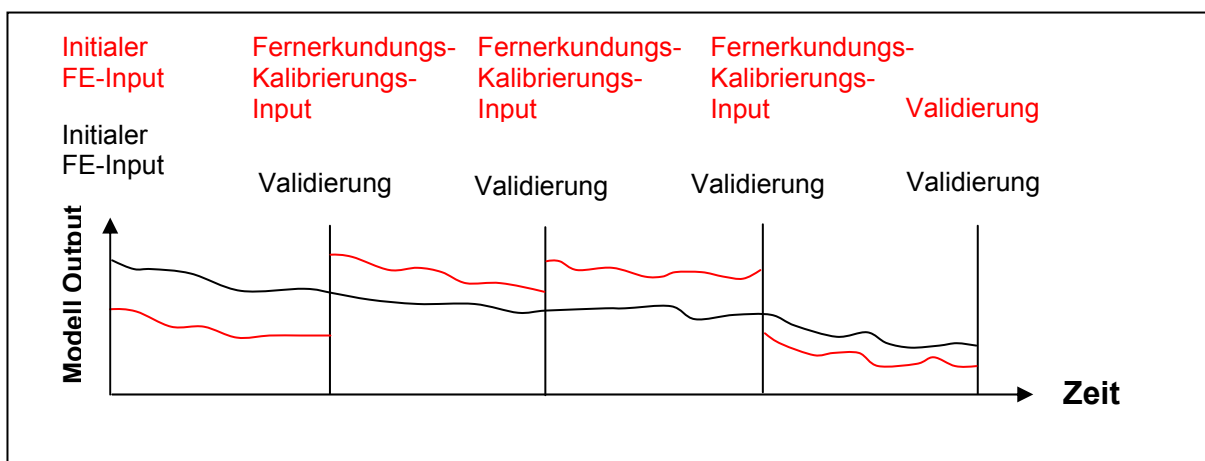
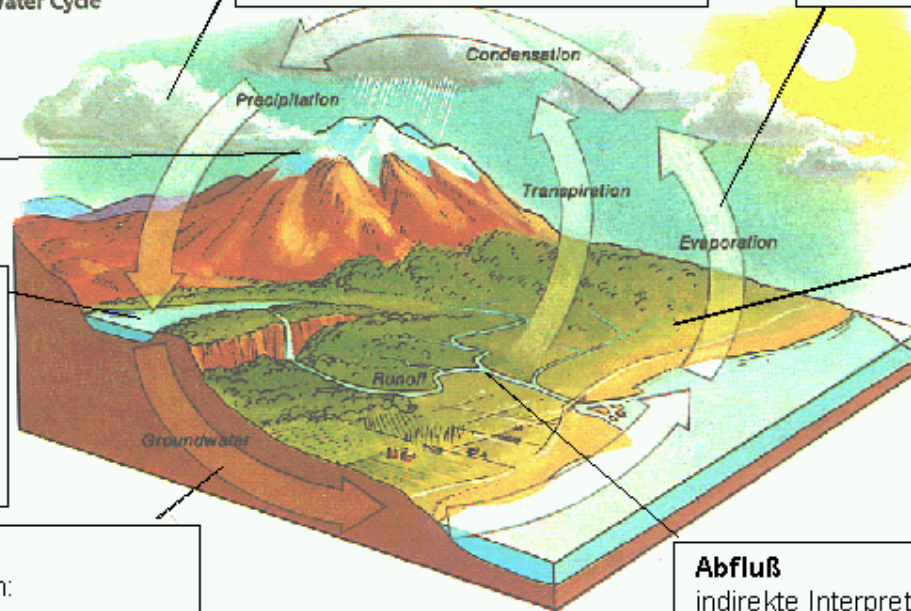


Abb. 4: Möglichkeiten des Einsatzes von multitemporalen Fernerkundungsdaten innerhalb des Modellauflaufs. Schwarz dokumentiert die mehrfache Validierungsmöglichkeit, Rot die Chance das Modell neu zu kalibrieren.

Fernerkundung in der Hydrologie



The Water Cycle



Niederschlag

direkte Abschätzung: METEOSAT (30 min, 2,5 km, VIS/TIR),
Bodenradar
indirekte Interpretation: NOAA (12 Std., 1 km, VIS/IR)
- Vegetationsverteilung

Evapotranspiration

indirekte Interpretation: FE-Parameter
- Oberflächentemperatur (TIR)
- Bodenfeuchtigkeit
- Albedo (VIS, NIR)
- Vegetationsbedeckung (NIR)
- empfangene Strahlung (Wolkenbedeckung)

Schnee

direkte Abschätzung: NOAA, TM, ERS-2 (1-35 Tage, 1 km/30 m)
- unterschiedliche Schneetypen
- Wasseräquivalent

Wasserqualität

direkte Abschätzung: TM (VIS, NIR, TIR)
- nur Wasseroberfläche
Parameter: suspendiertes Sediment, Chlorophyll, Eutrophierung, Temperatur, Sichttiefe

Bodenfeuchtigkeit

direkte Abschätzung: TM, ERS-2
Methoden: γ_b -Strahlung, VIS, TIR, Mikrowellen
- Change detection
- nur relative Veränderungen

Grundwasser

indirekte Interpretation:
Luftbild, TM, SPOT, IRS-1C, ERS-2 (16-35 Tage, 30 m)
- Vegetationsbedeckung
- Verwerfungslinien

Abfluß

indirekte Interpretation: DHM-Generierung (gescannte Luftbilder, Stereo-SPOT, Interferometrie, Laser-Altmetrie)
- Koeffizientenberechnung (Abflußrichtung, cummulativer Abfluß)
indirekte Interpretation: Landnutzungskartierung
- multispektraler Klassifikation (TM, SPOT, IRS)

Abb. 5: Möglichkeiten der Fernerkundung zur Bestimmung hydrologischer Parameter.

Abb. 4 zeigt die beiden Möglichkeiten wie Fernerkundungsdaten innerhalb einer Zeitreihenmodellierung (bspw. des Abfluß) eingesetzt werden können. Es besteht nach der initialen Parameterisierung entweder die Möglichkeit, mit neu aufgenommenen Fernerkundungsdaten das Modell zu validieren (Schwarz) oder neu zu kalibrieren (Rot). Im Falle der erneuten Kalibrierung kann das Modell auf veränderte Randbedingungen, wie zum Beispiel veränderte Anteile der Abflußkoeffizienten durch Landnutzungsänderungen reagieren.

Im folgenden werden die vier am Lehrstuhl für Geoinformatik und Modellierung in Jena eingesetzten Modelle in bisher nicht vorhandenen tabellarischen Übersichten hinsichtlich ihrer hydrologischen Prozessparameterisierung dargestellt. Dadurch sind die aus Fernerkundungsdaten ableitbaren Parameter auf den ersten Blick sichtbar und die einzelnen Modelle untereinander vergleichbar. Tab. 1 gibt einen Überblick über die hydrologischen Prozesse und die zu ihrer Ableitung notwendigen Parameter innerhalb des MMS/PRMS-Modells. Grau unterlegt sind die Parameter, die mit Fernerkundungsdaten bestimmt werden können, dunkelgrau diejenigen, die tatsächlich im Rahmen dieser Arbeit bestimmt wurden. Für die Interzeptionsmodellierung wurden die Vegetationsdichte und die Landnutzung aus Fernerkundungsdaten abgeleitet, während zur Bestimmung der Evapotranspiration die Oberflächentemperatur, die Albedo und die Vegetationsbedeckung aus optischen Daten, die Bodenfeuchtigkeit aus ERS-SAR-Daten abgeleitet wurde.

Tab. 1: Aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Parameter des MMS/PRMS-Modells

Niederschlag	Temperatur	Strahlung	Interzeption	Schnee Dynamik	Evapotranspiration	Grundwasser	Böden Interflow	Abfluß	Einzugsgebiets Topographie
Prozent Regen pro Monat	Index der Temp.-Station	Wolkenbedeckung	Sommerliche Vegetationsdichte	Schneeakkumulation	Beginn der Transpiration	Basisabfluß	Bodenfeuchtigkeit	Zum Abfluß beitragende Fläche	Einzugsgebietsgröße
Advektion/Konvektion	Temp.-Station der HRU	Strahlung an Sommertagen	Winterliche Vegetationsdichte	Schneeschmelze	Oberflächentemperatur	Tiefenwasser-versickerung	Nutzbare Feldkapazität	Max Interzeptionspeicher	HRU Größe
Anpassungsfaktor für Regen	Anpass-ter monatl. Tmax	Strahlung an Wintertagen	Landnutzung	Albedo der schneebedeckten Fläche	Bodenfeuchtigkeit	Speicherkapazität des Aquifer	Bodenart	Zum Abfluß beitragendes Bodenwasser	HRU Höhe
Anpassungsfaktor für Schnee	Temperaturabnahme mit der Höhe	Strahlungsebene HRU	Schneeinterzeption	Schneedichte	Albedo	Index des GW-reservoirs	Initialer Bodenwasser-speicher	Nicht linearer Oberflächen-abfluß	Hangneigung
Schwellenwert für Regen	Angepass-te Energiebilanz	Exposition	Interzeptionspeicher	Wasseräquivalent	Vegetationsbedeckung	Index des GW-speicher	GW-neubildung	Wasserqualität	Versiegelungsgrad
Schwellenwert für Schnee	Stationshöhe	Hangneigung	Winterlicher Interzeptionspeicher	Konvektion/Konden-sations-energie	Strahlungs-gewinn		Oberflächen-rauhigkeit		

Im Vergleich dazu sind in den Tabellen 2 bis 4 hydrologische Prozesse und dazugehörige Parameter der Modelle WASMOD, HBV/HBV-N und ACURU gegenübergestellt.

Aus der Sicht der Parameterisierung mit Fernerkundungsdaten ist vor allem die Frage wie die Landnutzung in das jeweilige Modell eingeht wichtig. Beim MMS/PRMS- und beim WASMOD-Modell (Reiche 1991) geht die Landnutzung als ein Parameter gleichberechtigt mit Hangneigung, Exposition, Höhe, Bodentyp oder Niederschlagscharakteristik in die Ableitung der „Hydrological Response Units“ bzw. der „Kleinsten Gemeinsamen Geometrie (KGG)“ ein. Bei anderen Modellen wie z.B. dem SHE-Modell (Ewen et al. 1998) geht die Landnutzung als hochaufgelöstes orthogonales Raster in die Modellierung ein. Im ACRU-Modell wird die Landnutzung ohne direkten Raumbezug als prozentuale Verteilung auf Teileinzugsgebietsbasis berücksichtigt. Ein anderes, den Fernerkundungsdaten-Input betreffendes Kriterium ist die Klassentiefe der Landnutzung. Niederschlags-Abfluß-Modelle (NA-Modelle) benötigen etwa 5-9 Klassen (Speicher-Kaskaden-Modelle MMS/PRMS oder ACRU), Stofftransportmodelle (wie z.B. das Richards-Modell WASMOD) mehr, vor allem im Bereich der Feldfruchtarten sowie Zusatzdaten bezüglich Stick- und Kohlenstoff. Aber auch die zeitliche Änderung der Parameter spielt eine wichtige Rolle für das Modellierungsergebnis. Im Allgemeinen erfolgt die Anpassung an die saisonalen Veränderungen über Tabellen (Look-up-table) in denen dem jeweiligen Parameter ein Gewichtungsfaktor zugewiesen wird. Im ACRU-Modell wird so beispielsweise der Blattflächenindex in monatlichen Schritten angepasst, beim WASMOD-Modell wird die jährliche phänologische Entwicklung sogar mit 24 verschiedenen Gewichtungsstufen simuliert, im MMS/PRMS werden dagegen lediglich eine sommerliche und winterliche Vegetationsdichte verwendet.

Aus der Sicht der Fernerkundung wäre sicherlich eine detailliertere Berücksichtigung der Landnutzungsverteilung durch die hydrologischen Modelle wünschenswert, um die technischen Möglichkeiten auch voll auszuschöpfen. In jedem Fall ist aber ein direkter Raumbezug zu fordern, denn gerade in puncto Wasserqualität ist es von Bedeutung, ob sich eine Siedlung im Ober- oder Unterlauf eines Teileinzugsgebietes befindet. Diese Information kann aus Fernerkundungsdaten abgeleitet werden, wird aber beispielsweise vom ACRU-Modell vernachlässigt. Hinsichtlich der zeitlichen Änderung der Parameter bestehen durchaus noch Defizite aus Fernerkundungssicht. Obwohl man von einer operationellen Bestimmung des Niederschlagsinput aus Fernerkundungsdaten sprechen kann, reicht die zeitliche Auflösung von aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Pflanzenparametern oder der Bodenfeuchte für hydrologische Anwendungen noch nicht aus. Fernerkundungsdaten können deshalb im Zusammenhang mit hydrologischer Modellierung bisher in erster Linie zur Validierung der Modellierungsergebnisse eingesetzt werden. Hier ist aber in absehbarer Zeit durch die Verkürzung der Repetitionsraten von optischen- und Mikrowellensatelliten mit wesentlichen Verbesserungen zu rechnen.

Tab. 2: Aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Parameter des WASMOD-Modells

Niederschlag	Temperatur/Strahlung	Interzeption	Evapotranspiration	Grundwasser	Interflow	Abfluß	Einzugsgebiets Topographie	Stickstoff	Kohlenstoff
Tagessumme des Regens	Tägliche Min/Max Temp.	Phänologie	Landnutzung	GW-neubildung	Bodentyp	Niederschlag	Digitales Höhenmodell	Landnutzung	Landnutzung
Tägliche Min/Max Temp.	Bodenwasser-dynamik	Jahreszeitlicher Blattflächenindex	Vegetationsbedeckung	GW-speicher	Anteil organische Substanz im Boden	Evapotranspiration	Entwässerungsnetz	Vegetationsbedeckung	Vegetationsbedeckung
Luftfeuchte um 14.00 Uhr	Anteil organische Substanz im Boden	Vegetationsbedeckung	Haudefaktor der Phänologie	Leitfähigkeit	PF-Wert	Interzeption	Einzugsgebietsgröße	Kohlenstoff	Stickstoff
Witterungsbedingungen	Bodentyp	Landnutzung	Tagessumme der Strahlung	Basisabfluß	KF-Wert	Interflow	Hangneigung	Nährstoffeintrag	Nährstoffeintrag
Wasseräquivalent von Schnee	Bodentemperatur	Niederschlag	Luftfeuchte um 14.00 Uhr	Tiefe des GW-spiegels	Niederschlag	Oberflächenrauigkeit	Exposition	Bodenbearbeitung	Bodenbearbeitung
	Tagessumme der Strahlung		Tägliche Min/Max Temp	Interflow	Evapotranspiration	Basisabfluß	Versiegelungsgrad	Bodentemperatur	Bodentemperatur

Tab. 3: Aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Parameter der HBV- und HBV-N-Modelle

HBV

Einzugsgebiets Topographie	Tägliche Klimawerte
Fläche	Niederschlag
Anteil Offenland, Wald, Seen	Temperatur
Entwässerungsnetz	Potentielle Evapotranspiration

HBV-N

Landnutzung	Verlust in der Wurzelzone (mg/l)	Andere Quellen	Weitere Information
Dünge regime der Feldfrüchte	Feldfrüchte (SOIL-N)	Punktquellen	Dominierender Bodentyp
Wald	Wald	Versickerung ländlicher Gebiete	Produktionszone
Weideflächen	Weideflächen	Atmosphärische Deposition auf Seen	
Andere	Andere		
Seefläche			

Tab. 4: Aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Parameter des ACRU-Modells

Niederschlag	Temperatur	Strahlung (Penman, monatlich)	Evaporation (Referenz)	Interzeption (Landnutzung)	Böden	Abfluß	Hochwasserabfluß	Routing Vorfluter	Einzugsgebiets Topographie
Beobachteter täglicher Niederschlag	Maximale Temperatur	Relative Luftfeuchte	A-Pan	Beobachteter Interzeptionsverlust	Textur	Wasserentnahmen	Hangneigung	Niederschlags-typ	Geographische Lokalität
Anpassungs-faktor für Regen	Minimale Temperatur	Einfallende kurz-wellige Strahlung		LAI	Mächtigkeit	Hochwasserbeitrag	Hanglänge	Querprofil	Einzugsgebiets-größe
		Strahlungsfluß-dichten		Koeffizient Pflanzen-wasser-verbrauch	Permanenter Welkepunkt	Grundwasser-beitrag		Kapazität	Höhenlage
		Sonnenschein-dauer		Aktive Wurzel-vertei-lung	Nutzbare Feldkapa-zität	Für Hochwas-ser-generierung verant-wortliche Bodentie-fe		Längsprofil	Landnut-zung
				Effektive Durch-wurze-lungstiefe	Porosität	Zusammenhän-gende versiegel-te Fläche		Lauf-länge	MAP
						Getrennt versiegel-te Fläche		Manning Koeffizient	

Solche, durch Extrapolation oder durch Fernerkundungsdaten abgeleitete, Parameter können mehr oder weniger große Unsicherheiten (Genauigkeit ca. 80 % oder mehr) enthalten. Nichtsdestotrotz ist es immer noch besser einen vernünftigen Schätzwert mit einer relativ großen Unsicherheit für die Modellierung eines wichtigen hydrologischen Prozesses einzusetzen, als den Prozeß völlig zu ignorieren (Dickinson 1995). Rast (1999, S. 39) schreibt dazu, dass es nicht immer sinnvoll erscheint, den Genauigkeitsansprüchen der Modellierungsgemeinde zu folgen, sondern einen gewissen Fehler zuzulassen solange keine anderen Meßwerte zur Verfügung stehen. Abschätzungen, die aus Fernerkundungsdaten abgeleitet werden sind im allgemeinen wesentlich genauer als extrapolierte Geländemeßwerte. Der wichtigste Vorteil der Fernerkundungsdaten liegt daher in ihrer Flächenhaftigkeit, sie decken das ganze zu modellierende Gebiet in dem vom Modell geforderten Maßstab ab, und zwar konsistent und wiederholbar. Dennoch sollte es das Bestreben der Fernerkundung sein, möglichst genaue Parameter zu liefern. Rast (1999) stellt eine Aufstellung der aus der Modellierung geforderten relativen Genauigkeiten für Landoberflächenparameter (Tab. 5) wie sie für die LSPIM (Land Surface Processes and Interactions Mission, zunächst zurückgestellt) angegeben werden, zur Verfügung. Er weist darauf hin, dass die Genauigkeitszuordnung für manche Parameter sehr schwierig ist und sich der Gesamtmodellierungsfehler als komplizierte Funktion der individuellen Fehler ergibt. Inwieweit sich allerdings eine zu 2 % fehlerhafte Landnutzungs-klassifikation auf die Modellierung des Gesamtabflusses auswirkt, hängt im wesentlichen von der Sensitivität des eingesetzten Modells ab.

Tab. 5: Genauigkeitsanforderungen für Landoberflächenparameter

Parameter	Relative Genauigkeitsanforderung
Albedo	7 %
Oberflächentemperatur	1 K
Bedeckungsgrad	10 %
Blattflächenindex (LAI)	20 %
Pflanzenwassergehalt	20 %
Evaporation	10 %
Schneebedeckung	10 %
Bodenfeuchtigkeit	10 %

(verändert nach Rast 1999)

5.2.1 Landnutzung

Eine der wohl wichtigsten Fernerkundungsanwendungen in der hydrologischen Modellierung sind Landnutzungsclassifikationen, basierend auf optischen- (VIS, NIR und SWIR) als auch auf Mikrowellendaten, mit denen die Oberflächencharakteristik ausgedehnter Gebiete, beispielsweise mesoskaliger Einzugsgebiete, aufgenommen werden kann. Mathematische Methoden der multispektralen Klassifikation sowie der Texturanalyse sind in der einschlägigen Literatur umfangreich erläutert. Dennoch fehlt es bisher am Verständnis für die Skalierung von Austauschprozessen zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre (Mikro-, Meso- und Makroskala – Hang, Einzugsgebiet, Region), die den weiteren Einsatz von Fernerkundungsdaten erfordern (vgl. Kap. 4.2.2).

Als methodisch operationell für optische Daten kann die überwachte Maximum-Likelihood-Klassifikation angesehen werden, bei der aufgrund der spektralen Eigenschaften gezielt ausgewählter Trainingsgebiete ganze Untersuchungsgebiete bestimmten Landnutzungsklassen zugeordnet werden (Deane & Churchill 1985, Quiel 1986, Knick et al. 1997, Klenke 1999). Das Spektrum der trennbaren Klassen ist erstaunlich hoch, besonders wenn multitemporale Datensätze zur Verfügung stehen können nahezu alle Feldfruchtarten unterschieden werden (Mauser 1987, Meinel et al. 1996).

Die Auswertung von Radardaten (Dobson et al. 1995a, Lemoine et al. 1997) ist methodisch aufwendiger, da das Signal in erster Linie von der Aufnahmegeometrie, der Oberflächenrauigkeit und der Bodenfeuchtigkeit abhängt. Die meisten Untersuchungen stützen sich deshalb auf multitemporale Analysen und werden in Gebieten mit geringer Reliefenergie angewendet (Kattenborn et al. 1993). In stärker reliefierten Gebieten muß der Reliefeinfluss vor der eigentlichen Klassifikation korrigiert werden. Operationelle Landnutzungsclassifikationen mit Genauigkeiten von 90 % und besser lassen sich durch Auswerten der komplementären Information aus interferometrischer Kohärenz und der Rückstreuintensität erhalten (Abb. 6, Weg-

müller & Werner 1997). Dazu werden Falschfarbenkompositen aus Kohärenz (rot), Intensität (grün) und Intensitätsveränderung (blau) erstellt, die die Trennung folgender Landnutzungsklassen ermöglichen: Wasser, Wald, Acker, Grünland, Siedlung (Klenke 1999, Klenke & Hochschild 1999). Im Bereich des Thüringer Waldes waren durch Hinzuziehen phänologischer Daten und einer Waldbiotopkartierung sogar noch wesentlich mehr Klassen (insgesamt 13) erkennbar (Bartsch 1999, Hochschild et al. 2000b). Wälder weisen geringe Kohärenz wegen der hohen Volumenstreuung und der temporären Dekorrelation durch Windeinwirkung auf. Dadurch ergeben sich zuverlässige forstwirtschaftliche Anwendungsmöglichkeiten durch die Trennung Wald/Nicht-Wald (Wegmüller et al. 1995, Flourey et al. 1997, Engdahl & Hyypä 1997). Im Winter haben Laubwälder eine höhere Kohärenz als Nadelwälder, so dass sich hieraus eine weitere Diskretisierungsmöglichkeit ergibt (Wegmüller & Werner 1995).

Die Landnutzung besitzt große hydrologische Bedeutung, denn sie regelt die hydrologischen Speicher (Grundwasserneubildung) und sie beeinflusst hydrologische Prozesse wie Interzeption, Evapotranspiration, Infiltration, Feldkapazität oder Oberflächen- und Bodenwasserabfluß (Bodenerosion). Sie wirkt sich auf die Wasserqualität aus wie ein Beispiel von Fetter (1993) belegt, demzufolge Grundwasser unter Kartoffelfeldern eine zehnfach erhöhte Nitratkonzentration gegenüber Grundwasser unter Weideland besitzt. Die Landnutzung hat darüberhinaus einen deutlichen Einfluß auf die lokale atmosphärische Zirkulation (Segal et al. 1988). Große Unterschiede in der Evaporation tragen wiederum zu einer räumlichen Variabilität des Niederschlagsverhaltens bei.

Rein physikalisch unterscheiden sich die einzelnen Landnutzungsklassen durch die Albedo, ihre aerodynamische Rauigkeit, die Resistenz der Stomata, die Wurzeltiefe, das Wuchsstadium, die Dichte des Bedeckungsgrads oder die Anbaumethode, wobei allgemeingültige Untersuchungen zu ihrer hydrologischen Quantifizierung im Einzugsgebiet selten sind (vgl. Ernstberger 1987). Der Vegetationseinfluß auf hydrologische Prozesse muß durch Geländemessungen belegt werden, um über empirische Transferfunktionen fernerkundliche Bedeckungsgrade in relative hydrologische Quantitäten oder Parameterwerte für den Modellinput zu konvertieren. Dabei hängen die Transferfunktionen von der Identifikation einzelner Fruchtarten und der daraus abgeleiteten aktuellen Evapotranspiration oder der Beziehung zwischen der Evapotranspiration und aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Vegetationsindizes ab (Gorte 2000). Ernstberger (1987) verglich 7 verschiedene Landnutzungsformen hinsichtlich ihrer Evapotranspirations- und Abflußmenge (vgl. Tab. 6) in normalen, feuchten und trockenen Jahren. Dazu wurde aus punktuellen, nach der HAUDE-Formel berechneten Verdunstungswerten, die reale Verdunstung in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt bestimmt. Diese Werte wurden sogenannten Pedohydratopen zugeordnet, aus denen dann gewichtet, gemäß dem Flächenanteil die Gebietsverdunstung berechnet wurde. Die höchsten Abflußwerte ergaben sich für Grasbrache gefolgt vom Hafer, wobei bei beiden Landnutzungsformen unabhängig von der Niederschlagsmenge ein ausgeglichener hoher Abfluß (etwa 50 %) auftrat. Die geringsten Abflußwerte wiesen Grünlandflächen und Fichtenforsten auf. Auf Grünlandflächen nimmt der Abfluß mit zunehmendem Niederschlag deutlich zu, auf Fichten verdunstet normalerweise der gesamte Niederschlag, nur in feuchten Jahren fließt etwa 15 % ab. Auf Buschbrache fließen 40 % ab, bei Laubwäldern (Buchen) infiltrieren oder fließen ein Drittel des Niederschlags ab.

des Niederschlags ab.

Auswirkungen auf das Abflußgeschehen treten im allgemeinen erst auf, wenn signifikante anthropogene Veränderungen im Einzugsgebiet stattgefunden haben. Landnutzungsveränderungen treten vor allem durch Landwirtschaft, Verkehrsentwicklung, Urbanisierung und Entwaldung auf, wobei die beiden letztgenannten den wohl größten Einfluß auf die Wasserbilanz haben (Rast 1999, Schumann & Schultz 2000). Im einzelnen beeinflussen sie Prozesse wie Interzeption, Evaporation, Abfluß (Hochwasserabfluß, Niedrigwasserabfluß) Bodenfeuchtigkeit, Grundwasserneubildungsrate und die Wasserqualität (in Deutschland hat die Nitratdüngung infolge der landwirtschaftlichen Intensivierung von 1950 bis 1985 von 60 auf 200 kg/ha zugenommen, Mehlhorn & Röhrle 1990). Neben der zunehmenden Versiegelung und Flußbegradigung gilt vor allem die verstärkte Bodenverdichtung auf landwirtschaftlichen Nutzflächen als Auslöser vermehrten Oberflächenabflusses (Preuschen 1994). Umgekehrt hat sich beispielsweise die Interzeption durch die Aufforstung im südafrikanischen Cathedral Peak Einzugsgebiet um bis zu 400 mm/a erhöht, der Abfluß, vor allem der Hochwasserabfluß, ging parallel dazu merklich zurück. Ähnliches gilt für den Wasserverbrauch unterschiedlicher Pflanzen: die gleiche, mit Zuckerrohr bestandene Fläche benötigt etwa 40 mm pro Jahr mehr Wasser als eine mit Grünland bestandene, d.h. von den Zuckerrohrflächen fließt generell weniger Wasser ab als von den Grünlandflächen (Schulze 1980). Es ist daher notwendig, die zeitliche und räumliche Entwicklung von Landnutzungsveränderungen aufzunehmen, um ihren Einfluß auf Wasserbilanz und Wasserqualität zu bewerten. Topographische Karten reichen hierzu wegen der seltenen Aktualisierung nicht aus, hier sind wiederholbare Landnutzungskarten aus Fernerkundungsdaten besser geeignet, da sie die Unsicherheiten bei der Abschätzung von Landnutzungsveränderungen reduzieren (Meinel et al. 1996, Nordberg 1998). Zudem bietet sich eine Verknüpfung mit weiteren Informationsschichten innerhalb eines GIS-Systems an. Die Auswirkungen von Urbanisierungsprozessen auf den Wasserhaushalt hängen beispielsweise davon ab, welcher Boden versiegelt wird. Bei einem relativ undurchlässigen Boden sind die Auswirkungen wesentlich geringer wie wenn ein durchlässiger Boden versiegelt wird. Es reicht somit auch nicht aus, die Landnutzungsveränderungen nur insgesamt zu analysieren, sondern für die hydrologische Modellierung ist es wesentlich, wo die Veränderungen stattgefunden haben.

Distributive hydrologische Modelle helfen bei dem Verständnis dieser Prozesse, benötigen dazu aber detaillierte Fernerkundungsbeobachtungen der Vegetationsbedeckung, vor allem der phänologischen Entwicklung. Im ACRU-Modell wird dies durch einen jahreszeitlichen Feldfrucht-Faktor gelöst. Aber auch in Deutschland gibt es Beispiele für die Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf den Gebietswasserhaushalt (Robinson et al. 1991 berichten von einer 40 %-igen Abflußverringerung infolge von Aufforstungsmaßnahmen in Süddeutschland). In Sachsen-Anhalt (Volk & Bannholzer 1999, aus dem Regierungsbezirk Dessau) reduziert die Aufforstung nicht den Abfluß sondern die Grundwasserneubildungsrate, besonders bei geringem Grundwasserflurabstand. Allerdings ist die Absenkung nur gering, so dass eine Aufforstung von 10 bis 20 % der landwirtschaftlichen Nutzflächen vor dem Hintergrund europaweit abnehmender Bedeutung agrarisch genutzter Flächen und der Trinkwasserbereitstellung ein durchaus realistisches Szenario darstellen.

Tab. 6: Vergleichende Übersicht von Evapotranspirations- und Abflußwerten (Abfluß beinhaltet Infiltration und Interflow) unterschiedlicher Landnutzungsformen im hessischen Mittelgebirge (verändert nach Ernstberger 1987)

	Normales Jahr						Feuchtes Jahr						Trockenes Jahr					
	Niederschlag		Evapotransp.		Abfluß		Niederschlag		Evapotransp.		Abfluß		Niederschlag		Evapotransp.		Abfluß	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Fichten	686	100	680	100	0	0	827	100	700	84,6	125	15,4	587	100	650	100	0	0
Buchen	861	100	601	69,8	261	30,3	1023	100	608	59,4	413	40,4	860	100	587	68,2	271	31,5
Buschbrache	863	100	531	61,5	351	40,7	1023	100	637	62,3	396	38,7	816	100	507	62,1	312	38,2
Grasbrache	863	100	408	47,3	457	52,7	1023	100	521	50,9	513	49,1	816	100	418	51	400	49
Grünland	686	100	505	73,6	182	26,4	827	100	520	63	319	37	587	100	470	80	109	20
Hafer	686	100	384	56	311	45,3	827	100	467	56,4	371	44,8	587	100	364	62	222	37,8
Wintergerste	686	100	550	80,2	146	21,3	827	100	457	55,2	381	46,1	587	100	390	66,4	196	33,4

Unterschiedliche Niederschlagssummen durch verschiedene Beobachtungszeiträume. Fehler bei der Niederschlags- und Abflußmessung gehen in die Kalkulation mit ein. Verdunstung und Abfluß ergeben nicht immer genau 100 %, da teilweise auch Speicherwasser (R) aufgebraucht bzw. diesem zugeführt wird.

Siedlungsbereiche besitzen eine große hydrologische Bedeutung als Erzeuger von Oberflächenabfluß, aber auch als Schadstoffemittent. In Form des Versiegelungsgrades finden sie auch Eingang in die hydrologische Modellierung. Bayer & Hilz (1997) leiteten beispielsweise vier Versiegelungsklassen für den Raum Graz aus Landsat-TM-Daten ab, aus denen die Abflußmengen daraus auf Stadtteilbasis abgeschätzt wurden. Spitzer (1997) stellte ein Verfahren zur Bestimmung der Bebauungsdichte auf Basis der Reflexionsintensität vor. Sterhagel (1998) führte eine derartige Untersuchung luftbildgestützt für Thüringen durch. Steinnocher (1997) entwickelte eine texturbasierte Methode zur Erkennung heterogener Siedlungsflächen die neben der lokalen Grauwertvariation auch die Stärke der Variation berücksichtigt. Die Methode wurde innerhalb dieser Arbeit auf ihre hydrologische Aussagekräftigkeit hin überprüft (vgl. Kap. 6.2.1).

In Radarbildern zeichnen sich Siedlungsflächen aufgrund der häufigen Double-bounce-Effekte als starke Punktstreuer ab. Zu Abgrenzung von Siedlungsarealen werden daher texturbasierte Verfahren und Methoden der Sensorkombination eingesetzt (Raptis et al. 1998). Dong et al. (1997) werteten flugzeuggetragene multifrequente und multipolarimetrische AIRSAR-Daten für Stadtbereiche aus, ohne dass man dabei von einer operationellen Methode sprechen könnte. Starke Punktstreuer sind auch in den Daten der E-SAR-Befliegung Zeulenroda innerhalb der Siedlungsflächen deutlich zu erkennen. Eine zuverlässige Abgrenzung des gesamten Siedlungsbereichs ist aber nicht möglich. Es existieren bisher keine operationellen Verfahren, die Analysen der Mikrowellendaten erreichen auch nicht die Qualität optischer Auswertungen. Die Zukunft liegt hier mit Sicherheit im Bereich hochauflösender optischer Datensätze (IKONOS 2).

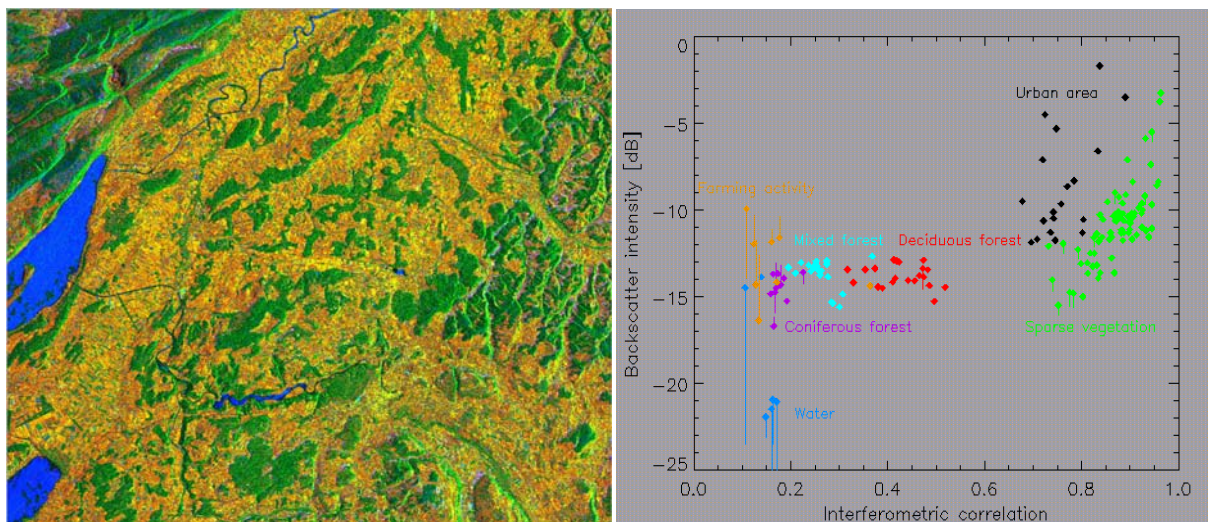


Abb. 6: Intensitäts/Kohärenz-Komposite (links) der Schweiz nördlich von Bern mit Kohärenz (rot), Intensität am 24.11.91 (grün) und Intensitätsveränderung vom 24. auf den 27.11.91 (blau) sowie graphische Darstellung einzelner Landnutzungsklassen im Intensitäts/Kohärenz-Merkmalraum (Borgeaud & Wegmüller 1996).

5.2.2 Vegetationsparameter

Die Vegetation ist die dynamischste Komponente fester Landoberflächen. Zustand und Verteilung der Pflanzen auf der Erde werden in erster Linie durch Wetter und Klima kontrolliert. Pflanzen beeinflussen den Energie- und Massenaustausch zwischen Bodenoberfläche und Atmosphäre und damit auch direkt bzw. indirekt die hydrologische Prozessdynamik. Vegetation wirkt sich auf Prozesse wie Interzeption, Evapotranspiration, aber auch auf den Bodenwassergehalt und das Abfließvolumen aus (Samimi 1997, Yin & Williams 1997). Aussagen zum Pflanzenzustand und eine zuverlässige Erntevorhersage (der jährliche Ertrag kann Schwankungen von bis zu 30 % ausmachen) besitzen ökonomischen Wert für die Landwirtschaft. Die Pflanzendecke ist darüber hinaus ein sensibler und ausgezeichneter Indikator für Zustand und Stress der Umwelt und spielt deshalb bei der nachhaltigen Umweltplanung eine Schlüsselrolle.

Vegetationsparameter dienen der Charakterisierung und der Beschreibung von Zuständen der Vegetationsdecke. Sie quantifizieren die Produktivität, Struktur und Pflanzenmenge des Bestandes (Wulder 1998) und geben damit Auskunft über den Einfluß, den die Vegetation auf die hydrologische Prozeßdynamik ausübt. Wohlrab et al. (1992) führen folgende biophysiological Parameter zur Beschreibung von Vegetationsbeständen auf:

- Pflanzentyp (Vegetationsart),
- Vegetationsstruktur (Pflanzenhöhe, -form, -orientierung),
- Blattflächenindex,
- Bedeckungsgrad,
- Biomasse (feucht/trocken),
- Nettoprimärproduktion,
- Pflanzenwassergehalt,
- Chlorophyllgehalt (photosynthetische Aktivität),
- Alter und Dichte des Bestandes,
- Anzahl, Größe und Rauigkeit der Blätter,
- Aufbau der Kronenschicht,
- phänologischer Entwicklungsstand (jahreszeit- und witterungsabhängig).

Die akkurate Charakterisierung des photosynthetischen Prozesses benötigt den Pflanzentypus sowie Messungen des Anteils der absorbierten photosynthetisch aktiven Strahlung und des Chlorophyllgehalts. Da der Blattflächenindex, die fraktale Vegetationsbedeckung und die Absorptionseigenschaften des Blattes im elektromagnetischen Spektrum die wichtigsten Variablen sind, die die Primärproduktion beeinflussen, ist die Erfassung ihrer räumlichen Verteilung mit Hilfe von Fernerkundungsdaten für hydrologische, Ökosystem- oder agronomische Produktivitätsmodelle so wichtig.

Zur Bestimmung der Interzeption in hydrologischen Modellen werden häufig Vegetationsparameter wie der Blattflächenindex (LAI – Leaf Area Index, im ACRU-Modell) oder der fraktale Bedeckungsgrad (im MMS/PRMS-Modell, siehe unten) eingesetzt. Interzeption ist die

Niederschlagsspeicherung auf Pflanzen. Das gespeicherte Wasser trägt nicht zur Infiltration oder zum Abfluß bei, es wird direkt der Evaporation zugeführt. Besonders Waldflächen tragen somit wesentlich zu den Evapotranspirationsverlusten bei, da die Baumkronen über eine große Oberfläche verfügen und die Feuchtigkeit dadurch höher über dem Boden gehalten wird, wo generell mit stärkerem Wind zu rechnen ist. Das bedeutet auch, dass sich durch Aufforstungsmaßnahmen die Evapotranspiration erhöht (Jones 1997). Von Hoyningen-Huene (1983) gibt die maximale Interzeption in Abhängigkeit vom Blattflächenindex wie folgt an:

$$I_{\max} = 0,935 + 0,498 \cdot \text{LAI} - 0,00575 \cdot \text{LAI}^2 \quad (1)$$

Die Interzeption hängt von mehreren Faktoren ab, dazu gehören im einzelnen:

- die Vegetationscharakteristik (Form, Größe, Rauigkeit, Blattorientierung, Biomasse, etc.) kontrolliert die Kronenkapazität, d.h. die maximale Niederschlagsmenge die im Kronendach gespeichert werden kann,
- Niederschlagsintensität und –dauer,
- Windgeschwindigkeit,
- Strahlungsbilanz beeinflusst die Temperatur der Blätter (Waldflächen haben eine höhere Nettostrahlungsbilanz als Grünlandflächen weil ihre Albedo geringer ist)
- Saisonale Schwankungen (Bäume können bis zu 80 % des Schneefalls in der Krone zurückhalten, trotzdem ist die Sublimation wesentlich geringer als die Verdunstung – die Bewertung der Interzeption ist besonders im Frühjahr und Herbst wichtig).

Generell ist die Interzeption in Nadelwäldern höher als in Laubwäldern. Dies gilt auch für die Vegetationsperiode im Sommer, wo die Nadelwaldinterzeption ebenfalls wirkungsvoller ist, da sich Laubbaumblätter unter dem Gewicht des Wassers stärker biegen und zudem dem Wind eine größere Angriffsfläche bieten. Eine Ausnahme bilden Eiche und Buche, deren Interzeptionsverlust zumindest in der Vegetationsperiode über denen von Kiefer und Lärche liegt (Wohlrab et al. 1992). Laubbäume verfügen aber gegenüber Nadelbäumen über einen wesentlich höheren Stammabfluß (17 % bei Buche, nur 1 % bei Tannen, nach Geiger 1957).

Da Geländemessungen dieser Vegetationsparameter sehr aufwendig (zeit- und kostenintensiv) sind (vgl. Percy et al. 1989), hat man Methoden entwickelt sie mit Hilfe von optischen- und Mikrowellenfernerkundungsdaten zu bestimmen. Analysen optischer Daten (u.a. Idso et al. 1978, Philipson & Teng 1988, Wiegand et al. 1989, Mynemi et al. 1995) haben zwar die Probleme der Wolkenbedeckung, der Modellierung der Strahlungscharakteristik der Ast- und Blattgeometrien oder des Einflusses des Bodens in offenen Beständen, dennoch lassen sich der Pflanzentyp, der Blattflächenindex und der Bedeckungsgrad mit optischen-, die Biomasse und die Nettoprimärproduktion, der Pflanzenwassergehalt und die Pflanzenhöhe flächendeckend mit Hilfe der Mikrowellenfernerkundung aufnehmen. Das größte Problem für die Erfassung der zeitlich hochvariablen Pflanzenparameter stellt die ungenügende, zeitliche Auflösung der Satelliten (Repetitionsrate) dar. Bach (1995) dokumentiert die Möglichkeiten flugzeuggetragener, spektral hochauflösender, abbildender Spektroskopiedaten zur Erfassung von Pflanzenparametern wie LAI, Höhe, Biomasse und Wassergehalt.

Die Reflexionseigenschaften von Pflanzen sind ausführlich bei Albertz (1991), Demircan (1995), vor allem aber bei Hildebrandt (1996) beschrieben. Besonders im optischen Bereich weist die Vegetation eine ganz charakteristische Reflexionskurve mit starker Absorption (70 bis 90 %) im sichtbaren Lichtbereich (Blau und Rot) und starker Reflexion im Bereich des Nahen Infrarot (0,7 bis 1,3 μm) auf. Dieser große Reflexionsunterschied (hohe Informationsdichte) zwischen dem roten Wellenlängenbereich und dem nahen Infrarot wird bei Vegetationsstudien mit Fernerkundungsdaten ausgenutzt (Bannari et al. 1995).

Der Unterschied wird in Form von Vegetationsindizes als Quotient aus zwei oder mehr Kanälen rechnerisch aufbereitet, weil sie für die qualitativ-quantitative Erfassung der Vegetation sensitiver als einzelne Spektralbänder sind. So lassen sich mit Vegetationsindizes vegetationsbedeckte und unbewachsene Oberflächen abgrenzen. Darüber hinaus lassen sich mit Vegetationsindizes nicht nur Landnutzungsklassifikationen verbessern, es lassen sich mit multitemporalen Fernerkundungsdaten Landnutzungsänderungen erfassen und man kann interne Unterschiede innerhalb homogener Klassen aufgrund von Schädigungen, Trockenheitsstress, unterschiedlichen Bodenbedingungen, etc. quantitativ aufnehmen. Vegetationsindizes sind mehr oder weniger von einer ganzen Reihe interner (Art und Zustand der Vegetation, Grad der Bodenbedeckung, Geometrie – Lage, Form, Größe der Blätter) und externer (Größe der beobachteten Fläche, Auflösungsvermögen des Sensors, Atmosphärenzustand, etc.) Faktoren abhängig.

Bannari et al. (1995) und Chen & Guilbeault (1996) geben Übersichten über die mittlerweile mehr als 40 Vegetationsindizes. Sie lassen sich nach den verwendeten Rechenoperationen in Indizes der „ersten Generation“ (einfache lineare Kombinationen) und Indizes der „zweiten Generation“, die physikalische Zusammenhänge zwischen elektromagnetischer Strahlung, Atmosphäre, Vegetation und Boden berücksichtigen, unterteilen. Dazu gehören unter anderen der Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), der Perpendicular Vegetation Index (PVI) oder der Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI) (Bannari et al. 1995). Der NDVI wurde bereits 1974 von Rouse et al. (1974) entwickelt:

$$NDVI = \frac{(NIR - R)}{(NIR + R)} \quad (2)$$

Er ist einfach zu handhaben, da keine weiteren Informationen notwendig sind. Die Werte liegen zwischen -1 (fehlende Vegetation) und $+1$ (dichte Vegetation). Aufgrund der Normierung ist er unempfindlich für wechselnde Beleuchtungsbedingungen. Goetz (1997) verglich NDVI-Werte unterschiedlicher Sensoren. Aus der guten Übereinstimmung ergibt sich ein Potenzial für eine synergetische Nutzung in verschiedenen Maßstabsebenen.

Aus den Indizes wurden eine Reihe biophysikalischer Vegetationsparameter wie beispielsweise der Blattflächenindex (Curran et al. 1992, Spanner et al. 1994, Carlson & Ripley 1997), der fraktale Bedeckungsgrad (Carlson & Ripley 1997, Purevdorj et al. 1998) oder die photosynthetisch aktive Strahlung (Baret & Guyot 1991) abgeleitet. Die Kalibrierung erfolgt über empirisch ermittelte Beziehungen zwischen den Vegetationsindizes und den Zielparametern, die sich aus stichprobenartigen Geländemessungen ergeben. Mit der so

die sich aus stichprobenartigen Geländemessungen ergeben. Mit der so ermittelten Beziehung werden dann für jedes Pixel der Fernerkundungsdaten die Werte für den Vegetationsparameter berechnet (Lacaze 1996).

Der Blattflächenindex, definiert als das Verhältnis der Blattoberfläche zur Bodengrundfläche, ist sehr wichtig für die Quantifizierung des Interzeptionsverlustes. Besitzen die Bäume keine Blätter entspricht der LAI = 0, entspricht die Blattfläche der horizontalen Bodenfläche ist der LAI = 1, deckt die Blattfläche den Boden mehrfach ab, nimmt der LAI einen entsprechenden vielfachen Wert an. Der maximale Wert des Blattflächenindex beträgt 16 (Regenwälder an der Westküste der USA) (Wohlrab et al. 1992, Danson 1995, Hildebrandt 1996). Neben der Interzeption beeinflusst der LAI auch die Menge an transpiriertem Wasser und das aufgenommene CO₂ und regelt somit Energie- und Massenaustausch zwischen Vegetation und Atmosphäre (Spanner et al. 1990, Wulder 1998). Er hängt von der mittleren Jahrestemperatur, der Länge der Vegetationsperiode, der Wasserverfügbarkeit und dem Alter des Bestandes ab (Spanner et al. 1994). Im Gelände kann man den Blattflächenindex sowohl mit direkten (genauer, aber destruktiv) als auch mit indirekten Methoden messen. Die Bestimmung des LAI aus optischen Fernerkundungsdaten oder Radardaten zählt zu den indirekten Methoden. Zu den direkten Geländemethoden zählt sowohl die destruktive Probennahme durch flächenhaftes Fällen der Bäume als auch allometrische Verfahren, bei denen der Blattflächenindex aus Brusthöhendurchmesser oder Holzproben bestimmt wird (Watson & Vertessy 1996). Helmschrot (1999) fällt zur Ermittlung des LAI und der Biomasse einige zufallsverteilte Bäume und entfernte die Blätter/Nadeln, um Nadelstreu und Holz separat auswiegen zu können. Er vermaß die einzelnen Nadeln und bestimmte mit dem Brusthöhendurchmesser die mittlere Blattfläche für den gesamten Baum. Die Multiplikation der Blattfläche des Einzelbaumes mit der Anzahl der Bäume ergab die Gesamtblattfläche des Bestandes, aus der sich dann der LAI über das Verhältnis Gesamtblattfläche zur Bestandsgrundfläche berechnen ließ.

Die indirekten Geländeverfahren messen mit Hilfe von hemisphärischen Fotoaufnahmen (DEMON, LAI-2000 Plant Canopy Analyzer, Sunfleck Ceptometer) die von der Vegetation bedeckte Erdoberfläche. Aus den digitalen Aufnahmen lassen sich dann unter Berücksichtigung der Geometrie und Orientierung des Laubes die LAI-Werte ableiten (Lacaze 1996). So ermittelte Geländemesswerte können dann über empirische Formeln mit den aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Vegetationsindizes in Beziehung gesetzt werden. Für den Blattflächenindex ergibt sich dabei folgende allgemeine Beziehung (Curran et al. 1992, Price & Bausch 1995, Lacaze 1996, VI steht für vegetation index):

$$\text{LAI} = -a + b \cdot \text{VI} \quad (3)$$

Maas & Doraiswamy (1996) entwickelten eine empirische Funktionsgleichung, mit der man aus dem NDVI den LAI berechnen kann:

$$\text{LAI} = 4,147 \cdot \text{NDVI} - 0,276 \quad (4)$$

Sie wurde für ein Einzugsgebiet in Arizona aufgestellt und ist zumindest für semi-aride Regi-

onen anwendbar.

Für den mitteleuropäischen Raum wurden landnutzungsspezifische Blattflächenindizes zur Ableitung aus Fernerkundungsdaten entwickelt. Peterson et al. (1987) stellten eine solche empirische Beziehung für Nadelwald auf :

$$\text{LAI} = (0,52 \text{ SR})^{1,715} \quad (5)$$

SR steht dabei für „simple ratio“ und wird durch den Quotienten der IR und roten Reflexion gebildet. Für Laubwald entwickelten Badhwar et al. (1986) folgende Gleichung:

$$\text{LAI} = (0,353 \pm 0,230) + (0,179 \pm 0,028) \text{ SR} \quad (6)$$

Für Grünland entwickelten Curran & Williamson (1988) die Beziehung:

$$\text{LAI} = -1,913 + 4,831 \text{ NDVI} \quad (7)$$

Dieser Untersuchung in England lagen allerdings hochaufgelöste Flugzeugdaten zugrunde.

Baret & Guyot (1991) verbesserten den von Huete (1988) entwickelten Soil Adjusted Vegetation Index zum Transformed Soil Adjusted Vegetation Index in dessen Berechnung eine Reihe von Bodenparametern (a,b,X) eingehen:

$$\text{TSAVI} = a(\text{NIR} - a\text{R} - b) / [a\text{NIR} + \text{R} - ab + X \cdot (1 + a^2)] \quad (8)$$

Aus hydrologischer Sicht weisen die Vegetationsindizes einen entscheidenden Nachteil auf: Sie erfassen aufgrund der oberflächlichen Abtastung der Fernerkundungssensoren nicht die vertikale Komplexität des Standorts, eine für die Bewertung der Evapotranspiration entscheidende Größe. Ist der Sättigungsgrad der Reflexion erreicht, zeigt der LAI im Verhältnis zum NDVI ab dem Wert 3 einen asymptotischen Verlauf (Abb. 7). Ab diesem Wert ist der NDVI unempfindlich, weil er Reflexionen aus tieferen Blattstockwerken nicht mehr berücksichtigt. Er reagiert auf weitere Anstiege des LAI nur gering oder überhaupt nicht und ist daher für forstwirtschaftliche Anwendungen ungeeignet (Hildebrandt 1996).

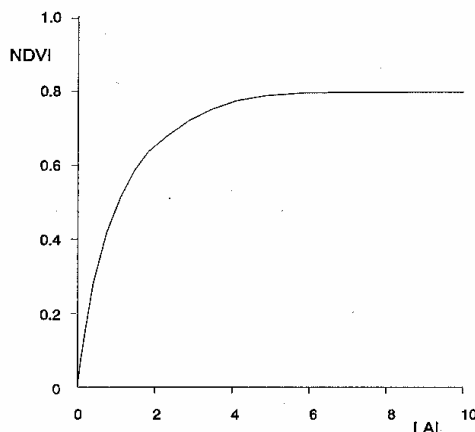


Abbildung 7:
Beziehung zwischen NDVI und LAI
(nach Carlson & Ripley 1997).

Der fraktale Bedeckungsgrad wird als prozentualer Anteil der Grundfläche angegeben, die lückenlos mit photosynthetisch aktivem Material überdeckt ist (Elvidge & Chen 1995, Lacaze 1996). Er unterscheidet sich damit vom LAI, da auch Bestände mit LAI = 2 bis 4 noch Lücken mit offenem Boden enthalten können und deren fraktaler Bedeckungsgrad noch keine 100 % beträgt (Carlson & Ripley 1997). Er lässt sich im Gelände über die Vermessung des Kronendurchmessers und des Brusthöhendurchmessers von Einzelbäumen durch Multiplikation mit der Baumanzahl als Gesamtbedeckungsfläche bestimmen. Aus dem Verhältnis dieser Gesamtbedeckungsfläche zur Bestandsfläche kann man dann den fraktalen Bedeckungsgrad ermitteln (Helmschrot 1999). Purevdorj et al. (1998) berechneten aus dem Transformed Soil Adjusted Vegetation Index (TSAVI) den fraktalen Bedeckungsgrad nach folgender Formel:

$$\text{cover [\%]} = 1,062 + 43,5442 \cdot \text{TSAVI} + 97,817 \cdot \text{TSAVI}^2 \quad (9)$$

Nach Carlson & Ripley (1997) sind Vegetationsindizes besser für die Berechnung des fraktalen Bedeckungsgrades geeignet als zur Ableitung des LAI, da eine quasi lineare Beziehung zwischen dem Quadrat eines für offenen- und zu 100 % bedeckten Boden skalierten NDVI besteht. Zwischen dem fraktalen Bedeckungsgrad und der interferometrischen Kohärenz besteht ein linearer Zusammenhang. Wegmüller & Werner (1997) fanden heraus, dass je unbewachsener Rapsfelder sind, desto höher ist die Kohärenz. Im Laufe der Vegetationsentwicklung tritt eine zunehmende Dekorrelation auf. Abrupte Veränderungen erfolgen nur durch Feldbearbeitung wie Ernte, Mahd, etc.

Im Allgemeinen sind die Beziehungen zwischen Vegetationsparametern und Vegetationsindizes standort-, arten- und sensorspezifisch. Ihre Übertragbarkeit ist daher eingeschränkt. Purevdorj et al. (1998) verglichen mehrere Indizes in ariden und semiariden Graslandschaften der Mongolei. Die besten Ergebnisse bei der Berechnung des fraktalen Bedeckungsgrades spärlich bewachsener Gebiete ergaben sich für den TSAVI, wenn optische Bodeneigenschaften bekannt sind, ansonsten ergab der NDVI die besten Abschätzungen. Franklin et al. (1997) fanden heraus, dass aufgrund der unterschiedlichen Reflexion von Laub- und Nadelwäldern im nahen Infrarot Unterschiede in den Beziehungen zwischen Vegetationsindizes und LAI bestehen. Der NDVI korreliert sehr gut mit dem LAI von Nadelwäldern ($r = 0,93$) aber aufgrund der unterschiedlichen Blattdicken, -formen und -verteilungen wesentlich weniger mit dem von Laub- und Mischwäldern ($r = 0,25$ bis $0,82$).

In der wasserwirtschaftlichen Planung sucht man dennoch nach praktikablen Lösungen, wie man die Vegetation in der Einzugsgebietsmodellierung berücksichtigen kann. In der Regel reichen auch schon relative Aussagen der saisonalen räumlichen Verteilung des Blattflächenindex oder des fraktalen Bedeckungsgrades aus, um den Modellierungsfehler möglichst gering zu halten. Gute Ergebnisse bei der Ableitung der Zielparameter wurden vor allem bei „einfachen Vegetationsbeständen“ erzielt. Das gilt für Demircan (1995) bei Feldfrüchten (insbesondere Mais), der die trockene Biomasse aus dem LAI unter Berücksichtigung der Wachstumsdauer und des phänologischen Zustands ermittelte ebenso wie für Helmschrot

(1999) für Kiefernkulturen in der Ostkap-Provinz (Südafrika), der LAI-Werte nach der Sellers-Formel aus TM-NDVI-Daten ableitete. Sicherlich weisen die Vegetationsindizes Schwächen bei verschiedenen Applikationen auf, so dass je nach Anwendung ein geeigneter Vegetationsindex ausgewählt werden muss. Hydrologisch gesehen spielt nicht nur die photosynthetisch aktive Vegetation, die mit dem NDVI erfasst wird eine Rolle, sondern auch Trockenvegetation hält Niederschläge gegen die Infiltration zurück. Bei niedrigen NDVI-Werten wie z.B. offenen Bodenflächen müsste der Wert 0 sein, in Wirklichkeit ist er aber aufgrund der Farbreflexion des Bodens etwas über 0 (0,207). Der rote Kanal 3 des Landsat TM ist hier einfach zu wenig sensitiv.

Aber auch bei der Geländemessung, vor allem den indirekten Methoden, ist gesamte Potenzial einer exakten Kalibrierung noch nicht ausgeschöpft. Hier handelt es sich nach wie vor um Abschätzungen, die zwar um einiges genauer sind als Ableitungen aus Fernerkundungsdaten, die aber kaum regelmäßige und großräumige Beobachtungen der Vegetationsentwicklung ermöglichen. Die Zukunft liegt hier mit Sicherheit in der Verwendung von sogenannten „Schmalbandindizes“ (abbildende Spektroskopie, zur Zeit nur flugzeuggetragen), die die Störeffekte von Atmosphäre und Boden vermindern.

Im Bereich der längeren Mikrowellenlängen ist die Ableitung von Vegetationsparametern wegen der Abhängigkeit des Radarrückstreuoeffizienten σ^0 von Vegetation, Böden, Topographie und Aufnahmegeometrie des Sensors komplizierter. Man unterscheidet objekteneigene (Relief, Oberflächenrauigkeit, Feuchtigkeit, Dielektrizitätskonstante) und systemeigene (Frequenz, Polarisation, Einfallswinkel) Parameter die das Rückstreusignal beeinflussen. Ziel ist die Regionalisierung der Geländemesswerte durch die Erfassung der im Idealfall einfachen empirischen Zusammenhänge zwischen Fernerkundungsdaten und Geländewerten. Dabei geht es im Wesentlichen darum, zur Ableitung eines Parameters die Abhängigkeit von den anderen Parametern zu minimieren. Dies ist nur durch umfangreiche Vergleichsmessungen im Gelände, die simultan zu den Fernerkundungsdaten aufgenommen werden und den Einsatz von empirischen bzw. physikalischen Modellansätzen, zu bewerkstelligen (siehe unten). Allgemeine Übersichten der Interaktion von Mikrowellen und Vegetation sind bei Cihlar et al. (1987) zur Landwirtschaft und bei Henderson & Lewis (1998) zur Land- und Forstwirtschaft zu finden.

Generell wird zwischen kurzer Vegetation (Grünland, Feldfrüchte) und hoher Vegetation (Wald) unterschieden, da die Parameter, die den Rückstreuoeffizienten beeinflussen verschieden sind. Mehrere Studien leiteten die Biomasse von Waldgebieten (Le Toan et al. 1992, Beaudoin et al. 1994, Imhoff 1995, Kaschinke et al. 1995, Ranson et al. 1997), das Baumalter (De Grandi et al. 1994), die Baumart (Ranson et al. 1995, Wang & Davis 1997), den Brusthöhendurchmesser (Wang & Dong 1997), den Kronenschlußgrad (Green 1998) und die Vitalität (Zink et al. 1997) ab. Die Vitalitätsanalysen beruhen allerdings nicht allein auf der Rückstreuintensität sondern auch auf Verwendung von polarimetrischen und interferometrischen Daten. Die Verwendung multifrequenter Daten lässt generelle Ergebnisverbesserungen erwarten (Skriver 2000) Längerwellige, polarimetrische Daten im L- und P-Band sind besonders gut geeignet, weil sie das Kronendach durchdringen (Pampaloni et al. 1997, Leckie & Ranson 1998). So lassen sich z.B. mit polarimetrischer Interferometrie auch Baumhöhen bestimmen (Dobson et al. 1995b, Sarabandi et al. 1999, Gabriel et al. 1999).

(Dobson et al. 1995b, Sarabandi et al. 1999, Gabriel et al. 1999). Dazu sind zwei unabhängige Höhenmessungen des Kronendachs und der Bodenoberfläche notwendig. Während die Rückstreuung des L-HH in erster Linie aus dem unteren Stammbereich resultiert, stammt diejenige der L-HV-Rückstreuung von den Ästen des Kronendachs. Aus der Differenz der beiden Interferogramme (eins für jede Polarisation) lässt sich die Baumhöhe mit Genauigkeiten im Meterbereich ableiten.

Ebenso liegen zahlreiche agrarwissenschaftliche Untersuchungen mit Mikrowellendaten vor (u.a. Schmullius 1992, Brown et al. 1993, Wooding et al. 1993, Schotten et al. 1995, Wooding et al. 1995, Xu et al. 1996, Auquiere et al. 1997, Lemoine et al. 1997 oder Vyas et al. 1997). Die Anfänge gehen auf Ulaby & Bush (1976) zurück, die herausfanden, dass die Rückstreuung im X-VV abhängig von der Pflanzenentwicklung (physiologische und morphologische Veränderungen) ist. Einige Parameter zeigen signifikante Korrelationen mit dem Rückstreuungskoeffizienten σ^0 (Ulaby 1975, Brisco & Protz 1978, Brakke et al. 1981, Allen & Ulaby 1984, Hussey et al. 1989, Bouman 1991, Daughtry et al. 1991, Major et al. 1991). Dazu gehören die Pflanzenhöhe, der Blattflächenindex (LeToan et al. 1984), die Biomasse oder der Pflanzenwassergehalt (Brisco et al. 1990 erreichten sehr gute Übereinstimmungen).

Zur Unterscheidung verschiedener Vegetationstypen bietet sich der Einsatz multifrequenter und multipolarimetrischer SAR-Daten an. Im P- und L-Band sind große zylindrische Pflanzenstrukturen (Baumstämme, Äste, große Stengel) für die Rückstreuung verantwortlich und ermöglichen so die Trennung von Wald, hohen Feldfrüchten (Mais, Sonnenblumen, etc.) und niederer Vegetation (Grünland, etc.). Im C- und X-Band hängt die Rückstreuung von der Pflanzenoberflächengeometrie und der Blattverteilung ab: Glatter, trockener und offener Boden verursacht spiegelnde Reflexion, erscheint also dunkel. Getreide dagegen weist mittlere Grauwerte auf, die aber saisonalen Schwankungen durch Feuchtigkeit unterliegen. Deutliche Unterschiede sind bei Verwendung verschiedener Polarisationen zu erkennen. Breitblättrige Pflanzen wie z.B. Mais erscheinen nicht nur wegen ihrer flächigen Geometrie hell, sie besitzen auch eine größere Biomasse und einen höheren Pflanzenwassergehalt. Noernberg et al. (1999) setzten zur Trennung verschiedener Vegetationsklassen mehrere aus multipolarimetrischen C-Band-Daten abgeleitete Indizes (Cover Structure Index, Volume Scattering Index, Biomass Index) ein. Ein vor allem im Hinblick auf den Start des ENVISAT-Satelliten im Jahr 2001 vielversprechender Ansatz.

Le Toan et al. (1984) stellten fest, dass σ^0 und Blattflächenindex im X-Band korreliert sind, dass bei verschiedenen Pflanzen aber auch verschiedene Beziehungen bestehen. In der Blattentwicklungsperiode besteht eine eindeutig lineare Beziehung, σ^0 nimmt bis zur Knospung zu, während dann bis Ende der Vegetationsperiode die Bodenfeuchte die Rückstreuung dominiert. Ulaby et al. (1984) erzielten die besten Ergebnisse im Ku-Band ($R = 0,9$) bei Weizen.

Biomasse und Nettoprimärproduktion geben das Trockengewicht aller Vegetationskomponenten (Laub, Holz) pro Grundfläche wieder. Die Biomasse ist auf einen bestimmten Zeitpunkt bezogen, die Nettoprimärproduktion dagegen auf eine Zeitperiode (Lacaze 1996, Wulder 1998). Beide Parameter korrelieren mit dem LAI und können aus ihm ermittelt werden (De-

mircan 1995, Todd et al. 1998). Rosenthal et al. (1985) fanden heraus, dass im Bereich der Mikrowellen besonders die Kreuzpolarisationen eng mit der Biomasse verknüpft sind, d.h. große Pflanzen mit großer Biomasse besitzen einen hohen σ^0 , kleine Pflanzen mit weniger Biomasse einen entsprechend geringeren σ^0 . Dies wird auch durch neuere Untersuchungen von Baronti et al. (1995) und Pampaloni et al. (1997) untermauert, die im L-HV Korrelationen von $R = 0,84$ bis $0,88$ erreichten. Die Beziehung zwischen Biomasse, Pflanzenwassergehalt und Dielektrizitätskonstante wurde auch von El-Rayes & Ulaby (1987) untersucht, woraus das duale Dispersionsmodell MIMICS (Michigan Microwave Canopy Scattering) entstand (Ulaby et al. 1990), das von Touré et al. (1991) für landwirtschaftliche Anwendungen modifiziert wurde.

Pflanzenwassergehalt und Biomasse sind sehr stark miteinander korreliert. Im Gelände bestimmt man die feuchte bzw. trockene Biomasse von niedriger Vegetation indem man das Pflanzenmaterial einer vorher definierten Fläche abschneidet und wiegt. Das Naßgewicht entspricht der oberirdischen, feuchten Phytomasse (feuchte Biomasse), das Trockengewicht erhält man nach der Trocknung mit 105°C . Aus der Gewichts Differenz kann man den Pflanzenwassergehalt in kg/m^2 berechnen (Ferrazzoli et al. 1992). Der Pflanzenwassergehalt kann aber auch aus Absorptionmessungen der Vegetation im kurzwelligen Infrarot abgeschätzt werden. Die Absorption hängt stark vom Wassergehalt in den Blättern ab. Messungen in diesem Spektralbereich geben Aufschluß über die im Blatt gespeicherte Wassermenge, wobei zur Bestimmung des sogenannten Pflanzenwassergehaltsindex Reflexionen im nahen und kurzwelligen Infrarot verwendet werden (Haefner & Schumann 1992). Bei der Ableitung des Pflanzenwassergehalt aus Mikrowellendaten wird eine separate Ableitung für einzelne Vegetationsklassen von mehreren Autoren als notwendig erachtet (Ferrazzoli et al. 1997, Pampaloni et al. 1997 und Hill et al. 1999). Die P-Band Rückstreuung zeigt die größte Abhängigkeit von Pflanzenwassergehalt bzw. Biomasse in Waldgebieten, das L-Band hingegen für Mais und Sonnenblumen. Der stärkste Zusammenhang im Bereich der kurzen Vegetation (Raps, Weizen, Luzerne) ergab sich im C-Band.

5.2.3 Bodenfeuchtigkeit

Die Bodenfeuchte steht im Wasserkreislauf an der Grenze zwischen Landoberfläche und Atmosphäre, sie ist die prozeßsteuernde Schnittstelle zwischen Grund- und Oberflächenwasser. Im Grunde genommen werden alle hydrologischen Prozesse (Infiltration, Evapotranspiration, Interflow, Oberflächenabfluß und Grundwasserneubildung) von der Bodenfeuchte kontrolliert bzw. werden durch die Bodenfeuchte sichtbar. Sie ist mit dem Gesamtwassergehalt hochgradig korreliert und stellt somit einen Indikator für die gesamte Wasserverfügbarkeit dar (Engman 1997).

Gegenwärtig besteht ein großes wissenschaftliches Interesse an den Austauschprozessen zwischen Landoberflächen und der Atmosphäre, sowohl im großräumigen Maßstab (Globale Zirkulationsmodelle, GCM) als auch im mesoskaligen Bereich (Einzugsgebietsmodellierung). Detaillierte Bodenfeuchtigkeitsinformation verbessert die Vorhersagen allgemeiner Zirkulati-

onsmodelle, regionaler Wasserhaushaltsmodelle oder von Niederschlags-Abfluß-Modellen substantiell. Die Bodenfeuchtigkeit als hydrologische Signatur gibt Aufschluß über das Vorhandensein von Abflußgenerierungs- oder Grundwasserneubildungsgebieten und stellt somit eine Schlüsselgröße für die verteilte hydrologische Modellierung dar. Sie besitzt eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität, weil es eine Reihe verschiedener Quellen in Abhängigkeit von Regen, Schneeschmelze, Landnutzung, Bodeneigenschaften oder Topographie gibt. Deshalb ist sie auch so schwierig zu messen, ihre Erfassung mit Punktmeßnetzen ist nahezu unmöglich, Momentaufnahmen sind hydrologisch sinnlos. Im Gelände kann man die Bodenfeuchte gravimetrisch, mit einer TDR-Sonde (Laufzeitmessung der elektromagnetischen Wellen im Bodensubstrat, die von den feuchtigkeitsabhängigen dielektrischen Eigenschaften abhängt, Brisco et al. 1992) oder mit einem Tensiometer (bestimmt die bodenwassergehaltsabhängige Saugspannung) messen. Solche punktuellen Messungen sind immer mit Fehlern und Problemen behaftet (Bork 1992, Blöschl et al. 1993, Grayson & Western 1998), d.h. es existiert derzeit keine operationelle Geländemessmethode um die Bodenfeuchtigkeit flächenhaft zu bestimmen. Zur Regionalisierung der punktuellen Messungen gibt es geostatistische Methoden (Rodriguez-Iturbe et al. 1995, Western et al. 1998b, Western & Blöschl 1999) oder verschiedene Modellansätze (Kalma et al. 1995, Zhang et al. 1999). So werden beispielsweise Indizes wie der Multiple Flow Topographical Index aus Digitalen Geländemodellen abgeleitet (Beven & Kirkby 1979, Quinn et al. 1993).

Dubayah et al. (2000) verwenden zur Ableitung der Bodenspeicherkapazität einen GIS-Ansatz. Sie gehen davon aus, dass der Bodenwasserspeicher durch Bodentyp und Vegetation bestimmt wird. Aus einer digitalen Bodenkarte leiten sie die Porosität (Porenvolumen in %, 5 Klassen), aus einer aus optischen Fernerkundungsdaten hergeleiteten Landnutzungskarte leiten sie die Durchwurzelungstiefe (7 Klassen) ab. Die Verschneidung von Porosität und Durchwurzelungstiefe ergibt die Bodenspeicherkapazität (8 Klassen), die dann zur HRU-Ableitung herangezogen wird.

Die vielversprechendste Methode zur flächendeckenden Bestimmung der Feuchte von Bodenoberflächen scheint daher die Fernerkundung zu sein. Zahlreiche Studien verglichen punktuelle Geländemessungen mit der Radarrückstreuung von Bodenoberflächen und wiesen damit nach, dass satellitengetragene SAR-Systeme für Regen sensibel sind (Ulaby et al. 1983, Hallikainen et al. 1985, Dobson & Ulaby 1986, Ulaby et al. 1986, Rombach et al. 1993). Neben der Rauigkeit beeinflussen vor allem die dielektrischen Eigenschaften des Oberflächenmaterials die Radarrückstreuung. Sie wird im wesentlichen vom Wassergehalt bestimmt, da sich die dielektrizitätskonstanten von Wasser und trockenem Boden stark unterscheiden. Regen kann deshalb durch die Befeuchtung des Bodens einen Anstieg der Rückstreuung von 2-4 dB im X-Band verursachen. Ein ähnlicher Effekt kann auch durch Tau verursacht werden (Gillespie et al. 1990). Dessen Einfluß auf die Rückstreuung ist noch nicht vollständig geklärt. Hierzu läuft derzeit ein Projekt an der Universität Jena (TerraDew) in dem derartige Fragestellungen im Vorgriff auf den geplanten Start des multifrequenten und multipolarmetrischen Satelliten TerraSAR bearbeitet werden.

Die Mikrowellenfernerkundung bietet die Möglichkeit der flächenhaften Erfassung der Bo-

denfeuchte, vor allem unter den idealen Systemvoraussetzungen einer Frequenz von 4,5 GHz, HH-Polarisation und 10° Einfallswinkel (Ulaby et al. 1982). Die ERS Satelliten sind deshalb ungeeignet (Schmullius & Furrer 1992, Benallegue et al. 1995, Ulaby 1998). Die Erfassung der Bodenfeuchte ist allerdings auf die obersten 10 cm beschränkt und unter Wald kann sie gar nicht erfasst werden. Längere Wellenlängen (L- und P-Band) bei kleinen Einfallswinkeln sind in der Regel besser geeignet, weil der Vegetationseinfluß geringer und die Eindringtiefe größer ist (Ulaby et al. 1982, Boisvert et al. 1995). Neben dem Vegetationseinfluß muss auch der Einfluß der Oberflächenrauigkeit korrigiert werden.

Bei der Modellierung der Bodenfeuchte auf offenen Bodenoberflächen geht es vor allem um die Trennung der Rückstreuungsinformation in Dielektrizitäts- und Rauigkeitskomponenten. Oh (Oh et al. 1992) und Dubois (Dubois et al. 1995) entwickelten dazu semi-empirische Modelle mit denen sie die Bodenfeuchtigkeit bis auf 3,4 Vol.% (Oh et al. 1992) und 4,2 Vol.% (Dubois et al. 1995) abschätzen konnten. Dawson et al. (1997) und Neusch & Sties (1998, 1999) setzten beide Modelle mit geringerem Erfolg ein und führten dies auf den empirischen Charakter der Modelle zurück. Bessere Ergebnisse wurden mit dem IEM-Modell (Integrated Equation Method, Fung et al. 1992) mit dem L-Band und mittleren Bodenfeuchtwerten erreicht (Boisvert et al. 1997). Mit einer invertierten Form des IEM-Modells konnten Su et al. (1997) die Bodenfeuchte aus E-SAR-Daten auf 5 Vol.% genau bestimmen. Der wesentlichste Nachteil des IEM-Modells liegt in der umfangreichen Parameterisierung, die notwendig ist, weshalb Shi et al. (1997) eine Vereinfachung einführten, um eine bessere praktische Anwendbarkeit zu erreichen.

Natürlich sind innerhalb eines Einzugsgebietes nicht alle Bodenoberflächen unbewachsen, so dass der Bestimmung der Bodenfeuchte unter Vegetation eine besondere Bedeutung zukommt. Lin et al. (1994) stellten fest, dass Grasbewuchs nur geringen Einfluß auf die Rückstreuung Co-polarisierter L-Band-Strahlung hat. Dennoch wurden verschiedene Studien zur Reduzierung des Störeffektes der Vegetationsbedeckung durchgeführt. O'Neill et al. (1996) entwickelten ein Modell zur Formulierung der Reflexions- und Transmissionseffekte innerhalb der Vegetation um die Bodenfeuchte unter Getreidefeldern zu bestimmen. Die Werte wichen nur 2 % von den absoluten Feuchtegehalten ab, aber die Parameterisierung ist sehr aufwendig. Weitere Vegetationskorrekturmodelle basieren auf dem unterschiedlichen Rückstreuverhalten verschiedener Polarisationen von Vegetationsoberflächen. Shi et al. (1997) schlossen alle Flächen von den Bodenfeuchteuntersuchungen aus, deren HH-Rückstreuung größer als die der VV-Polarisation war und deren HV/HH-Quotient > -11 dB war. Taylor et al. (1996) führten ihre Vegetationskorrektur für das C-Band nach der Formel $(HH - 3 HV) / (VV - 3 HV)$ durch. Taconet et al. (1996) setzten ein auf dem Wassergehalt der Pflanzendecke basiertes Modell zur Ableitung der Bodenfeuchte aus ERS-Daten unter Weizenfeldern ein. Die erreichte Genauigkeit lag bei $0,05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Ein anderer häufig verwendeter Ansatz zur Bestimmung der flächenhaften Bodenfeuchteverteilung ist die Hauptkomponentenanalyse, mit der nicht nur Rauigkeits- und Vegetationseinflüsse unterdrückt werden, sondern auch der Speckle-Effekt reduziert wird (Lee & Hoppel 1992, Henebry 1997, Verhoest et al. 1998, Klenke 1999, Klenke & Hochschild 1999). In der

ersten Hauptkomponente zeigen sich vor allem topographische Informationen, während die zweite Hauptkomponente die Bodenfeuchteverteilung widerspiegelt.

Man kann umgekehrt von der Bodenfeuchtigkeit aber auch auf Bodeneigenschaften schließen (Mattikalli et al. 1998). Die Bodenfeuchtigkeit stellt einen Zustand zwischen den Extremen naß (nach Starkregen) und trocken (nach Trockenperiode) dar. Die räumliche Verteilung der nassen und trockenen Böden wiederholt sich, d.h. die Bodenfeuchtigkeitssignatur reflektiert die physikalischen Bodeneigenschaften. Aus mehrfach aufgezeichneten Fernerkundungsdaten aus dem Mikrowellenbereich ergibt sich dadurch die Möglichkeit, selbst ohne eine absolute Bodenfeuchtigkeitsbestimmung, Aussagen zur relativen Bodenfeuchtigkeitsverteilung zu treffen, bzw. die räumliche Verteilung der hydraulischen Eigenschaften abzuleiten (Mattikalli & Engman 1997). In humiden Einzugsgebieten sind im allgemeinen die Talauen, konkave Hangbereiche und Gebiete mit hochstehendem Grundwasserspiegel feucht. Schnell trocknende Gebiete zeichnen sich durch eine hohe hydrologische Leitfähigkeit, einen tiefliegenden Grundwasserspiegel und konvexe Hänge aus. Dabei handelt es sich um nur gering abflußproduzierende Gebiete und potenzielle Grundwasserneubildungsgebiete. Langsam trocknende Gebiete besitzen dementsprechend eine geringe hydrologische Leitfähigkeit, höhere Tongehalte, einen hoch liegenden Grundwasserspiegel. Solche Flächen sind als abflußproduzierend anzusehen (Engman 1997).

Zusammenfassend können die theoretischen Grundlagen als ausreichend bekannt bezeichnet werden. Weiterer Forschungsbedarf besteht vor allem in der Anwendung der theoretischen Konzepte in der wasserwirtschaftlichen Planung (Entekhabi et al. 1994, Mauser et al. 1997a, Strasser et al. 1999). Dabei stehen Fragen, mit welcher Genauigkeit die Bodenfeuchte abgeleitet werden kann, mit welcher zeitlichen oder räumlichen Auflösung im Vordergrund. Vergleiche zu Geländemessungen und Geostatistik (Entekhabi et al. 1996, Troch et al. 1997) sind selten. Hier wird die vorliegende Arbeit Beiträge verschiedene Methoden im Vergleich aufzeigen: GIS-Ableitung des Bodenspeicher, E-SAR Signale, Multiple-flow-topographical Index, TDR-Messung und die Polarimetrie. Die Möglichkeiten der Polarimetrie, vor allem der verschiedenen Dekompositions- und Modellierungsansätze sind Gegenstand aktueller Forschungen (Su et al. 1997, Hajnsek et al. 1999b), und vor allem im Hinblick auf zukünftige satellitengetragene Systeme von Bedeutung.

5.2.4 Digitale Geländemodelle und Reliefeigenschaften

Die Bedeutung Digitaler Geländemodelle ist heute größer denn je. Sie stellen Grundlagendaten für geowissenschaftliche Datenanalysen, vor allem der physiogeographischen Prozessmodellierung (Ebner 1992), dar und werden unter anderem für wissenschaftliche Fragestellungen, militärische Zwecke oder zur generellen Standortplanung (Mobilfunknetz, Sichtfeldeinschränkung durch Windkraftanlagen, etc.) eingesetzt. Die Anwendungen erstrecken sich dabei auf alle Maßstabsbereiche und reichen von der mikroskaligen Energiebilanzberechnung über die mesoskalige Bewertung des Wasserhaushalts bis hin zur Erfassung der regionalen Interaktion von Erdoberfläche und Atmosphäre. Darüberhinaus sind Digitale Geländemodelle

wichtig bei der Vorverarbeitung von Fernerkundungsdaten (vgl. Kap. 6.1) wie beispielsweise der Geokodierung oder der Topographischen Normalisierung in hügeligem und bergigem Gelände.

Als quantitative topographische Information für den Hydrologischen Modellinput sind sie extrem wichtig. Sie werden nicht nur zur Analyse der Einzugsgebietstopographie (Einzugsgebietsgrenzen oder Entwässerungsnetz, vgl. dazu Callaghan & Mark 1984, Tribe 1992, Martz & Garbrecht 1993), oder der Flächendiskretisierung von HSUs (Schultz 1994) bzw. HRUs (Flügel 1996) herangezogen, sie besitzen auch Bedeutung für die operationelle hydrologische Prognostik. Dabei ist die Datenqualität des Digitalen Geländemodells von entscheidender Relevanz für die Anwendungsmöglichkeiten der digitalen Reliefanalyse. In der Geomorphometrie können neben Exposition, Neigungswinkel, Wölbung oder Einzugsgebietsgröße mittlerweile eine ganze Reihe von primären und sekundären Attributen aus Digitalen Geländemodellen abgeleitet werden. Einen Überblick über die aktuellen geomorphometrischen Anwendungsmöglichkeiten geben Florinsky (1998) und Schmidt & Dikau (1999). Für die Parameterisierung hydrologischer Modelle sind vor allem Hangneigung und Exposition für das sogenannte „routing“ des Wassers (lateralen Zufluss von Niederschlagswasser) entscheidend, aus der Hangneigung, der freien Wassermenge und der oberflächlichen Fließakkumulation lässt sich die Abfluggeschwindigkeit berechnen, die Exposition besitzt darüberhinaus große Bedeutung bei der Evapotranspirationsabschätzung. Ausführliche Beschreibungen einzugsgebietsbezogener Ansätze der digitalen Reliefanalyse befinden sich bei Burrough (1986), Strobl (1988), Beven et al. (1992), Moore et al. (1992), Meijerink et al. (1994) sowie Dyck & Peschke (1995). Gündra et al. (2000) berechneten für das Einzugsgebiet der Blies im Saarland mehrere primäre geomorphometrische Parameter. Sie betonen die hydrologische Bedeutung der Wölbung für die Abflusskonzentration, die Abfluggeschwindigkeit und der Transportkapazität des oberflächlich abfließenden Wassers (Erosion).

Sekundäre geomorphometrische Parameter bezeichnen Reliefparameter, die aus primären Reliefparametern abgeleitet werden und einen physikalischen Bezug zu hydrologischen Prozessen haben. Dazu zählt der Topographische Index nach Beven & Kirkby (1979), der den kumulativen Abflusses jedes Rasterelements angibt. Er berechnet sich aus der Hangneigung β und der Fließakkumulation a nach folgender Formel:

$$\text{Topogr. Index} = \ln(a / \tan \beta) \quad (10)$$

Für die Berechnung der Fließakkumulation gibt es zwei auf der Fließrichtung basierende Ansätze. Je nach verwendetem Algorithmus kann der Abfluss an das niedrigste benachbarte Rasterelement (Single Flow Topographical Index) oder an alle tiefer gelegenen Rasterelemente weitergegeben werden (Multiple Flow Topographical Index), wobei die Umrißlängen und die Hangneigung gewichtet in die Berechnung der Abflussteilung eingehen (Quinn et al. 1992). Der Topographische Index ist ein Maß für das Bodensättigungspotential (Romanowicz et al. 1993, Michl 1999), aus dem sich die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte ableiten lässt (Barling et al. 1994, Western et al. 1998a).

Neben der Hydrologie spielen Digitale Geländemodelle in der Geländeklimatologie eine große Rolle (Strobl 1988, Scherer 1994). Sie besitzen eminente Bedeutung für reliefinduzierte (Niederschlag) und reliefmodifizierte (Wind) Prozesse. Die Berechnung von Komponenten der Strahlungsbilanz steht im Vordergrund der Analyse des Energiehaushalts an der Erdoberfläche (Übergangsbereich Boden, Vegetation, Atmosphäre). Die Globalstrahlung stellt dabei die entscheidende quantitative Eingangsgröße für vielerlei ökologische Fragestellungen dar. Zur Erfassung der potentiellen Globalstrahlung ist die Strahlungsintensität, der lokale Einfallswinkel und die Himmelstrahlung notwendig. Die Berechnung der topographisch möglichen Sonnenscheindauer erfordert die Berücksichtigung der Abschattung infolge der Horizontüberhöhung (kann mit dem Verfahren der gleitenden Schrägebene nach Kunz (1983) berechnet werden). Weiterhin ist eine Diskretisierung der Dimension Zeit notwendig. Für jeden Zeitschritt muss der momentane Sonnenstand und die jeweils abgeschatteten Geländeabschnitte berechnet werden. Um nun zur tatsächlichen Globalstrahlung zu kommen, muss noch die Abschattung durch die Wolkenbedeckung berücksichtigt werden. Scherer (1994) realisierte die Modellierung der Abschattung durch Wolkenabdeckung in dem er zeitlich hochaufgelöste NOAA-Daten als Input für sein Energiebilanzmodell verwendete.

Zur Erzeugung digitaler Höhendaten (vgl. Abb. 9) existieren verschiedene Quellen (vgl. Kap. 2.7). Neben der weit verbreiteten Digitalisierung von Höhenlinien gibt es die Stereophotogrammetrie, die digitale Höhenmodelle aus gescannten Luftbildern oder Stereosatellitenbildern ableitet, die witterungsunabhängige SAR-Interferometrie und das Laser-Scanning. Ludwig et al. (2000) geben einen Überblick über hydrologische Anwendungen von aus Fernerkundungsdaten (Interferometrie) abgeleiteten Digitalen Höhenmodellen.

Die Digitalisierung Topographischer Karten erfordert einen enormen Zeitaufwand. Neben der oft unzureichenden Genauigkeit der Kartengrundlage (inhomogene Informationsqualität wegen unterschiedlicher Aufnahmemethoden, ungünstige Abbildung des Reliefs, geringe Aktualität) ergeben sich mehr oder weniger große Fehler aus dem manuellen Digitalisierungsprozess, je nach den Sachkenntnissen des Bearbeiters. Eine detaillierte Beschreibung der Problematik liefern Aumann et al. (1990) und Pilouk & Tempfli (1992).

Die manuelle Analyse stereoskopischer Luftbilder mit Stereomikrometern und analogen optisch-mechanischen Auswertegeräten ist zwar von der digitalen Photogrammetrie weitgehend abgelöst worden, semi-automatisierte Verfahren besitzen aber auch heute noch Bedeutung bei der mikroskaligen Luftbildanalyse. Das Potenzial der Digitalen Photogrammetrie zur Erstellung von Digitalen Höhenmodellen aus Satellitendaten wurde mehrfach hervorgehoben (Trotter & Dymond 1993, Meijerink et al. 1994, Krupnik 1999). In der Mehrzahl wurden Digitale Höhenmodelle aus stereoskopischen Daten des französischen SPOT-Systems erstellt (Theodossiou & Dowman 1990, Brockelbank & Tam 1991, Connors-Sasowski et al. 1992). Die Berechnung der Geländehöhen basiert dabei auf der Korrelation epipolarer Linien. Die mittleren Höhengenaugigkeiten liegen bei ca. 10 m (Krupnik 1999, mit einer Schwankungsbreite von ca. 3-4 m in flachem Gelände bis zu etwa 100 m im Gebirge). Lehner & Reinhartz (1995) erzielten mit MOMS-02 Stereoaufnahmen vergleichbare Genauigkeiten. Helmschrot (1999) erreichte in der Eastern Cape Provinz in Südafrika 26,4 m mittlere vertikale Genauigkeit. Die

Genauigkeiten hochaufgelöster, aus großmaßstäbigen Luftbildern abgeleiteten, Höhenmodelle (Beispiel Bayern: 10 m Raster aus 1:15 000, 0,24 m vertikale Genauigkeit, Ludwig et al. 2000) können mit SPOT-Daten nicht erreicht werden.

Das Prinzip der interferometrischen DHM-Generierung basiert auf der Phaseninformation zweier RADAR-Aufzeichnungen aus versetzten Aufnahmepositionen. Aus der Phasendifferenz ϕ kann die Schrägentfernungsdifferenz hochgenau (bis zu einigen mm) gemessen werden, aus der sich wiederum die Geländehöhe ableiten lässt. Zunächst werden dazu sogenannte Interferogramme (Phasendifferenzbilder) erstellt. Ihre Farben repräsentieren Phasenunterschiede zwischen 0 und 2π , sie zeichnen in Form von Streifen („Fringes“) gleiche Geländehöhen nach. Die Zuordnung der exakten Geländehöhen zu den einzelnen Phasenzyklen erfolgt mit dem sogenannten „phase unwrapping“, der Bestimmung der absoluten Phase. Die Prinzipien der SAR-Interferometrie sind u.a. bei Zebker & Goldstein (1986), Gabriel & Goldstein (1988), Goldstein et al. (1988), Prati & Rocca (1990), Hartl & Thiel (1993), Massonet & Rabaut (1993), Geudtner (1995), Gens & Genderen (1996), ESA (1997a), Sawaya-Lacoste (1999) und Toutin & Gray (2000) detailliert beschrieben. Anwendungen interferometrischer Höhendaten für geowissenschaftliche Fragestellungen beschreiben Herland (1996) und Mauser et al. (1997b).

Für die interferometrische Datenaufzeichnung gibt es zwei generelle sensorbedingte Aufnahmegeometrien. Zum einen die „Repeat-pass“-Interferometrie, bei der aus SAR-Szenen ein- und desselben Satelliten unterschiedlicher Überflüge oder aus zwei verschiedenen, nacheinander aufgezeichneten SAR-Szenen (ERS-Tandem-Mission) Interferogramme erstellt werden. Zum anderen die sogenannte „Single-pass“-Interferometrie, bei der entweder flugzeuggetragen oder im Falle der SRTM-Mission auch vom Space Shuttle aus, die Aufzeichnung der Höheninformation mit zwei Antennen erfolgt. Da flugzeuggetragen längere Wellenlängen eingesetzt werden können, ist man damit auch in der Lage Vegetation zu durchdringen und tatsächliche Geländemodelle aufzuzeichnen (Schwäbisch & Moreira 2000). In dieser Arbeit wird ein ähnliches, aus X-Band-Daten (E-SAR) interferometrisch erstelltes Digitales Höhenmodell (vgl. Kap. 6.5.3) vorgestellt.

Abb. 8 zeigt das interferometrische Aufnahmeprinzip in der Repeat-pass-Konfiguration. Die interferometrische Phasendifferenz $\Delta\phi$ zwischen den Phaseneinzelmessungen von ERS-1 und ERS-2 ergibt sich aus der Formel in Abb. 8. Für die Geländehöhe h gilt in erster Näherung:

$$h \approx \frac{\lambda r \sin \theta}{4\pi B} \Delta\phi \quad (11)$$

mit

B: Orthogonalkomponente der Basislänge

θ : Blickwinkel des Sensors

Die korrekte Höhenableitung ist nur möglich, wenn sich das Rückstreuverhalten am Bodenpunkt nicht verändert. Dies ist vor allem bei repeat-pass-Systemen ein Nachteil, da durch Feuchtigkeits- oder Rauigkeitsveränderungen sehr wohl unterschiedliche Rückstreuungen

hervorgerufen werden können.

Bei DHM-Daten aus der ERS-Tandem-Mission ist die Qualität der Höhenabschätzung maßgeblich von einer hohen Kohärenz zwischen beiden Szenen abhängig (Rufino et al. 1996). Die Genauigkeit interferometrisch erzeugter Digitaler Höhenmodelle hängt darüberhinaus von der Phasengenauigkeit, der Aufnahmegeometrie und atmosphärischen Artefakten ab (Bamler 1997). Eine Reihe von Dekorrelationseffekten wie Systemrauschen oder Fehler bei der Bildprozessierung, können zu einer Verminderung des Signal/Rausch-Verhältnisses führen. Ungenauigkeiten in der Bildregistrierung entstehen u.a. durch eine fehlerhafte Basislinie oder durch Positionierungsfehler in stark geneigten Gebieten. Die dritte Art von Fehlern tritt durch unterschiedliche Laufzeiten der Radarwellen infolge von Veränderungen der troposphärischen und ionosphärischen Bedingungen zwischen den Aufnahmezeitpunkten auf (Geudtner 1995).

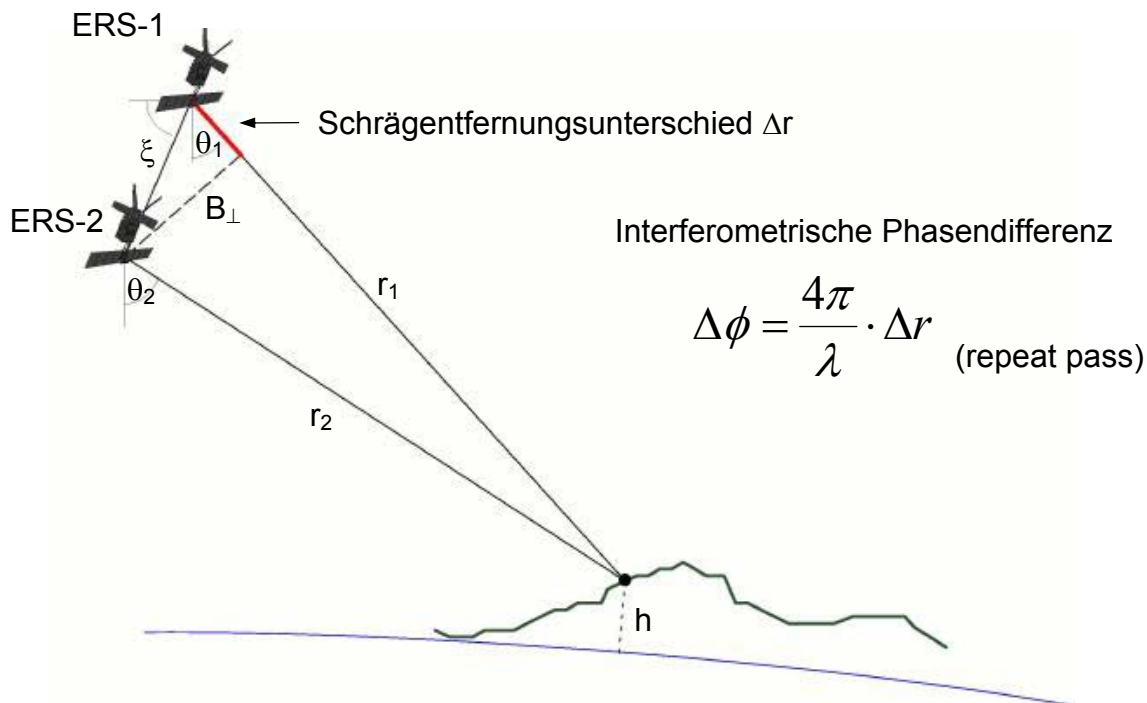


Abb. 8: Interferometrisches Aufnahmeprinzip (nach Roth et al. 1999).

Im Februar 2000 wurde im Rahmen der Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) ein globaler Datensatz (zwischen 60° Nord und 58° Süd) von 30 m Rasterweite und etwa 10 m Höhen Genauigkeit erstellt. Das einzige bisher existierende globale DHM (GTOPO 30) hat ein 1 km Raster und 100 m Höhenintervalle. Der SRTM-Datensatz wurde mit single-pass Interferometrie aufgezeichnet, die zweite Antenne befand sich an einem 60 m Mast, der aus dem Laderaum des Space Shuttles herausragte. Die Vorteile die sich aus der Verwendung dieses Datensatzes in Zukunft ergeben werden, können wie folgt zusammengefasst werden (vgl. auch Schmullius et al. 2000):

- keine abrupten Änderungen des Modells an administrativen Grenzen oder Blattsschnitten,
- verbesserte Repräsentation von Hangneigung und Exposition durch erhöhte Aufzeich-

- nungsrate,
- vergleichbare Geokodierung verschiedener Radarszenen,
 - synergetische Nutzung von simultan aufgezeichnetem DHM und SAR-Rückstreuintensität zur verbesserten Visualisierung.

Die genauesten Höheninformationen werden derzeit aus flugzeuggetragenen Laserscannern gewonnen. Ähnlich Radarsystemen wird der Laserstrahl quer zur Flugrichtung ausgesandt und aus der Laufzeitdifferenz zwischen ausgesandtem und empfangenen Signal die Distanz zur Erdoberfläche hochgenau (± 10 cm) bestimmt. Mit der hohen räumlichen Auflösung von 0,5 bis 5 m ergibt sich ein großes Potenzial vor allem für mikro- und mesoskalige Analysen. Charakteristisch für eine Laserbefliegung sind die reflektorlose Entfernungsmessung zu fast allen natürlichen Oberflächen, die Unterscheidung von Mehrfachreflexionen und die geringen Anforderungen an die Witterungsbedingungen (kein Einsatz bei Wolken, Niederschlag oder Bodennebel). Die Reflektivität der Zieloberfläche (Sand: 10-20 %, Vegetation 30-50 %) beeinflusst die Reichweite des Laserdistanzmessers. Je stärker die Reflexion, desto höher kann das Gebiet überflogen werden. Bei einer Flughöhe von etwa 1000 m weist der Laserstrahl am Boden einen Durchmesser von 25 cm auf. Über Vegetation treten daher mehrere Reflexionen, an Blättern und Ästen bzw. an der Erdoberfläche auf. Der Laserscanner ist in der Lage diese Mehrfachreflexionen zu unterscheiden und registriert wahlweise die erste oder die letzte Reflexion. Dadurch können in Waldgebieten sowohl das Kronendach als auch der Waldboden und damit auch die Baumhöhen erfasst werden (Wever 1999).

Geländemodelle unterschiedlichen Maßstabs benötigen auch verschiedene Genauigkeitsansprüche. Fehlerquellen ergeben sich durch Generalisierung oder Unzulänglichkeiten bei der Herstellung Digitaler Höhenmodelle. Sie können zu signifikanten Fehlern in DHM-Derivaten führen (Giles & Franklin 1996). Dazu zählen vor allem künstliche Senken oder Ungenauigkeiten in flachen Ebenen, die durch Filterung oder zusätzliche Layer auszugleichen versucht werden. Ähnliches gilt für die Rasterweiten, die ebenfalls einen entscheidenden Einfluss auf die abgeleiteten topographischen Parameter haben können (Zhang & Montgomery 1994). Ludwig et al. (2000) verglichen unterschiedlich erstellte Digitale Höhenmodelle (ein stereophotogrammetrisch erstelltes, ein hochaufgelöstes, flugzeuggetragenes erstelltes SAR-DHM und ein DHM aus der ERS-Tandem-Mission) hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit für die hydrologische Modellierung. Bei mikroskaligen Applikationen (Berechnung potentieller Erosionspfade, kumulativer Abfluß) schneiden die beiden hochaufgelösten DHMs deutlich besser ab (Höhengenauigkeiten im Meterbereich – Photogrammetrie: 0,24 m, Flugzeug-SAR: 0,7 m) als das ERS-DHM (10-20 m). Aus Derivaten wie beispielsweise der Exposition, die aus dem gröber gerasterten ERS-DHM abgeleitet wurden, würden sich ungenaue lokale Energiebilanzen ergeben. Bei mesoskaligen Anwendungen ist das ERS-DHM aber durchaus einem aus einer topographischen Karte 1:50 000 abgeleiteten DGM vergleichbar. Das ERS-DHM zeigte bei Evapotranspirationsuntersuchungen lediglich eine erhöhte Variabilität, ohne sich in der generellen Tendenz wesentlich zu unterscheiden. Somit ist die Qualität interferometrisch abgeleiteter Höhenmodelle, mit der optischer, digital-photogrammetrischer Verarbeitungen (z.B. mit SPOT PAN-Daten) vergleichbar. Brockmann (1998) verglich DHMs aus Laser-Scanner Befliegung und flugzeuggetragener SAR-Interferometrie und kam für mikroskalige Anwendungen bei beiden

dungen bei beiden Methoden zu vergleichbaren Höhengenaugkeiten von 20 cm und besser.

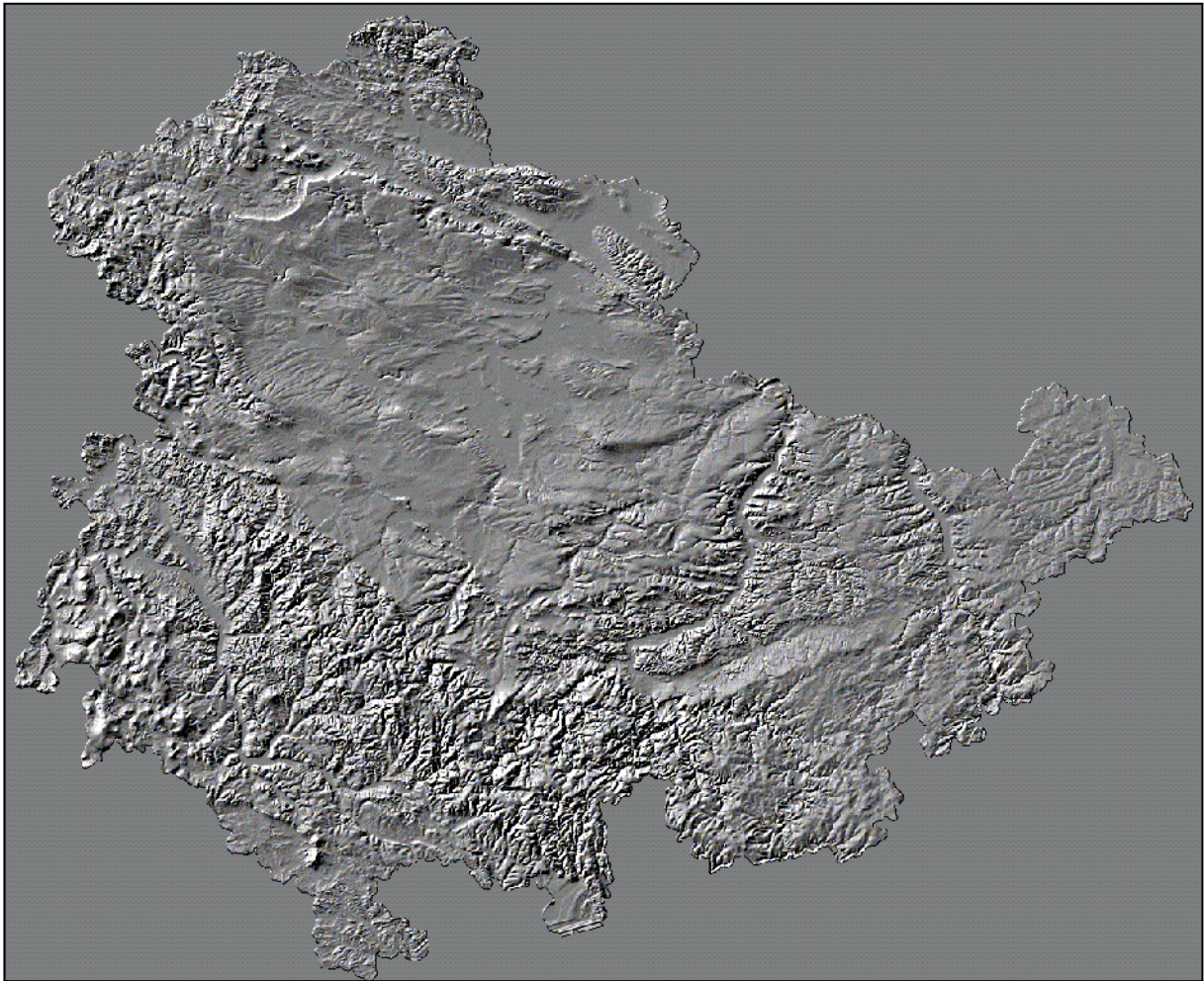


Abb. 9: Geschummerte Reliefdarstellung des Landes Thüringen mit 20 m Rasterweite.

5.2.5 Niederschläge

Die Abschätzung der Niederschlagsmenge ist die Grundlage der Beobachtung großräumiger hydrologischer Prozesse da sie den Input des hydrologischen Kreislaufs darstellt. Sie sollte deshalb so genau wie möglich quantifiziert werden. In der Regel reichen die punktuellen Regenmesser am Boden nicht aus um das Niederschlagsgeschehen für operationelle wasserwirtschaftliche Planung zeitlich und räumlich in ausreichender Auflösung aufzunehmen. Meßfehler (Wind, etc.) unterschätzen den tatsächlichen Niederschlag, zudem ist die Extrapolation problematisch. Die Niederschlagsbestimmung mit Fernerkundungsdaten besitzt daher eine große praktische Bedeutung (Scofield 1991), sie ermöglichen sogar die Rekonstruktion historischer Abflußverhältnisse aus Satellitendaten (bei aktueller Kalibrierung). Zusammenstellungen der wichtigsten Methoden zur Niederschlagsbestimmung aus Fernerkundungsdaten bieten Barrett (1989), Engman & Gurney (1991), Haefner & Schumann (1992), Petty (1995), Petty & Krajewski (1996) und Barrett (1997).

Grundsätzlich lassen sich drei Methoden unterscheiden: Die Ableitung des Niederschlags aus der Wolkenoberflächentemperatur mit Hilfe des thermalen Infrarot, passive Mikrowellenradiometer die direkt Informationen zu Wasser- und Eispartikeln in der Atmosphäre liefern (Barrett 1991) und aktive Radarsysteme, sowohl satellitengetragen als auch bodengestützt (Gabella et al. 1998, Legates 2000).

Bei der Ableitung aus der Wolkenoberflächentemperatur handelt es sich generell um indirekte empirische Verfahren, die neben den optischen Fernerkundungsdaten (VIS/NIR/TIR-Kanäle aus Wettersatelliten wie NOAA oder METEOSAT) weitere meteorologische Beobachtungen erfordern. Die Wolken-Index-Methode klassifiziert die Wolken und schätzt die Regenmenge aus Anzahl, Fläche und Verweildauer ab. Die Schwellenwertmethode geht davon aus, dass alle Wolken unterhalb einer bestimmten Oberflächen-temperatur als Regenwolken anzusehen sind. Sogenannte Life-History-Methoden berücksichtigen die Veränderungsraten von konvektiven Wolken. Ein Anwendungsbeispiel liefern Schultz & Barrett (1989). Generell liefern die optisch/thermalen Verfahren bessere Ergebnisse bei der Erstellung von Wochen- und Monatsmitteln.

Die Erfassung mit passiven Mikrowellenradiometern basiert auf der Tatsache, dass Regenwolken die Wärmestrahlung der Erde reduzieren und gleichzeitig kosmische Hintergrundstrahlung in den Radiometer reflektieren. Je stärker die Niederschlagsrate ist, desto höher die Wärmereduktion bzw. desto stärker ist die Reflexion. Der Vorteil passiver Mikrowellenradiometer liegt in der direkten Abhängigkeit der Mikrowellenstrahlung von der Tropfengröße im Wolken-inneren, die eine unmittelbarere Messung als an der Wolkenoberfläche zulässt und somit den optisch/thermalen Verfahren bei direkter Ableitung klar überlegen sind. Der Nachteil liegt in der geringen räumlichen Auflösung und des schwachen zu messenden Signals.

Die vorgestellten Fernerkundungsmethoden sind wegen der hohen zeitlichen Auflösung der geostationären Satelliten für die Erfassung der hohen Variabilität von Niederschlagsereignissen in Wochen- oder Monatsmitteln, vor allem in konvektiven Niederschlagsgebieten einsetzbar. Allerdings weisen die meisten Studien eine ungenügende Validierung (Petty 1995) auf, was vor allem durch die fehlende objektive Basis erschwert wird (auch die Niederschlagsmessung mit Regenschreibern ist fehlerbehaftet). Insgesamt sind die Verfahren deshalb für regionale Skalenbereiche als nur begrenzt geeignet anzusehen, sie können aber unter Umständen dem Bodenmeßnetz weit überlegen sein (Beispiel Kenia, Menz 1996).

Neue Möglichkeiten boten sich seit 1997, als mit dem TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) Satelliten ein hochaufgelöstes aktives Radarsystem (13,8 GHz, 2,2 cm) zur vertikalen Niederschlagsmessung in den Orbit gebracht wurde. Das System stellt makroskalige Niederschlagsdaten für den tropischen und subtropischen Raum bereit mit denen sich saisonale und jährliche Summen berechnen lassen. Die Erfassung der für die Tropen so charakteristischen Tagesgänge konnte aber auch damit nicht realisiert werden.

Aktive Bodenradarsysteme sind besonders für die Ermittlung von Starkregengebieten und der Abschätzung der Niederschlagsintensität geeignet. Auch ihre Arbeitsweise basiert ebenso wie die von satellitengetragenen Radarsystemen auf der Streuung des horizontal ausgesandten Radarsignals durch Regen. Allerdings ist ihr Messradius auf etwa 100 km aufgrund der Erdkrümmung und der eingesetzten Frequenz (C-Band) beschränkt (Schultz 1989). Zwei Methoden werden hierbei eingesetzt: Die Einzelparametermessung leitet aus der zurückgestreuten Strahlung die Niederschlagsintensität ab

$$Z = aR^b \quad (12)$$

(Z ist die zurückgestreute Radarstrahlung in dB, R ist die Niederschlagsintensität in mm/h und a bzw. b sind Kalibrierungsparameter), während aus der Dämpfungsrate die Niederschlagsmenge abgeleitet werden kann. Die Multiparametermessung arbeitet mit multifrequenter Rückstreuung zur Bestimmung der Regenmenge als auch der Tropfengrößenverteilungen (Engman & Gurney 1991). Die räumliche Auflösung solcher Systeme beträgt zwar mehrere Kilometer (4 x 4 km des WSR-88D, Weather Surveillance Radar 1988 Doppler), dennoch repräsentieren derartige Bodenradarsysteme die räumliche Niederschlagsverteilung wesentlich besser als herkömmliche Regenschreiber. Trotzdem weisen auch die Bodenradarsysteme einige Fehlerquellen auf, die es bei der Abschätzung zu berücksichtigen gilt:

- das Radar unterschätzt Starkregen, überschätzt aber geringe Niederschläge;
- zwischen der Radarreflexion und der Niederschlagsrate besteht keine exakte Beziehung, weil die Niederschlagsrate vom Tropfenvolumen und nicht von der Oberfläche abhängt (deshalb wird die Tropfengröße geschätzt um aus der Reflexion über eine Z - R -Beziehung die Niederschlagsrate ableiten zu können);
- Regen fällt wegen starkem Wind an anderer Stelle als die Reflexion in 2 km Höhe gemessen wurde;
- Niederschlag verdunstet bevor er den Boden erreicht;
- besonders am Rand des Empfangsbereichs erfolgt eine Unterschätzung, so dass jeweils das Maximum im Überlappungsbereich verwendet wird;
- Probleme bestehen gerade in bergigem Gelände wegen der Abschattung, so dass die Systeme dort für makroskalige Modelle ungeeignet sind.

Generell empfiehlt sich daher eine Kalibrierung mit Regenschreibern um die Genauigkeit zu erhöhen (Collier 1986). Legates (2000) stellt eine Methode zur real-time Kalibrierung mit Niederschlagsmessern und variablen Z - R -Beziehungen vor, mit der eine genaue, hochaufgelöste Niederschlagsabschätzung, besonders bei Starkregen- aber auch bei historischen Hochwasserereignissen möglich ist. Obwohl hier in den letzten fünf Jahren enorme Fortschritte bei der Genauigkeit der eingesetzten Systeme gemacht wurden, beschränkt sich ihre operationelle Anwendung in der Hydrologie bisher auf Industrienationen wie USA (Abb. 10, Legates 2000), Deutschland, Großbritannien, Niederlande (Assem 1990) oder Italien (Gabella et al. 1998) die über ein ausreichend dichtes Stationsnetz verfügen.

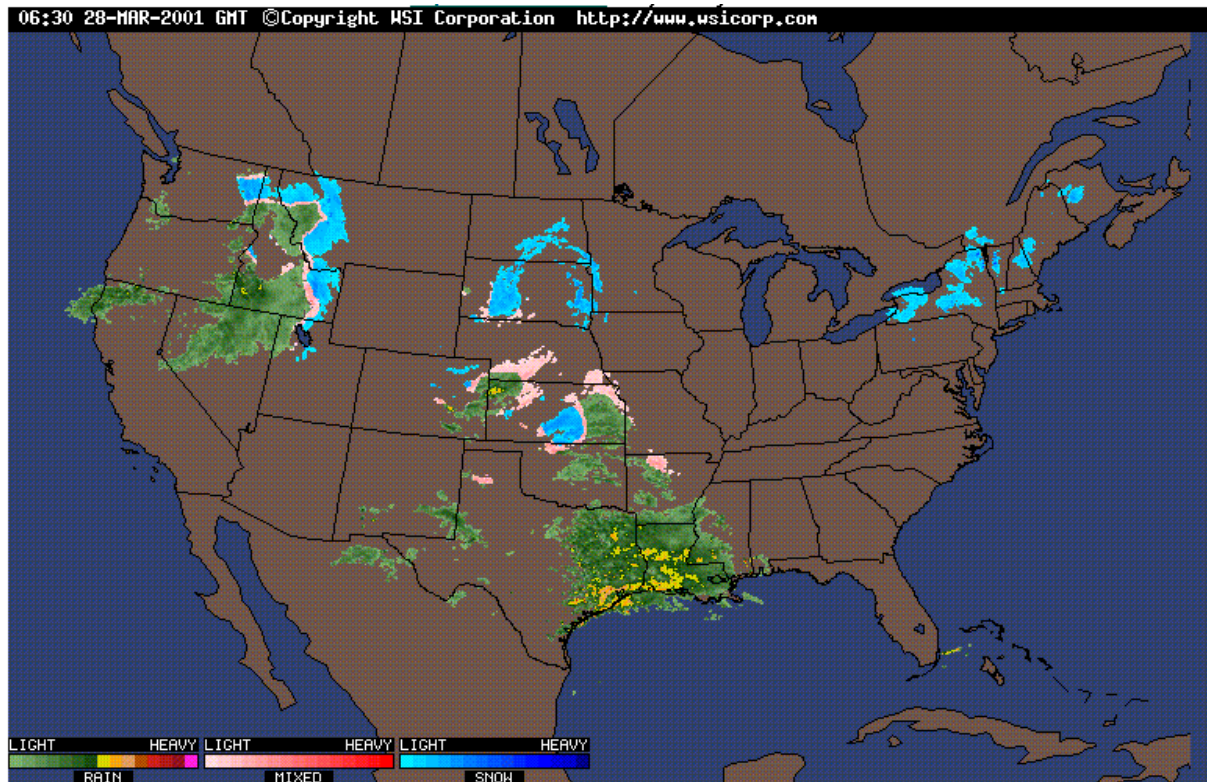


Abb. 10: Niederschlagsart und –intensität in den USA am 28. März 2001 basierend auf bodengestützten Radarmessungen (<http://www.intellicast.com>).

5.2.6 Schnee

Die Schneeschmelze ist für große jährliche Abflusssmengen in zahlreichen Einzugsgebieten der Gebirge bzw. der hohen Breiten verantwortlich. Deshalb spielt die Beobachtung der flächenhaften Ausdehnung der Schneedecke und die Abschätzung des Wasseräquivalents des Schnees eine entscheidende Rolle bei der regionalen hydrologischen Modellierung des Schneeschmelzabflusses (Swamy & Brivio 1996). Wegen der räumlichen und zeitlichen Abhängigkeit der Schneedeckendynamik sind kurze Beobachtungszyklen notwendig. Operationelle Programme stellen Schneedeckenverteilungen aus NOAA, Wettersatellitendaten (GOES oder METEOSAT) oder passiven Mikrowellendaten (wenn auch nur mit 25 km Auflösung) für Nordamerika (Rango 1996), die europäischen Alpen (Baumgartner 1987) oder den Himalaya (Kumar et al. 1991) zur Verfügung. Die NOAA-Daten verfügen über eine ausreichende zeitliche Auflösung und unterscheiden Schnee und Wolken zuverlässig. Hier versprechen neue, spektral höher auflösende Sensoren wie ASTER und MODIS (250 m räumliche Auflösung, 36 Spektralkanäle) einiges für die Zukunft. Eine globale Schneekartierung mit dem sogenannten NDSI (normalized difference snow index) konnte auf der Basis von MODIS-Daten schneebedeckte und schneefreie Gebiete mit Ausnahme der Wälder zu 100 % richtig klassifizieren (Hall et al. 1995, Klein et al. 1998).

Für Einzugsgebiete bis 200 km² wurden auch Landsat-Daten (TM-Bänder 2, 4, 5) erfolgreich eingesetzt (Rango 1990). Der Unterschied zwischen schneebedeckten und schneefreien Flä-

chen ist im roten Teil des elektromagnetischen Spektrums (0.6-0.7 μm) am deutlichsten. Generell verfügt Schnee über eine hohe Reflexion im visuellen Spektralbereich, besonders Neuschnee. Metamorphisierter Schnee fällt dagegen etwas ab, signifikant im Bereich des NIR und SWIR. Winther (1993) stellte eine umfangreiche Studie zur Ableitung der solaren Albedo über Schnee und Eis aus Landsat-TM-Daten vor. Zur Trennung zwischen Schnee und Wolken wird der mittlere Infrarot Kanal (1.55-1.75 μm , TM-Kanal 5) herangezogen. Hier haben Wolken eine höhere Reflexion, so dass eine automatische Erkennung möglich ist (Dozier 1989). Baumgartner et al. (1985) stellten dazu eine standardisierte Verarbeitungsmethodik vor.

Für die flächendeckende Beobachtung der Schneedecke werden sowohl optische als auch Mikrowellendaten eingesetzt, die quantitative Abschätzung von Parametern wie Wasseräquivalent, Dichte oder Schichtung wird mit Mikrowellendaten durchgeführt, da diese die Fähigkeit besitzen in die Schneedecke einzudringen. Auf kontinentalen Eisschilden wie in Grönland oder der Antarktis kann damit in Bereiche trockenen und Bereiche nassen Schnees unterschieden werden. Generell besteht allerdings nur eine schwache Sensitivität der L- und C-Bänder für Schneeparameter (Ulaby 1998).

Die Literatur zur Fernerkundung von Schnee ist umfangreich, während die Arbeit von Hall & Martinec (1985) besondere Bedeutung besitzt, weisen einige allgemeine Übersichten zur Fernerkundung in der Hydrologie ebenfalls Kapitel zum Thema Schnee auf (Engman & Gurney 1991, Baumgartner et al. 1997, Rango et al. 2000, Scherer et al. 2001). Bemerkenswerte Arbeiten zur Mikrowellenfernerkundung von Schnee wurden von Ulaby et al. (1982), Ulaby et al. (1986), Parlow (1996a), Wunderle (1996), ISRSE (1998) oder Henderson & Lewis (1998) vorgelegt. Rott & Mätzler (1987) propagierten eine Kombination aus aktiven und passiven Radarsystemen die sich aber aus Kostengründen und technischen Problemen (Layover und Foreshortening-Effekte in Gebieten hoher Reliefenergie beim aktiven, schlechte räumliche Auflösung des passiven Systems) nie richtig umsetzen ließ. Dennoch lassen sich aus passiven Mikrowellendaten Schneemächtigkeiten ableiten (je höher der Schnee, desto geringer die Strahlungstemperatur, Foster et al. 1991). Aus optischen (Landsat TM) und hyperspektralen Daten (AVIRIS) lassen sich sogar die Korngrößen der obersten Schneesichten herleiten (Fily et al. 1997, Painter et al. 1998).

Im Gegensatz zu optischen Bildern zeigen Radarbilder nicht nur die Oberflächenstrukturierung sondern auch Information über die unter der Oberfläche liegenden Schichten innerhalb der Schneedecke. Der Rückstreukoeffizient σ^0 wird bestimmt durch die Reflexion an der Schneeoberfläche, der Streuung in der Schneedecke und der Reflexion an der Grenzschicht Schnee/Boden bzw. Schnee/Eis. Da der Rückstreukoeffizient Reliefinformation enthält, ist in Gebieten mit hoher Reliefenergie eine Anpassung mittels einer lokalen Einfallswinkelkorrektur notwendig um das Signal reliefunabhängig zu machen (Saurer et al. 1998).

Schneedecken verändern ihre dielektrischen Eigenschaften in Abhängigkeit vom Flüssigwassergehalt. Wegen der großen Unterschiede zwischen den Dielektrizitätskonstanten von Wasser (60) und Eis (3,17) können schon geringe Variationen des Flüssigwassergehalts innerhalb der Schneedecke die Radarrückstreuung beeinflussen. Die Dämpfung der Mikrowellen inner-

halb der Schneedecke nimmt mit zunehmendem Flüssigwassergehalt zu, was gleichzeitig die Eindringtiefe reduziert. Trockener Schnee ist für Mikrowellen transparent, die Rückstreuung wird vom darunterliegenden Medium bestimmt. Mit zunehmender Mächtigkeit von homogenem feinkörnigem Schnee wird der Anteil der Volumenstreuung größer und die zurückgestreute Energie geringer. Deshalb erscheinen in SAR-Bildern Trockenschneegebiete dunkel und Gebiete mit feuchtem Schnee hell. Auf Gletschern ist die Versickerungszone zwischen Trocken- und Naßschneebereich am hellsten. Grund dafür ist die Bildung von Eislinsen und Eisschichten innerhalb der Schneedecke die einen signifikanten Anstieg des Rückstreukoeffizienten zur Folge haben (Saurer et al. 1998).

Abgesehen vom flächenhaften Schneedeckenmonitoring spielen Abschätzungen der regionalen Verteilung des Wasseräquivalents eine entscheidende Rolle für die Simulation und Vorhersage von Schneeschmelzereignissen. Die bisher einzige Methode zur Messung des Schneewasseräquivalents bei allen Schneetypen ist eine flugzeuggetragene Gammastrahlen Befliegung (Kuittinen 1990). Sie basiert auf der Dämpfung der natürlichen radioaktiven terrestrischen Strahlung durch den Wassergehalt der darüberliegenden Schneedecke. Die Emissionen stammen aus den obersten 20 cm des Bodens von Radioisotopen wie Kalium (^{40}K), Uran (^{238}U) und Thorium (^{232}Th). Aufgenommen wird die Intensität der radioaktiven Strahlung mit einem Gamma-Spektrometer von einem tieffliegenden Flugzeug (150 m) aus. Im Herbst wird dazu ein Vergleichsflug aufgenommen wenn kein Schnee liegt, der dann im Winter bei Schneebedeckung wiederholt wird. Allerdings zeichnen die Spektrometer nicht nur die Feuchtigkeit der Schneedecke sondern auch den Beitrag der Bodenfeuchte mit auf. Hier können Geländemessungen der Bodenfeuchtigkeit unter Schnee helfen, die Genauigkeit der Bestimmung des Schneewasseräquivalents zu erhöhen (Rango et al. 2000). Eine Beschreibung des physikalischen Hintergrunds und der Kalibrierungsmethoden liefert Fritzsche (1982).

Aber auch aus historischen optischen Daten und modifizierten Schneeschmelz-Abflußkurven konnten flächenhafte Wasseräquivalente errechnet werden (Burkart 1992). Guneriusson (1997) gibt einen Überblick über die theoretischen physikalischen Grundlagen der Mikrowellenstreuung innerhalb einer Schneedecke. Er benutzt ERS-1-Daten zur Bestimmung des Wasseräquivalents in montanem Relief. Mätzler et al. (1997) benutzen SIR-C/X-SAR-Daten für diesen Zweck. Kelly et al. (1997) verwenden ERS-SAR-Daten und Kohärenzbilder aus der ERS Tandem Mission um den Verlauf der Firnlinie sowie weitere Schneeeigenschaften auf einer Inlandeiskappe in Norwegen zu untersuchen. Ziel dabei war, eventuelle Massenbilanzveränderungen mit Klimaveränderungen in Beziehung zu setzen. Moorman (1998) wertet Luftbilder, TM-, ERS-, JERS- und RADARSAT-Daten zur Charakterisierung der Schnee- und Eisentwicklung im Jahresverlauf aus. In diesem Fall haben sich die Radardaten als nützlich zur Beobachtung des Abschmelzens des Schnees sowie der Erkennung von Abflußbahnen unter dem Schnee erwiesen. Studien zur quantitativen Bestimmung des Wasseräquivalents benutzen in der Regel flugzeuggetragene multifrequente und multipolarimetrische Systeme (Rott & Davis 1991, Alasalmi et al. 1998, Ferro-Famil et al. 1999). Eine Übersicht zu den Systemanforderungen geben Haefner & Rott (1991). Operationelle Ansätze sind selten und gerade im Anfangsstadium der Forschung.

Eine Methode zur Ableitung von Naßschneezonen aus ERS-Daten wurde von Nagler & Rott (1997, 1999) entwickelt. Sie arbeiteten mit repeat-pass-SAR in den Zentralalpen in einem Gebiet mit Hochgebirgsrelief. Die SAR-Daten mussten deswegen Vorverarbeitungsschritten zur Reduktion der starken Verzerrungen und Terrain-Effekte unterzogen werden. Als Input für die Schneekartierung wurden sowohl ein SchneeBild (σ^0_{ws}) als auch ein schneefreies Referenzbild (σ^0_{ref}) verwendet, aus denen der Quotient bestimmt wurde. Zur Abgrenzung der Gebiete mit feuchtem Schnee wurde ein Schwellenwert von -3 dB herangezogen, wobei ein Pixel als feuchter Schnee klassifiziert wurde, wenn es folgende Bedingung erfüllte: $\sigma^0_{ws} / \sigma^0_{ref} < -3$ dB. Die Methode konnte sowohl für ERS C-Band-VV als auch für RADARSAT C-Band-HH angewendet werden. Die Ergebnisse wurden mit optischen Fernerkundungsdatenauswertungen verglichen und zeigten eine gute Übereinstimmung. Die Schneedeckenkarten (temporäre Dynamik der schneebedeckten Gebiete in Abhängigkeit von der Höhe) wurden als Eingabe für Schneeschmelz-Abfluß-Modelle eingesetzt und zeigten hohe Korrelationen zwischen gemessenem und simuliertem Abfluß. Baghdadi et al. (1997) entwickelten ebenfalls einen Algorithmus zum Monitoring feuchter Schneedecken aus multitemporalen ERS-1-Daten.

Haefner & Piesbergen (1997) entwickelten eine Methode zur synergistischen Nutzung von optischen und Mikrowellendaten zum Schneedeckenmonitoring im Hochgebirge. Ihr System MORA (Multitemporal Optimal Resolution Approach) benutzt ERS-Daten um die Zeiten zwischen wolkenfreien Landsat TM Aufzeichnungen zu überbrücken. Zur Unterdrückung der starken Reliefeffekte wurden aufsteigende und absteigende Überflüge integriert.

Die Auswertung multitemporaler Radardaten hat deutlich die Fähigkeit aktiver Mikrowellendaten zur Erkennung des Schneeschmelzbegins gezeigt (Rott & Nagler 1993, Haefner et al. 1993, Wunderle et al. 1994, Wunderle & Saurer 1995, Saurer et al. 1998). Es ist zwar zur Zeit nicht möglich den Flüssigwassergehalt quantitativ zu bestimmen, dennoch kann man qualitative Abschätzungen vornehmen bzw. die Ausdehnung der Trocken- und Naßschneezone auf kontinentalen Eisschilden abschätzen (Saurer et al. 1998). Daraus lässt sich die Mitteltemperatur ableiten bzw. Gebiete bestimmen, wo eine Isotopenanalyse sinnvoll erscheint (Wunderle 1996). Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass das größte Potential der zukünftigen Erfassung von Schnee durch Fernerkundungsdaten wohl in der Synergie von verschiedenen Sensoren (räumliche, spektrale, zeitliche Auflösung) sowie der Verwendung von topographischer Zusatzinformation (DHM, Höhenstufen) liegt. Verbesserungen sind vor allem in der räumlichen Auflösung des Wasseräquivalents notwendig (Scherer et al. 2001).

5.2.7 Evapotranspiration

Die aktuelle Evapotranspiration ist für 70 % des globalen Energietransports durch latente Wärmeströme verantwortlich (Mauser & Schädlich 1998). Sie spielt deshalb im Wasserkreislauf hinsichtlich der Verteilung der Wasserressourcen und dem Abfluß eine besondere Rolle. Die quantitative Bewertung und die Erfassung der räumlichen Verteilung standen daher schon immer im Vordergrund des wissenschaftlichen Interesses. Evaporation (Verdunstung) bedeu-

tet der Übergang des Wassers von der flüssigen in die gasförmige Phase an oder direkt unterhalb der Erdoberfläche. Transpiration bezeichnet den gleichen Prozess innerhalb der Pflanzenblätter. Evapotranspiration ist also die Evaporation einer Mischung aus Vegetation und Boden. Punktuelle Daten und daraus abgeleitete Produkte geostatistischer Interpolationsmethoden waren Fernerkundungsdaten in der Aufnahme der räumlichen Varianz der Evapotranspiration aber meistens unterlegen. Obwohl es nicht möglich ist, die Evaporation direkt aus Fernerkundungsdaten abzuleiten, kann man doch wertvolle Informationen über Atmosphäre und Landoberfläche gewinnen, die zur Abschätzung der Evaporation wichtig sind. Abb. 5 zeigt, dass man die Oberflächentemperatur, die Bodenfeuchtigkeit, die Albedo, die Vegetationsbedeckung und die empfangene Strahlung mit einem tolerierbaren Fehler flächendeckend zur Parameterisierung sogenannter „Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer“-Modelle (SVAT, Shuttleworth & Wallace 1985, Famiglietti & Wood 1994, Raupach 1995) erfassen kann.

Die Herausforderung für alle Fernerkundungsmethoden zur Abschätzung der Verdunstung ist die Bestimmung von Modellvariablen, die nicht direkt mit den Fernerkundungsbeobachtungen zusammenhängen, da nicht alle notwendigen Variablen aus Fernerkundungsdaten abgeleitet werden können, wie beispielsweise die Lufttemperatur, der Luftdruck oder der aerodynamische Widerstand des Wärme- und Gasaustausches (Menenti 2000). Evapotranspirationsschätzungen können daher nur im Kontext von Wärmehaushalt und Strahlungsbilanz gesehen werden. Die Wärmehaushaltsgleichung lautet nach Häckel (1993):

$$Q + L + V + B = 0 \quad (13)$$

wobei Q: Strahlungsbilanz (W/m^2)
 L: Strom fühlbarer Wärme (W/m^2)
 V: Strom latenter Wärme (Verdunstung, W/m^2)
 B: Bodenwärmestrom (W/m^2)

Die Strahlungsbilanz setzt sich folgendermaßen zusammen (Lauer 1990):

$$Q = S + R + G + E \quad (14)$$

wobei für Q: Strahlungsbilanz (W/m^2)
 S: Kurzwellige direkte und diffuse Einstrahlung (Globalstrahlung, W/m^2)
 R: Reflexion kurzwelliger (solarer) Strahlung (W/m^2)
 G: Langwellige atmosphärische Gegenstrahlung (W/m^2)
 E: Langwellige terrestrische Ausstrahlung (W/m^2) gilt.

Aus Fernerkundungsdaten können aber nur Strahlungstemperaturen abgeleitet werden. Diese sind jedoch nicht direkt zur Bestimmung der Wärmeströme geeignet, die ja von der thermodynamischen Oberflächentemperatur abhängen und in die die Emissivität ϵ eingeht. In jedem Fall ist eine Atmosphärenkorrektur notwendig. Da die Feuchtigkeits- und Energiebilanz am Boden eng miteinander verknüpft sind, sind dementsprechend Feuchtigkeitstransfer und Oberflächenwärmestrom ebenfalls gekoppelt. Menenti (1984) stellt daher folgende komplexe

Beziehung zwischen aktueller Evapotranspiration und Wärmehaushalt auf:

$$LE = \frac{\rho_a c_p [e^*(z) - e(z)] + s_a r_{ah} (R_n + G_E) + s_s \rho_a r_{sh} G_E}{\gamma (r_{av} + r_{sv}) + s_a r_{ah} + s_s \rho_a c_p r_{sh}} \quad (15)$$

mit

- s_a : gesättigte Dampfdruckgefälle in der Luft
- s_s : gesättigte Dampfdruckgefälle im Boden
- e : aktuelle Luftdruck der Höhe (z)
- $e^*(z)$: Sättigungsdampfdruck
- $r_{ah,v}$: aerodynamische Widerstand für Wärme- und Gasaustausch in der Luft
- $r_{s,h,v}$: Widerstand für Wärme- und Gasaustausch zwischen flüssigem Wasser und feuchter Luft (an der Blattoberfläche oder dem Boden)
- γ : psychrometrische Konstante
- G_E : Bodenwärmestrom zwischen flüssigem Wasser und feuchter Luft

Taconet et al. (1986) stellen ebenfalls ein derartiges numerisches Modell zum Boden-Vegetation-Atmosphäre-Transfer vor. Evapotranspiration ist durch das Öffnen und Schließen der Pflanzenstomata gesteuert, was sie wiederum mit der Absorption atmosphärischen Kohlenstoffs verknüpft. Da die Evapotranspiration eine nicht-lineare Funktion des stomatologischen Austausches ist, besteht ein Maßstabsproblem hinsichtlich der regionalen Bestimmung der Evapotranspiration. Hier verspricht man sich wesentlich bessere Modellierungsergebnisse durch den Einsatz verteilter Modelle, die die räumliche Variabilität geophysikalischer Parameter berücksichtigen (Rast 1999). Wichtige Eingangsparameter zur Bestimmung der Evapotranspiration sind demnach:

- fraktale Vegetationsbedeckung und Bodenzusammensetzung für die Verdunstungsraten,
- Blätterdachstruktur zur Bestimmung der Interzeption,
- Vegetationstyp für Oberflächenrauheitsabschätzungen,
- und die schneebedeckte Fläche zur Abschätzung des Wasserspeichers und der Schneeschmelzvorhersage.

Die Oberflächentemperatur stellt somit nur relative Information (höhere Oberflächentemperatur zeigt geringere Evaporation an) über die aktuelle Evaporation zur Verfügung. Um die Oberflächentemperatur als Messung der Evaporation benutzen zu können, müssen erst die maximale Evaporation und die Temperaturspanne zwischen minimaler und maximaler Oberflächentemperatur bestimmt werden. Dieses Konzept des „Vegetation Index/Temperatur Trapezoid“ wurde von Moran et al. (1994) beschrieben.

Die Oberflächentemperatur kann aus Landsat-TM-5-Daten nach Algorithmen von Schott & Volchok (1985) berechnet werden. Das TM-Band-6 repräsentiert Mittelwerte der langwelligen Ausstrahlung (IFOV 120 m, nach Durchqueren der Atmosphäre).

$$K = \frac{1260.56}{\ln(60.776 / L_\lambda + 1)} \quad L_\lambda = 0.1238 + \frac{1.4362 N}{255} \quad (16)$$

mit K: Temperatur in Kelvin
 N: TM-Band-6 Wert
 L_λ : mittlere langwellige Ausstrahlung

Die Algorithmen wurden erfolgreich zur Bestimmung der Oberflächentemperatur in der Umgebung von Stockholm eingesetzt (Lunden 1987).

Oberflächentemperatur und Evapotranspiration werden von der Albedo beeinflusst, dem Verhältnis zwischen eingestrahelter und reflektierter Sonnenstrahlung. Sie wird von der Landnutzung bestimmt und variiert von 8 (dunkle Objekte) bis 45 (helle Objekte), kann aber auch 95 % bei Neuschnee erreichen. Eine gesteigerte Albedo wird oft durch eine reduzierte Vegetationsbedeckung verursacht, was eine verringerte Verdunstung und als Konsequenz daraus eine erhöhte Oberflächentemperatur nach sich zieht (Becker et al. 1988). Problematisch ist dabei die gerichtete Messung vom Satelliten und die Extrapolation der Messintervalle (Kanäle) auf das gesamte Spektrum. Duguay und LeDrew (1992) berechneten die Albedo aus Landsat-TM-Daten getrennt für verschiedene Landnutzungsarten (z.B. Vegetation):

$$\alpha = 0.526 (\rho [\text{TM } 2]) + 0.362 (\rho [\text{TM } 4]) + 0.112 (\rho [\text{TM } 7]) \quad (17)$$

wobei ρ die Oberflächenreflexion inklusive Sensorkalibrierung und Korrektur der solaren Überstrahlung ist.

Es existieren eine Vielzahl von Ansätzen und Methoden um die Evaporation (bzw. Evapotranspiration) aus Fernerkundungsdaten abzuleiten. Dennoch ist bisher keine allgemeingültige und operationelle Methode verfügbar. Im Folgenden sollen nur die wesentlichsten kurz vorgestellt werden. Für ausführlichere Beschreibungen sei auf Kustas & Norman (1996), Rango & Shalaby (1999) bzw. Menenti (2000) verwiesen.

Einfache Ansätze (Jackson et al. 1977, Laguarda 1991, Seguin 1993, Otle & Vidal-Madjar 1994) gehen von einer linearen Beziehung zwischen Evapotranspiration, Bodenfeuchte und Oberflächentemperatur aus und berechnen die aktuelle tägliche Evaporation aus der Differenz zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur:

$$LE - R_n = b - a (T_s - T_a) \quad (18)$$

wobei LE = tägliche Evapotranspiration

R_n = tägliche Strahlungsbilanz

a, b = Koeffizienten der Rauigkeitslänge der Vegetation (statistisch)

T_s = Oberflächentemperatur

T_a = Lufttemperatur

Gleichung (18) zeigt, dass die verfügbare, überschüssige Energie proportional zur Differenz zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur ist. Da dieser Ansatz „clear sky“-Bedingungen voraussetzt, ist seine Anwendung in Mitteleuropa limitiert.

Andere Methoden setzen spektrale Indizes (z.B. NDVI) zu Evaporation und Oberflächentemperatur in Beziehung. Der Abstand zwischen minimalen und maximalen Oberflächentemperaturen verändert sich in Abhängigkeit von der Menge vitaler Vegetation. Die Temperaturspanne ist bei offenen Oberflächen am größten und nimmt mit zunehmender Vegetation ab.

Mauser & Schädlich (1998) stellen einen komplexen Ansatz vor, der eine ganze Reihe von Datenquellen (punktuelle Wetterdaten, digitale Karten, multitemporale Fernerkundungsdaten) in einem physikalisch basierten SVAT-Modell berücksichtigt und zudem auch noch für verschiedene Maßstabebenen (Mikro- und Mesoskala) anwendbar ist. Der LAI wird hier zusammen mit dem Sonnenstand zur Berechnung des beleuchteten und beschatteten Blätterdachs eingesetzt, mit dem wiederum der Stomatawiderstand in einen Resistenzwert für das gesamte Blätterdach umgerechnet wird. Die Pflanzenhöhe und die Albedo werden zur Berechnung des aerodynamischen Widerstands und der Energiebilanz in der Penman-Monteith-Gleichung eingesetzt.

Zur Modellierung der Evapotranspiration wurden in den zwei Skalenbereichen Fernerkundungsdaten (Landsat-TM, NOAA) zur Ableitung der Landnutzung eingesetzt. Zusammen mit Boden, Klima- und Geländedaten wurde die aktuelle Evapotranspiration auf stündlicher Basis simuliert. Die Validierung der räumlichen Verteilung der Evapotranspiration wurde mit Thermaldaten durchgeführt. Sie basiert auf der Annahme, dass die Evapotranspiration die Oberflächentemperatur durch die Abkühlende Wirkung der aufsteigenden Verdunstungswärme beeinflusst. Die Ergebnisse des mikroskaligen (7 · 13 km, 30 m Raster) und des mesoskaligen Testgebiets (100 · 150 km, 500 m Raster) stimmten mit kalten Seen, warmen Städten und Wäldern als kältesten Vegetationsformen weitgehend überein.

6. Fallstudien

6.1 Vorverarbeitung

Sowohl optische als auch Daten aus dem Mikrowellenbereich müssen vor der Ableitung quantitativer Parameter verschiedenen radiometrischen und geometrischen Vorverarbeitungsschritten unterzogen werden. Radiometrische Korrekturen sind zum einen notwendig, um systemeigene Fehler (systematisches Rauschen oder Streifung, etc.) richtigzustellen, zum anderen um atmosphärische Störungen (Dunst, etc.) zu entfernen bzw. zu unterdrücken. Objekte mit gleicher Reflexionscharakteristik sollen unter den verschiedensten äußeren Bedingungen identische spektrale Signaturen aufweisen und im Satellitendatensatz gleiche Intensitätswerte annehmen, d.h. vollständig homogene Flächen sollen nach einer radiometrischen Korrektur unabhängig von Topographie und Atmosphäre denselben Intensitätswert aufweisen.

Geometrische Entzerrungen sind erforderlich um Fernerkundungsdaten in standardisierte Kartenprojektionen zu überführen und damit die Auswertergebnisse für die Weiterverarbeitung im Geographischen Informationssystem vorzubereiten. Im einzelnen umfassen die Verfahren

- die Geokodierung, den Bezug zu einem kartesischen Koordinatensystem,
- die topographische Normalisierung zur Verminderung der Beleuchtungsunterschiede,
- die Atmosphärenkorrektur, die Kalibrierung auf objektspezifische Reflektanzwerte,
- die Speckle-Reduzierung, zur Unterdrückung des interferenzverursachten Rauschens,
- und die Bildsegmentierung, zur Bearbeitung verschiedener Bildbereiche mit unterschiedlichen Bildverarbeitungsmethoden.

6.1.1 Geokodierung

Fernerkundungsdaten sind durch die Erdkrümmung, Höhenversatz und die Aufnahmegeometrie der Satelliten (Variationen der Höhe, Stellung, Geschwindigkeit, Panoramaverzerrung) verzerrt. Die Intention der Geokodierung ist nun diese Verzerrungen so zu kompensieren, dass das korrigierte Bild die geometrische Integrität einer Karte aufweist (Lillesand & Kiefer 1994). Im Allgemeinen unterscheidet man zwischen Verfahren der sogenannten absoluten Entzerrung und der relativen Entzerrung. Bei der absoluten Entzerrung wird das Bild anhand von Paßpunkten aus der Karte registriert. Bei der relativen Entzerrung werden verschiedene Bilder des gleichen Ortes überlagert, die von verschiedenen Satelliten oder Überflugszeitpunkten stammen. Dabei wird ein Bild zum Referenzbild erklärt, auf dessen Geometrie die anderen Daten dann bezogen werden. Geokodierte Bilder mit höchster Genauigkeit erreicht man in erster Linie durch die absolute Entzerrung.

Die Geokodierung verlangt die Korrektur von systematischen und nicht-systematischen Verzerrungen mit dem Einsatz polynomialer Transformationen. Systematische Verzerrungen werden mit mathematischen Formeln korrigiert, die die Fehlerquellen modellieren. Als Beispiel für derartige systematische Verzerrungen kann die Erdrotation während der Bildakquisition angesehen werden. Jede Bildzeile deckt daher ein etwas westwärts verschobenes Gebiet

ab. Um diese verschiebende Verzerrung zu korrigieren wird jede Bildzeile deshalb etwas nach Westen versetzt. Multispektrale Satellitenbilder zeigen daher auch eine etwas schräge, parallelogrammartige Form. Zufällige oder nicht-systematische Verzerrungen resultieren aus Bewegungen der Sensorplattform in allen drei Richtungen des Raumes (Rollen, Drehen, Kippen) und werden mit Paßpunkten korrigiert.

Die Korrektur solcher nicht-systematischen Verzerrungen wird mit folgenden Arbeitsschritten durchgeführt:

- Genaue Lokalisierung der Paßpunkte
- Berechnung der Transformationsmatrix
- Transformation in das neue Koordinatensystem
- Resampling zur Angleichung der Pixel an das neue Koordinatensystem

Paßpunkte sind markante Bildpunkte (Flughäfen, Straßenkreuzungen, Brücken etc.) mit bekannten Koordinaten die zur Berechnung der Transformationskoeffizienten benötigt werden, mit denen das unentzerrte Bild (mit Bildkoordinaten aus Zeilen und Spaltennummern) in eine kartographische Projektion (in der Regel ein orthogonales System wie Gauss-Krüger oder UTM, etc.) überführt wird. Sie müssen besonders genau ausgewählt werden, da alle anderen Bildpunkte aufgrund ihrer Position später extrapoliert werden. Deshalb sollten die Paßpunkte möglichst gleichmäßig im Untersuchungsgebiet (auch in den Höhenstufen) verteilt sein um eine zuverlässige Entzerrung in allen Bildbereichen zu gewährleisten. Zeilen und Spaltenwerte wie auch die orthogonalen Koordinaten werden dann in eine Regressionsanalyse eingegeben, um die Koeffizienten der Transformationsgleichung zu bestimmen:

$$\begin{aligned}x &= f_1(X, Y) \\ y &= f_2(X, Y)\end{aligned}$$

wobei

(x, y) = verzerrten Bildkoordinaten (Spalten, Zeilen)

(X, Y) = korrigierten (Karten-) Koordinaten

f_1, f_2 = Transformationsfunktion

Die Transformationen sind Polynomialtransformationen n-ter Ordnung, die versuchen die Verzerrungen in die originale Aufnahmeform zurückzurechnen.

Da eine Zelle der Ausgabematrix sich nicht direkt mit einem Pixel der Input Matrix überlagert, müssen die einzelnen Pixel mit sogenannten Resampling-Verfahren zugeordnet werden. Deshalb muß zunächst eine nicht-verzerrte Ausgabematrix mit „leeren“ Zellen definiert werden, um dann alle Zellen mit den Grauwerten der korrespondierenden Bildelemente aus dem verzerrten Bild aufzufüllen (Lillesand & Kiefer 1994).

Dabei werden Verfahren des nächsten Nachbarn, bilineare oder bikubische Verfahren eingesetzt (Bernstein 1978, Moik 1980). Abbildung 11 zeigt wie das dunkle Zentralpixel mit den verschiedenen Resampling-Methoden aufgefüllt wird. Mit Nearest-Neighbour-Resampling wird der nächstgelegene Grauwert (a) eingesetzt, bei dem bilinearen Verfahren wird der neue

Grauwert aus einem distanzgewichteten Mittelwert von (a) und den angrenzenden 3 (b) berechnet, bei dem bikubischen Resampling wird ein gewichteter Mittelwert aus den 16 umgebenden Pixel gerechnet. Der Vorteil von Verfahren der nächsten Nachbarn ist, dass die Originalwerte ohne räumliche Mittelung erhalten bleiben. Objekte der Ausgabematrix können dabei bis zu einem Pixel Verschiebung aufweisen, was sich in einer treppenartigen Struktur linearer Elemente im Ausgabeprodukt äußert. Bei den bilinearen oder bikubischen Verfahren wird ein gewichteter Mittelwert der umgebenden Pixel herangezogen. Das sich ergebende Bild erscheint zwar schärfer, die originale Radiometrie bleibt aber nicht erhalten. Klassifikationen sollten daher vor dem bilinearen oder bikubischen Resampling durchgeführt werden.

Die Genauigkeitsabschätzung erfolgt mit dem sogenannten RMS-Fehler (root-mean-square-error), einer Einheit, die ein Maß für die Distanz zwischen Ausgangskordinate und transformierter Koordinate ein und desselben Punktes darstellt, wobei diese Pixelweite über das ganze Bild gemittelt werden. Angestrebt werden im allgemeinen Genauigkeiten im Subpixelbereich, also mit RMS-Fehlern kleiner 1.

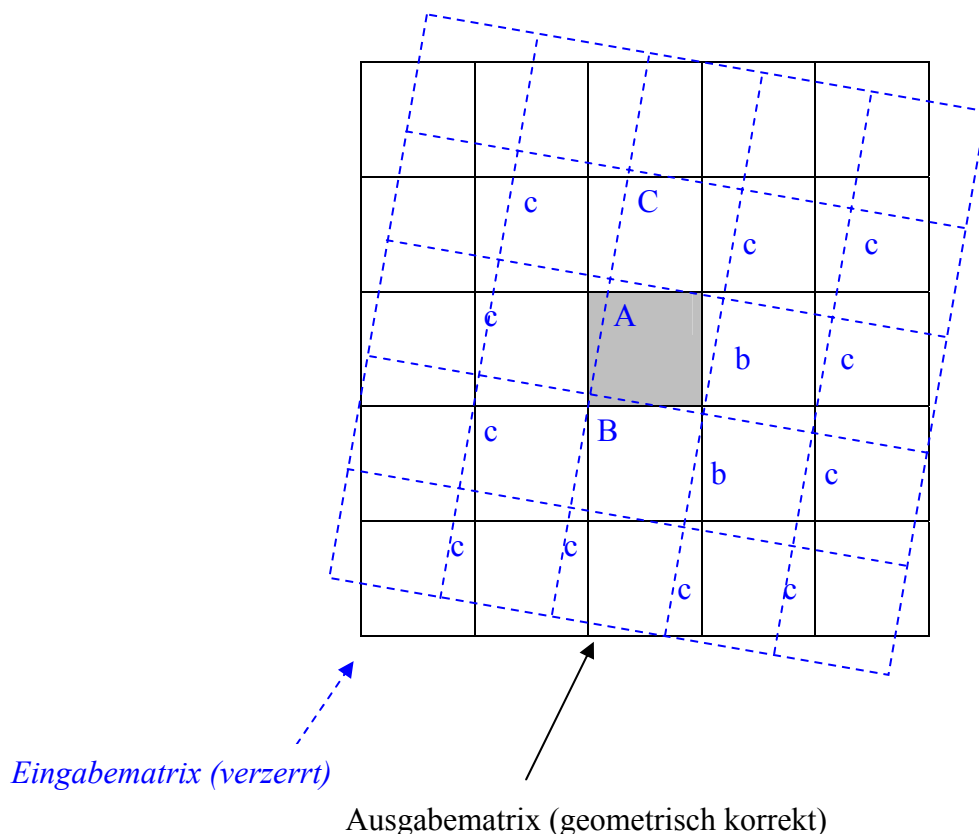


Abb. 11: Überlagerung der geometrisch korrekten Ausgabematrix über die verzerrte Eingabematrix (nach Lillesand & Kiefer 1994)

Enthalten die Fernerkundungsbilder eine hohe Reliefenergie oder sollen mehrere Bilder mosaikiert werden ist eine Orthorektifizierung notwendig. Unter Orthorektifizierung versteht man das Entfernen von Effekten die aus der Sensorgeometrie und der Geländehöhenänderung stammen. Alle Objekte werden dann in einer senkrechten Parallelprojektion (vergleichbar

einer topographischen Karte) abgebildet, d.h. jeder Punkt wird so abgebildet, als ob er senkrecht von oben betrachtet werden würde. Orthorektifizierte Fernerkundungsdaten werden deshalb gerne als Hintergrundinformation zur Visualisierung von Vektorinformation im GIS eingesetzt. Für die Auswertung von Fernerkundungsdaten aus dem Hochgebirge ist die Methode essentiell, da der geländebedingte Versatz mehr als ein Pixel betragen kann. Die Höheninformation stammt in der Regel von einem Digitalen Geländemodell (Bähr & Vögtle 1998, vgl. Kap 5.2.4). Die Korrektur des geländebedingten Höhenversatzes erfolgt durch Zuordnung des Fernerkundungspixels zum äquivalenten Pixel im DGM. Nach der inneren Orientierung werden dreidimensionale Paßpunkte zur äußeren Orientierung eingegeben. Die Triangulation wird anschließend über eine kleinste Quadrate Bündelblockausgleichung berechnet. Der Grauwert wird durch Resampling der umliegenden Werte ermittelt. Die Qualität des Orthobildes hängt signifikant von der Qualität des verwendeten DGMs ab. Während für die Orthorektifizierung nahezu vertikal aufgezeichneter SPOT-Daten relativ grobe DGM-Daten (± 10 m) ausreichen, werden für Luftbilder mit einem Maßstab größer 1:60 000 Höhendaten mit einer Höhengenaugigkeit von 1 m empfohlen.

Eine möglichst exakte Geokodierung ist gerade für die Analyse von Veränderungen (change detection) besonders wichtig. Aber auch die Extrahierung exakter Distanzen und Flächenbilanzen erfordern zuverlässige Geokodierungen. Ausführliche Beschreibungen zur Geokodierung befinden sich in gängigen Fernerkundungs-Lehrbüchern (Mather 1987, Lillesand & Kiefer 1994, etc.)

6.1.2 Topographische Normalisierung

Der Einfluß des Geländes auf die Reflexion von Vegetation (beschattete Gebiete haben geringere Intensitätswerte als sonnenbeschienene) und damit die Ergebnisse von Landnutzungs-klassifikationen ist weithin bekannt. In flachem Gelände wird jedes Bildelement aus der selben Richtung beleuchtet, d.h. die Reflexionswerte der Pixel sind direkt vergleichbar. In reliefiertem Gelände zeigen sich die Beleuchtungsunterschiede in der Radiometrie der Grauwerte. Die Korrektur der Beleuchtungsunterschiede, die sogenannte Topographische Normalisierung besitzt daher große Bedeutung in der Vorverarbeitung von Fernerkundungsdaten. Parlow (1996b) geht sogar soweit, der Reliefkorrektur für Klassifikationen eine wesentlich höhere Bedeutung zuzurechnen als beispielweise der Atmosphärenkorrektur.

Da natürliche Vegetation in aller Regel auch auf hügeligem Gelände vorkommt wurde schon vor 1980 versucht, den Reliefeinfluß auszuschließen. Strahler et al. (1978) verbesserten Kartierungen durch Inkorporation von topographischen Daten (Neigung, Exposition und Höhe), Richards et al. (1982), Skidmore (1989), Itten et al. (1992) und Banko (1997) verwendeten topographische Information mit Landsat-TM-Daten um Waldklassifikationen zu verbessern.

Colby (1991) gibt eine Übersicht der unterschiedlichen Methoden zur Eliminierung des Reliefeinflusses. Allen Korrekturverfahren, seien es einfache Normalisierungen durch Ratiobildung oder Modellierungen mit dem Lambert'schen Strahlungsmodell, gemeinsam ist es, den

Reliefeinfluß mit Hilfe von digitalen Geländemodellen möglichst auszuschließen, und die reine Oberflächenreflexion zu messen. Bei dem Lambert'schen Ansatz wird der lokale Einfallswinkel für jedes Pixel aus dem DGM berechnet (Gleichung 19) und der topographische Effekt mit Hilfe des Lambert'schen Strahlungsmodells normalisiert (Gleichung 20). Dieses Modell geht davon aus, dass einfallende Strahlung in alle Richtungen gleichmäßig reflektiert wird, Reflexionsunterschiede entstehen durch den vom lokalen Einfallswinkel abhängigen Strahlungsgewinn pro Flächeneinheit. Der lokale Einfallswinkel ergibt sich aus:

$$\cos(i) = \cos(90 - \theta_s) \cos(\theta_n) + \sin(90 - \theta_s) \sin(\theta_n) \cos(\phi_s - \phi_n) \quad (19)$$

wobei

- i : Winkel zwischen einfallender Strahlung und Oberflächennormale,
- θ_s : Sonnenhöhe,
- ϕ_s : Azimutwinkel der Sonne,
- θ_n : Neigung des Oberflächenelements,
- ϕ_n : Aspekt des Oberflächenelements.

Normalisierte Reflexionswerte resultieren nach Pouncey et al. (1999) aus:

$$R_{\lambda_{normal}} = \frac{R_{\lambda_{beob}}}{\cos(i)} \quad (20)$$

wobei

- $R_{\lambda_{normal}}$: Normalisierter Reflexionswert,
- $R_{\lambda_{beob}}$: Beobachteter Reflexionswert,
- $\cos(i)$: Kosinus des lokalen Einfallswinkels.

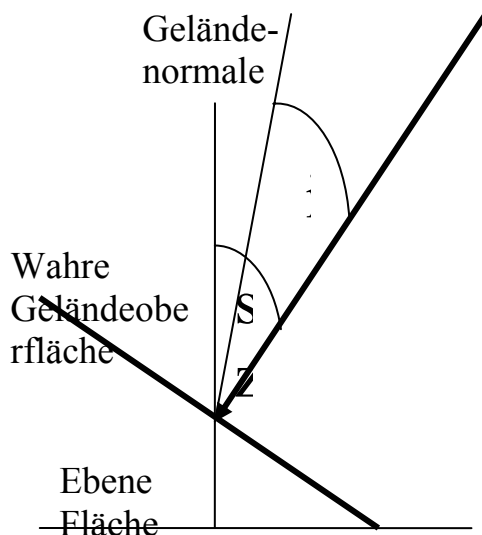
Sandmeier (1997) verglich ein semi-empirisches Verfahren mit einem physikalisch basierten Modell, beide basierend auf dem Lambert'schen Ansatz. Während beim semi-empirischen Verfahren die Objektstichproben vom Testgebiet abhingen, wurden die Parameter bei der physikalisch basierten Methode unabhängig von der Bodenreferenz bestimmt. Mit der Verwendung des physikalischen Modells wurde nicht nur eine höhere Klassifizierungsgenauigkeit erzielt, aufgrund der physikalischen Grundlage ist auch eine uneingeschränkte Anwendbarkeit möglich. Trotzdem wurden auch mit dem einfachen semi-empirischen Ansatz erstaunlich gute Ergebnisse erreicht, sie sind allerdings nicht ohne weiteres übertragbar.

Dass die Verwendung des Lambert'schen Modells nicht immer erfolgreich ist, bestätigen verschiedene Studien (Leprieur et al. 1988, Civco 1989 oder Herold et al. 2000a). Klenke (1999) setzte das Lambert'sche Strahlungsmodell erfolgreich im Siegeinzugsgebiet ein, da die Hangneigungen weitgehend unter 25° liegen, ein Grenzwert der laut Smith et al. (1980) angemessene Ergebnisse zulässt. Mit dem Lambert'schen Ansatz können die radiometrischen Reliefefekte, vor allem bei Vegetationsflächen, aber nur bedingt beschrieben werden. Deshalb wurde die einfache Kosinuskorrektur mit dem empirisch ermittelten Minnaert-Exponenten k erweitert (Minnaert & Szeicz 1961):

$$L_H = L_T \frac{\cos^k (sz)}{\cos^k (i)} \quad (21)$$

Der Exponent k gibt an, inwiefern eine Oberfläche ein Lambert'scher Reflektor ist. Er wird empirisch durch lineare Regression der Reflexionswerte mit den entsprechenden lokalen Einfallswinkeln (vgl. Abb. 12) ermittelt. Der Wert variiert zwischen 0 und 1 und entspricht der Steigung der Regressionsgeraden.

Die umfangreichen Parameterisierungen der Strahlungsmodelle sind in der Regel nur mit guten Geländekenntnissen (Landnutzungsklassen) realisierbar. Da diese Informationen aber meistens das Ziel der Untersuchung sind, müssen Fernerkundungsbilder zunächst segmentiert werden. In solchen Bildbereiche mit verschiedenen Spektraleigenschaften können dann angepasste Korrekturmodelle angewendet werden, die lediglich den lokalen Einfallswinkel als Geländeparameter benötigen (Herold et al. 2000a). Herold et al. (2000a) führten mit dem NDVI (vgl. Kap. 5.2.2) eine Segmentierung von Landsat-TM-Daten von Sardinien in vegetationsbedeckte und vegetationsfreie Bildbereiche durch, um die Oberflächen im Korrekturprozeß entsprechend zu berücksichtigen. Die Minnaert-Konstante k wurde dann für die verschiedenen Bildbereiche in jedem Spektralkanal abgeleitet und eine entsprechende Korrektur durchgeführt. Während mit dem Lambert'schen Modell eine unbefriedigende Überkorrektur mit einer unnatürlichen Aufhellung der ehemaligen Schattenbereiche erzielt wurde, konnten mit dem Minnaert-korrigierten Bild die radiometrischen Reliefeinflüsse weitgehend korrigiert werden. Die Klassifikationsgenauigkeit verbesserte sich um 5 bis 10 %.



Sz: Sonnenstand (Zenitwinkel)

i : Einfallswinkel der Sonnenstrahlung in Relation zur Pixelnormalen (lokaler Einfallswinkel)

Abb. 12: Beziehung zwischen Geländeoberfläche, Sonnenstand und lokalem Einfallswinkel.

6.1.3 Atmosphärenkorrektur

Auch der Einfluß der Atmosphäre ruft unterschiedliche Intensitätswerte bei gleichen Oberflächenformen hervor. Überblicke über physikalisch basierte Korrekturmethode bieten Kondratyev et al. (1992) und Eymard & Taconet (1995). Conel (1990) und Richter (1990) stellen Studien zur Korrektur der atmosphärischen Einflüsse in Landsat-TM-Daten vor. Besonders wenn mit multitemporalen Datensätzen gearbeitet wird, müssen die spezifischen Atmosphärenbedingungen und unterschiedlichen Sonnenstände korrigiert werden (Popp 1993). Weitere Vorteile der Atmosphärenkorrektur sind die Vergleichbarkeit der Reflektanzwerte verschiedener Sensoren untereinander sowie der mögliche Vergleich mit Geländemessungen, der eine objektive Validierung gewährleistet.

Atmosphärische Einflüsse machen sich vor allem im Spektralbereich zwischen 0,4 und 2,5 μm bemerkbar. Sie entstehen durch den zweifach zurückgelegten Weg des Lichts von der Sonne zur Erdoberfläche und nach der dortigen Reflexion zum Sensor. Sie führen zu einer Aufhellung bzw. Kontrastverminderung im Bild. Auf die Sonnenstrahlung wirken in der Atmosphäre Prozesse der Streuung, Absorption und in geringem Maß auch Refraktion ein. Streuung und Absorption bewirken eine Schwächung der die Atmosphäre durchlaufenden direkten Strahlung (Extinktion). Die Streuung innerhalb der Atmosphäre wird durch Aerosole, Gase oder Wasserdampfmoleküle hervorgerufen. Sie führt dazu, dass schon auf dem ersten Durchdringungsweg neben der direkten Einstrahlung diffuse Himmelstrahlung zur Beleuchtung der Oberflächenobjekte beiträgt. Auf dem Rückweg zum Sensor kommen dann noch der Teil der atmosphärischen Streuung, der überhaupt nicht die Oberfläche erreicht (Luftlicht) und die Reflexion von anderen Oberflächenobjekten hinzu.

Neben dem atmosphärischen Einfluss beeinflussen Sonnenstand (Zenitwinkel) und der Beobachtungswinkel durch den Sensor in hohem Maße die Reflexion eines Objekts. Gerade bei multitemporalen Analysen ist eine Normierung der Daten wegen des unterschiedlichen Sonnenstands für den Vergleich verschiedener Aufnahmetermine zwingend notwendig (Richter 1996). Der Einfallswinkel der Sonnenstrahlung beeinflusst außerdem noch die Streuprozesse in der Atmosphäre. Da bei niedrigen Sonnenständen der Weg länger ist, den die Strahlung durch die Atmosphäre zurücklegen muss, wird der Atmosphäreinfluss bei kleiner werdendem Einfallswinkel größer. Zudem vergrößern sich die Schattenbereiche.

Algorithmen zur Atmosphärenkorrektur bestehen im Wesentlichen aus zwei Schritten: Zunächst werden die optischen Charakteristika der Atmosphäre durch direkte Messungen oder theoretische Modelle abgeschätzt. Im zweiten Schritt werden die Satellitenbilder dann mit inversen Prozeduren in Oberflächenreflektanzen umgerechnet (Richter 1996). Da in aller Regel keine Radiosondendaten der atmosphärischen Schichtung zur Verfügung stehen, bieten kommerzielle Softwarepakete wie beispielsweise ATCOR2 Standardatmosphären an, die sich durch unterschiedlichen Luftdruck, Temperatur, Wasserdampfgehalt und Ozonkonzentrationen auszeichnen. Weitere Eingabeparameter der Atmosphärenkorrektur sind Aerosoltypen, Sichtweite, Reichweite des Streueinflusses und die mittlere Geländehöhe. Richter (1996) bietet innerhalb des Spectra-Moduls Referenztabellen und Reflexionskurven

für mitteleuropäische Landnutzungsformen an, mit denen man die Wirkung einer Atmosphärenkorrektur für seine eigenen Bilddaten simulieren kann (vgl. Abb. 13). Zur Sensorkalibrierung stehen Koeffizientensätze verschiedener Arbeitsgruppen zur Auswahl. In einem iterativen Prozess werden so sinnvolle Ausgangsparameter ausgewählt, anschließend wird die eigentliche Atmosphärenkorrektur durchgeführt. Ähnliche Ansätze verfolgen LOWTRAN 7 oder 5S (Tanre et al. 1990).

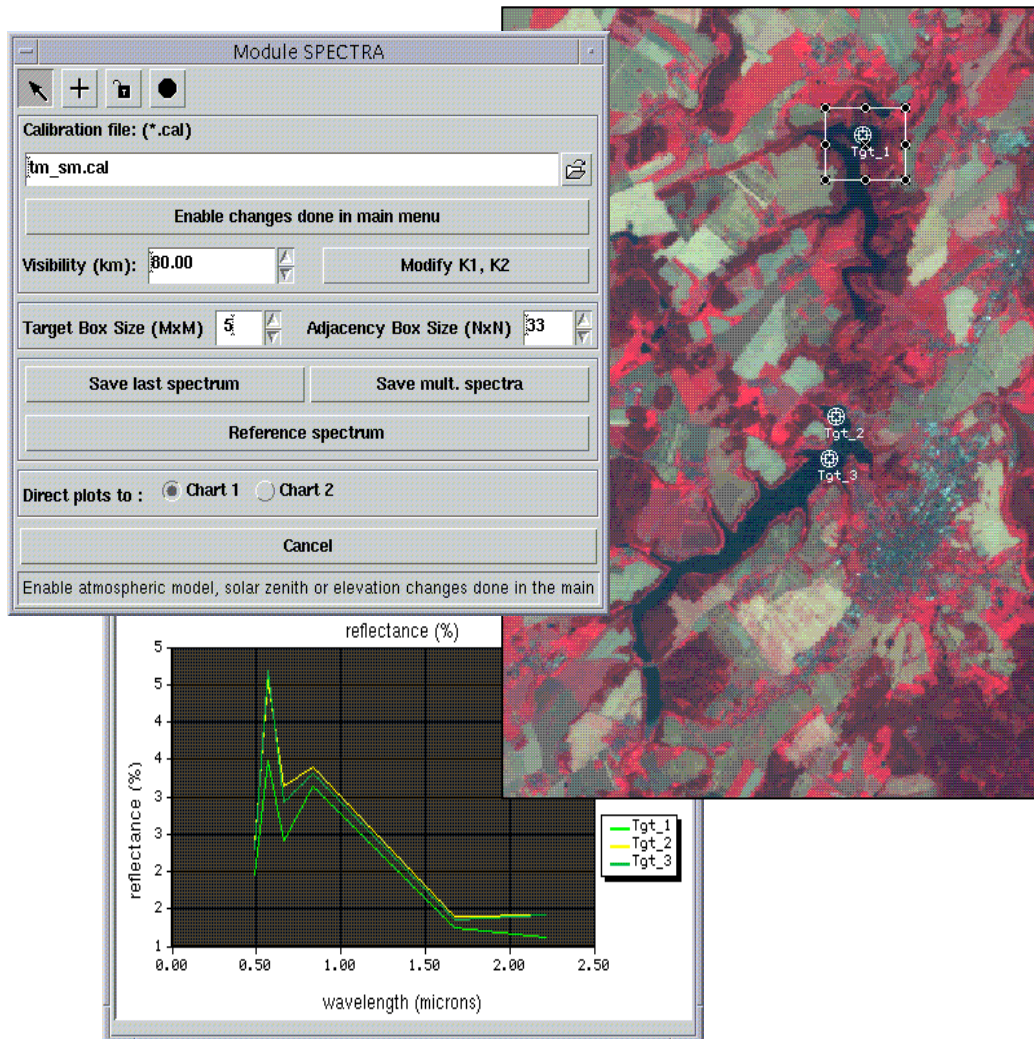


Abb. 13: Analyse der spektralen Reflexion einzelner Landnutzungsformen im Vergleich zu Referenzkurven innerhalb des Spectra-Moduls (Richter 1996, aus Matejka 2000).

Es gibt eine ganze Reihe von Beispielen für qualitative und quantitative Atmosphärenkorrekturen in geowissenschaftlichen Anwendungen (Forster 1984, Fraser et al. 1992, Singh 1992, Kaufman et al. 1994) die zu signifikanten Klassifizierungsverbesserungen gegenüber Originaldaten führten. Hill & Sturm (1991) und Itten et al. (1992) setzten die Atmosphärenkorrektur erfolgreich für land- und forstwirtschaftliche Kartierungen im mediterranen bzw. alpinen Raum ein, Schneider (1996), Thiemann (2000) und Matejka (2000) korrigierten optische Landsat-TM-Datensätze zur Bestimmung von Wasserinhaltsstoffen in Seesystemen. Abbildung 14 zeigt den Unterschied zwischen Originalszene und atmosphärenkorrigierter Szene, ohne die beispielsweise die Pigmentkonzentration zur Wasserqualitätsanalyse überhaupt nicht bestimmt werden könnte.

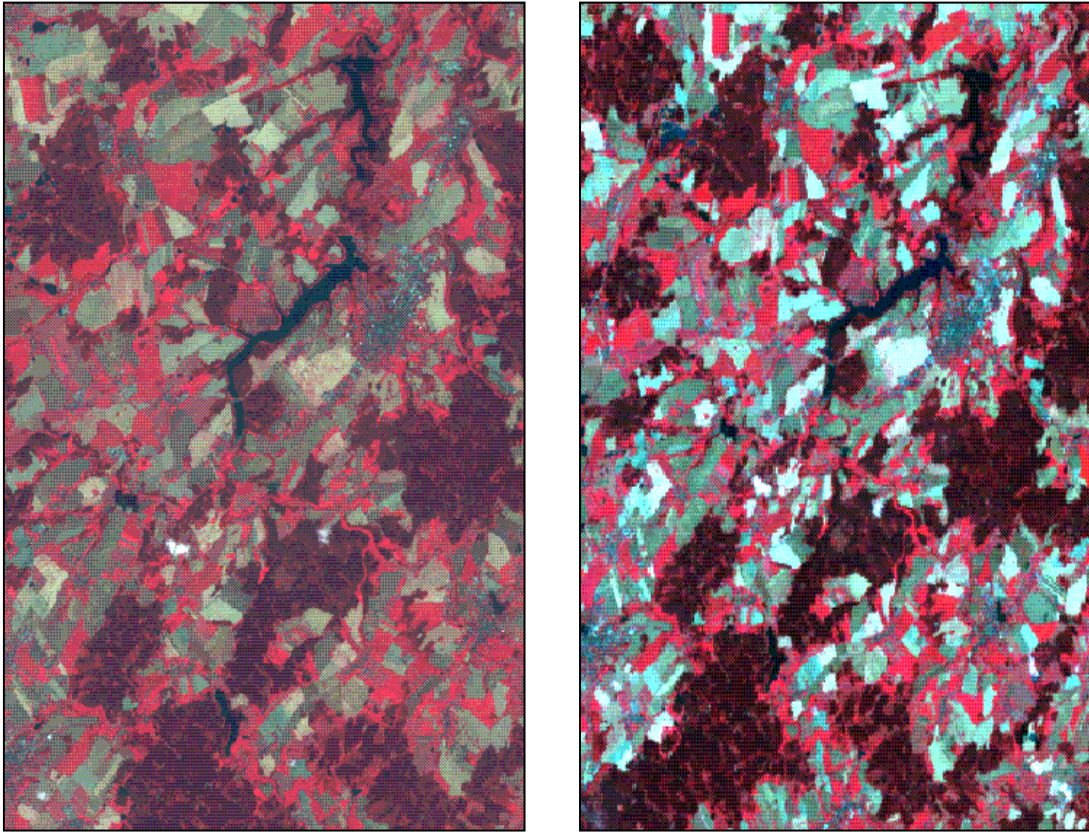


Abb. 14: Originalszene (links) und atmosphärenkorrigierte Szene (rechts) des Einzugsgebiets der Trinkwassertalsperre Zeulenroda vom 04.08.99 (aus Matejka 2000).

6.1.4 Speckle

Intensitätsbildern abbildender Radarsensoren zeichnen sich durch körnige Bildtexturen, den sogenannten „Speckle“ aus. Das Phänomen resultiert aus der phasenverschobenen Rückstreuung von Wellenanteilen mit gleicher Frequenz. Dadurch entstehen konstruktive und destruktive Interferenzerscheinungen, die sich im Radarbild als kleinräumige Helligkeitsvariationen niederschlagen und auch in homogenen Flächen auftreten können (Albertz 1991, Richards 1993, Bähr & Vögtle 1998). Der Speckle ist aufnahmebedingt und kann nicht eliminiert werden sondern nur deutlich reduziert werden. Vor allem automatische Klassifikationsverfahren sind durch das Auftreten des Speckle erschwert (Klenke 1999).

Zur Specklereduktion existieren verschiedene Verfahren. Zum einen werden während der Datenprozessierung Multi-Look-Verfahren eingesetzt. Die synthetische Apertur wird hierzu in einzelne unabhängige Aperturen unterteilt, deren Rückstreuung durch Mittelung zusammengefaßt wird, was zwangsläufig zu einer Verringerung der geometrischen Auflösung führt. Zum anderen werden häufig adaptive Filterverfahren eingesetzt, die die Filterung entsprechend der lokalen Statistik des Beobachtungsfensters durchführen (Mittelwert und Varianz, Lee 1994). Dadurch werden Kanten und Einzelobjekte besser erhalten. Beispiele für solche Filter sind FROST (Frost et al. 1981), LEE (Lee 1981), KUAN (Kuan 1987) oder Gamma-MAP (Lopes et al. 1993), wobei Fragestellung und Datenmaterial den jeweils optimalen Filter

bestimmen (Lee 1994, Gagnon & Jouan 1997). Hagg & Sties (1996) arbeiteten diesbezüglich mit sich selbstständig ändernden Filtergrößen. Darüber hinaus kann der Speckleeinfluß durch Mittelungsverfahren verschiedener Wellenlängen und Polarisationen (Nezry et al. 1998) oder Hauptkomponententransformationen (Henebry 1997) eingeschränkt werden. Quegan & LeToan (1998) bzw. Fellah (2000) führten die Specklereduktion durch multitemporale Mittelung mehrerer ERS-Szenen durch.

Klenke (1999) setzte zur Specklereduzierung von ERS.PRI-Datensätzen einen 5 x 5 GammaMAP-Filter ein. Seine Filterergebnisse zeigten eine wesentlich homogenere Grauwertcharakteristik als die Originaldaten, obwohl starke Punktstreuer und spiegelnde Reflektoren mit besonders geringer Rückstreuung unverändert erhalten blieben.

6.1.5 Segmentierung

Zum Zweck der Bildsegmentierung wird ein Bild aufgrund bestimmter Kriterien in homogene Regionen unterteilt. Zu diesen Kriterien zählen neben der spektralen Bildcharakteristik auch räumliche Eigenschaften (Nachbarschaftsbeziehungen, Haralick & Shapiro 1985). Cross et al. (1988) und Quegan et al. (1998) zeigen mehrere Möglichkeiten für die Kombination der komplementären räumlichen und spektralen Information auf.

Segmentierung bezeichnet aber auch eine Art Vorklassifikation bei der einzelne Bildbereiche später unterschiedlichen Bildverarbeitungsschritten zugeführt werden. Herold et al. (2000a) nutzten den NDVI um ein Landsat-TM-Bild aufgrund eines Schwellenwertes in vegetationsbedeckte und vegetationsfreie Gebiete zu unterteilen, um sie dann unterschiedlichen Korrekturprozessen zuzuführen (vgl. Kap. 6.2.1). Ähnliche Vorklassifikationen können auch mit Hilfe des Geographischen Informationssystems vorgenommen werden. Zusatzinformationen wie Böden, Geologie oder ein Digitales Geländemodell (Abb. 15) dienen dazu, erwünschte von unerwünschten Bildbereichen zu trennen bzw. bestimmte Verarbeitungsprozeduren nur auf einzelne Segmente anzuwenden.

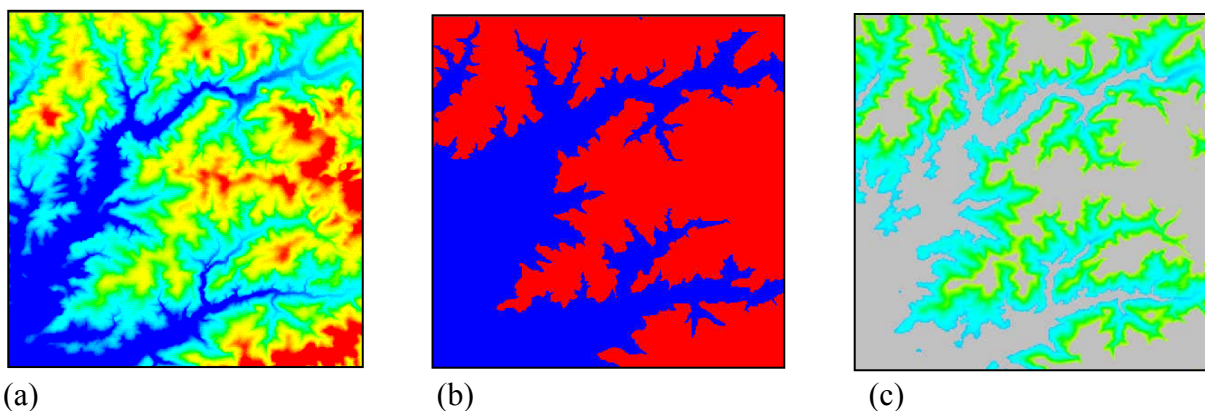


Abb. 15: Bildsegmentierung am Beispiel eines Digitalen Geländemodells. (a) Originalausschnitt des DGM 10 aus dem Einzugsgebiet der Bröl, (b) Höhenstufen unterhalb (blau) und oberhalb (rot) 200 m, (c) Höhenstufe von 150 bis 250 m.

Die in dieser Arbeit verwendeten multifrequenten und multipolarimetrischen E-SAR-Daten wurden in Anlehnung an Dobson et al. (1995) einer schrittweisen Verarbeitung unterzogen (vgl. Kap. 6.2.4). Im ersten Level wurde dazu eine Bildsegmentierung mit einer unüberwachten Klassifikation durchgeführt. Aufgrund der Rückstreuungseigenschaften konnten Wald/Siedlung, niedrige Vegetation und Schatten/Wasser unterschieden werden (vgl. Abb. 28). Im Level II erfolgt eine weitere thematische Segmentierung aufgrund unterschiedlicher struktureller oder dielektrischer Eigenschaften. Die Level-I-Klasse Wald/Siedlung wurde so durch spektrale Information und unter Hinzuziehen textueller Merkmale in die Klassen Siedlung, Nadelwald und Laubwald aufgeteilt, die Klasse niedrige Vegetation wurde mit multifrequenten spektralen Klassifikation in verschiedene Grünland- und Feldfruchtnutzungen unterteilt. So lässt sich die quantitative Ableitung geo- und biophysikalischer Parameter auf bestimmte Bildbereiche konzentrieren Herold et al. (2000b).

Einen neuen Ansatz der Bildsegmentierung stellt die objekt-orientierte Bildanalyse dar. Diese semantisch strukturierte Methodik geht davon aus, dass Bildobjekte im Gegensatz zu einzelnen Pixeln mehr Attribute als lediglich die spektrale Information aufweisen können. Neben Farbe, Textur, Form zählen dazu auch Nachbarschaftsbeziehungen oder wissensbasierte Abhängigkeiten von einer bestimmten Klasse. Auch zwischen unterschiedlichen Datensätzen (beispielsweise verschiedener Sensoren) können Beziehungen aufgebaut werden. Die objekt-orientierte Bildverarbeitung steht der menschlichen kognitiven Wahrnehmung damit näher als pixelbasierte Analysen. Zu den Vorteilen zählen die bessere Integration von rasterorientierten Fernerkundungsdaten und vektorbasiertem GIS, weil beispielsweise der „Salz-und-Pfeffer“-Effekt wegfällt. Das einzelne Pixel hochauflöser optischer Daten oder von Radardaten stellt an sich noch keine sinnvolle Einheit dar, diese entsteht erst durch die gemeinsame Betrachtung mit mehreren anderen Pixeln in der näheren Umgebung. Normalerweise zeichnen sich Objekte an der Erdoberfläche durch Farbtexturen aus, wobei einzelne Farben natürlich zu mehreren Objektklassen gehören können. Pixelbasierte Ansätze versuchen jedes Pixel einzeln zu klassifizieren und bekommen dadurch Probleme durch Zuordnungsüberschneidungen, ihnen fehlt die kontextuelle Information.

Solch eine Segmentierung kann nun folgendermaßen ablaufen: Zunächst einmal können benachbarte ähnliche Pixel (und zwar gleichzeitig aufgrund räumlicher, spektraler oder formaler Merkmale) in homogene Bildbereiche zusammengefasst werden. Je nach Maßstab müssen natürlich unterschiedliche Bildobjekte definiert werden. So werden bei mikroskaligen Analysen beispielsweise Häuser und Bäume unterschieden, in großräumigen Betrachtungen eher Städte und Wälder. Der Ansatz der sogenannten „Multiresolution Segmentation“ erlaubt nun, mit der Organisation verschiedener Bildobjekt-Level innerhalb eines hierarchischen Netzwerks, die Repräsentation der Bildinformation auf unterschiedlichen Maßstäben. Bringt man für forstwirtschaftliche Anwendungen Katasterpläne und hochauflöste Fernerkundungsdaten zusammen, so können zunächst innerhalb der Katasterflächen homogene Vegetationsbereiche klassifiziert werden, in denen dann wiederum einzelne Bäume unterschieden werden können. Als Ergebnis liegt dann eine Waldklassifikation in drei Hierarchiestufen (Waldkataster, homogene Vegetationsbereiche, einzelne Bäume) vor. Sobald also die Hierarchie zwischen den Bildobjekten besteht, wird eine topologische Struktur hinzuaddiert, d.h. jedes Ob-

jekt kennt seine Nachbarn, seine über- oder untergeordneten Objekte. Dieses topologische Netzwerk stellt die Grundlage für jegliche Art der kontextbasierten Klassifikation dar. Neben dem leichten Hinzuziehen weiterer Klassifikationsmerkmale (Form, Textur, etc.) ergeben sich eine Reihe weiterer Vorteile wie die lokale Anwendung einzelner Operationen, die Daten-Fusion zur Klassifikation des gesamten Bildes oder auch nur einzelner Objekte oder etwa die mögliche Umgruppierung von Sub-Objekten. Die objekt-orientierte Bildverarbeitung besitzt deshalb ein enormes Potential zur qualitativen und quantitativen Verbesserung der Klassifikationsresultate.

6.1.6 Methoden-Pool

Im Rahmen des ARSGISIP-Projektes (Müschen et al. 2000) wurde eine standardisierte, internetbasierte Übersicht der für die hydrologische Parameterisierung notwendigen Vorverarbeitungsmethoden zusammengestellt. Diese Methodensammlung umfasst Vorverarbeitungsschritte wie Geokodierung, Atmosphärenkorrektur, etc. und geht über allgemeines Lehrbuchwissen hinaus, da sie auf dem Erfahrungsschatz von sieben europäischen Wissenschaftlergruppen basiert. Neben den Vor- und Nachteilen der jeweiligen empfohlenen Methode werden auch die praktischen Arbeitsabläufe in ihrer Abfolge beschrieben. Der Methoden-Pool richtet sich damit an den interessierten Endnutzer, der sich mit der Problematik der Parameterisierung hydrologischer Modelle mit Fernerkundungsdaten auseinandersetzt.

Der freie Zugang über das Internet erforderte die Umsetzung mit einer Markierungssprache, die durch Internet-Browser interpretiert und dargestellt werden kann. Hierfür wurde die Extensible Markup Language (XML) gewählt, die eine ganze Reihe von Vorteilen gegenüber herkömmlichen HTML-Strukturen aufweist (Knorr 2001): Zum einen können durch Verweise zwischen einzelnen Verarbeitungsschritten Beziehungen untereinander verdeutlicht werden, zum anderen sind durch vielfältige Zugriffs- und Abfragemöglichkeiten Suchen nach bestimmten Bausteinen realisierbar. Obwohl dieser Methoden-Pool die wesentlichsten Vorverarbeitungsschritte für optische- und Mikrowellendaten zur hydrologischen Parameterisierung enthält, ist zur Aktualisierung eine spätere Ergänzung bzw. Erweiterung möglich.

6.1.7 Parameterisierungs-Pool

Der Parameterisierungs-Pool ist ähnlich wie der Methoden-Pool modular in XML-Struktur aufgebaut (Müschen et al. 2000). Er beschreibt Fernerkundungsmethoden zur Bestimmung hydrologischer Parameter und umfasst unter anderen Vegetationsparameter (z.B. den Blattflächenindex) Niederschläge, Schnee, Evapotranspiration, etc. Es bestehen Verknüpfungen zu den Vorverarbeitungsmethoden im Methoden-Pool, die Relevanz des jeweiligen Parameters für den Wasserkreislauf wird beschrieben und nicht zu letzt sind die verschiedenen Methoden der Bestimmung mit Vor- und Nachteilen dokumentiert. Der interessierte Endnutzer findet hier also eine Anleitung wie er aus Fernerkundungsdaten für sein hydrologisches Modell flächendeckende Daten ableiten kann.

6.2 Fallstudie Landnutzung

6.2.1 Landnutzungs- und Siedlungserkennung mit optischen Daten in Thüringen

Im Rahmen des in Zusammenarbeit mit der Thüringer Landesanstalt für Umwelt durchgeführten Pilotprojektes RIVER wurde die Satellitenfernerkundung für den Einsatz in der wasserwirtschaftlichen Rahmen- und Bewirtschaftungsplanung getestet. Aus der Fernerkundung sollten Inputdaten für die hydrologische Parameterisierung des MMS/PRMS-Modells bereitgestellt werden, mit der im Anschluß eine Niederschlags-Abfluss-Simulation für die Einzugsgebiete von Ilm und Unstrut durchgeführt wurde.

Die hydrologische Relevanz der Landnutzung wurde schon in Kap. 5.2.1 erläutert. Zur qualitativen Landnutzungserfassung lagen eine Landsat-TM-Aufnahme vom 22.09.97 sowie eine IRS-1C-Aufnahme vom 25.09.97 vor. Die Vorverarbeitung der Daten erfolgte analog der in Kap. 6.1 beschriebenen Verarbeitungsschritte. Die Geokodierung erfolgte jeweils mit Hilfe von mehr als 20 Paßpunkten in das Gauss-Krüger Koordinatensystem (Zone 4, Spheroid: Bessel, Datum: Potsdam) um die Ergebnisse der Satellitenbilddauswertungen mit weiteren Daten innerhalb des Geographischen Informationssystems verknüpfen zu können. Die Genauigkeit lag bei unter 20 m, was für die nachfolgende Modellierung als ausreichend angesehen wurde. Für die qualitative Auswertung der Flächennutzung wurde anstatt einer aufwendigen Atmosphärenkorrektur lediglich eine einfach Dunstkorrektur zur Erhöhung des Kontrastes durchgeführt.

Sehr viel wichtiger ist die Anwendung der Topographischen Normalisierung zur Reduzierung des Reliefeinflusses. Mit Hilfe des Lambert'schen Strahlungsmodell, das die Sonnenhöhe und den Sonnenwinkel berücksichtigt, wurden die Beleuchtungsunterschiede reduziert. Auch diese Methode führte zu einer Aufhellung des Kontrastes, die aber vor allem im hügeligen Vorland des Thüringer Waldes (Schichtstufen des Thüringer Beckens) zu einer Verbesserung der Radiometrie des Bilddatensatzes führte. Abbildung 16 zeigt den Tannrodaer Sattel im Ilm-Einzugsgebiet als Originaldatensatz (links oben), als dunstkorrigierten Datensatz (mitte) und als terrainkorrigierten Datensatz (rechts unten).

Für die Thüringer Einzugsgebiete (Ilm, Unstrut) wurden folgende hydrologisch relevante Landnutzungsklassen unterschieden: Laubwald, Nadelwald, Getreide, Acker, offener Boden, Grünland, Gewässer, Siedlung (Abb. 17). Die Siedlungsklasse wurde aus einer aus panchromatischen IRS-1C-Daten mit Hilfe der Texturanalyse (vgl. Kap. 5.2.1, Steinnocher 1997) abgeleiteten Maske übernommen. Eine Einbeziehung dieser aus sehr vielen Mischpixeln bestehenden Klasse in den multispektralen Klassifikationsprozess hätte eine sehr starke Reduzierung der Klassifizierungsgenauigkeit zur Folge gehabt. Generell lagen die Aufnahmetermine sowohl der TM-Daten (22.09.97) als auch der IRS-1C-Daten (25.09.97) phänologisch ungünstig, da die meisten Feldfrüchte schon geerntet waren. Eine Klassifikation von TM-Daten zum Höhepunkt der Vegetationsperiode (31.07.95) erlaubte bei 11 Klassen auch die Unterscheidung verschiedener Ackerfrüchte (Mais, Raps). Zur Modellierung wurde wegen der leichteren Parameterisierung aber die einfachere Legende mit 8 Klassen verwendet.

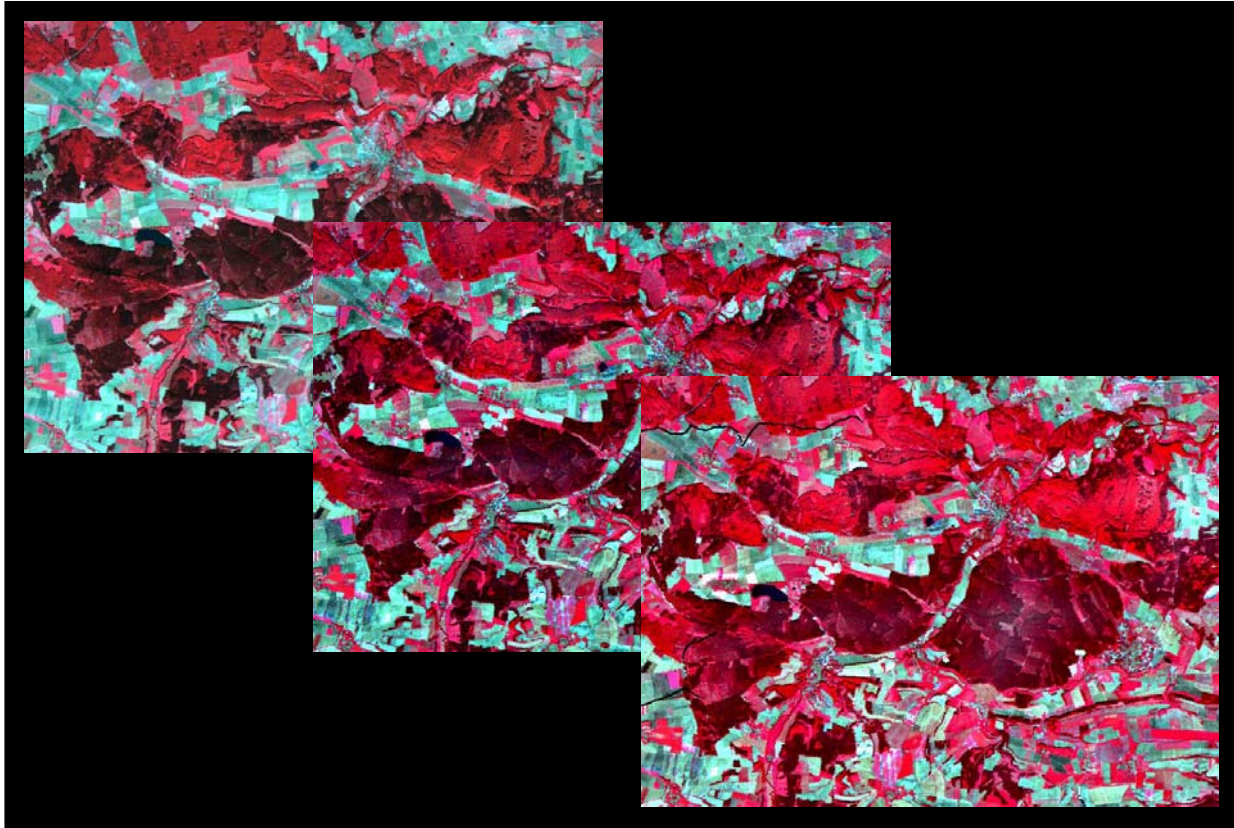


Abb. 16: Ausschnitt aus IRS-1C Daten vom 25.09.97 des Tannrodaer Sattels. Links oben Originaldaten, mitte atmosphärenkorrigiert, rechts unten terrainkorrigiert.

Die zeitlich eng beieinander liegenden Aufnahmetermine vom Herbst 1997 ermöglichten aber auch einen direkten Vergleich der beiden Satellitensysteme. Vier verschiedene Datensätze (TM, TM topographisch normalisiert, IRS-1C und IRS-1C topographisch normalisiert) wurden einer überwachten Maximum-Likelihood-Klassifikation unterzogen und miteinander verglichen. Die unterschiedlichen Vorverarbeitungsstufen zeigen deutlichen Einfluß auf das Klassifikationsergebnis. Die topographische Normalisierung reduziert den Schatteneinfluß, was sich in leicht hügeligem Gelände positiv in der Klassifikationsgenauigkeit bemerkbar macht. In der topographisch normalisierten IRS-1C-Szene sind wesentlich mehr offene Bodenflächen als im Originaldatensatz zu finden, dies entspricht der Realität besser. Bei den TM-Daten ist die Getreideklasse etwas überrepräsentiert, was vermutlich auf die etwas größere räumliche Auflösung und die damit verbundene Mischpixelbildung zurückzuführen ist.

Die Klassifikationsergebnisse wurden anhand von im Gelände ausgewählten und digitalisierten Kontrollflächen auf ihre Genauigkeit hin überprüft. Das Klassifikationsergebnis wurde dann den Kontrollflächen in einer Fehlermatrix gegenübergestellt und die Genauigkeit ermittelt. Mit Hilfe dieser Stichprobenmethode kann auf die Gesamtgenauigkeit der Klassifikation geschlossen werden.

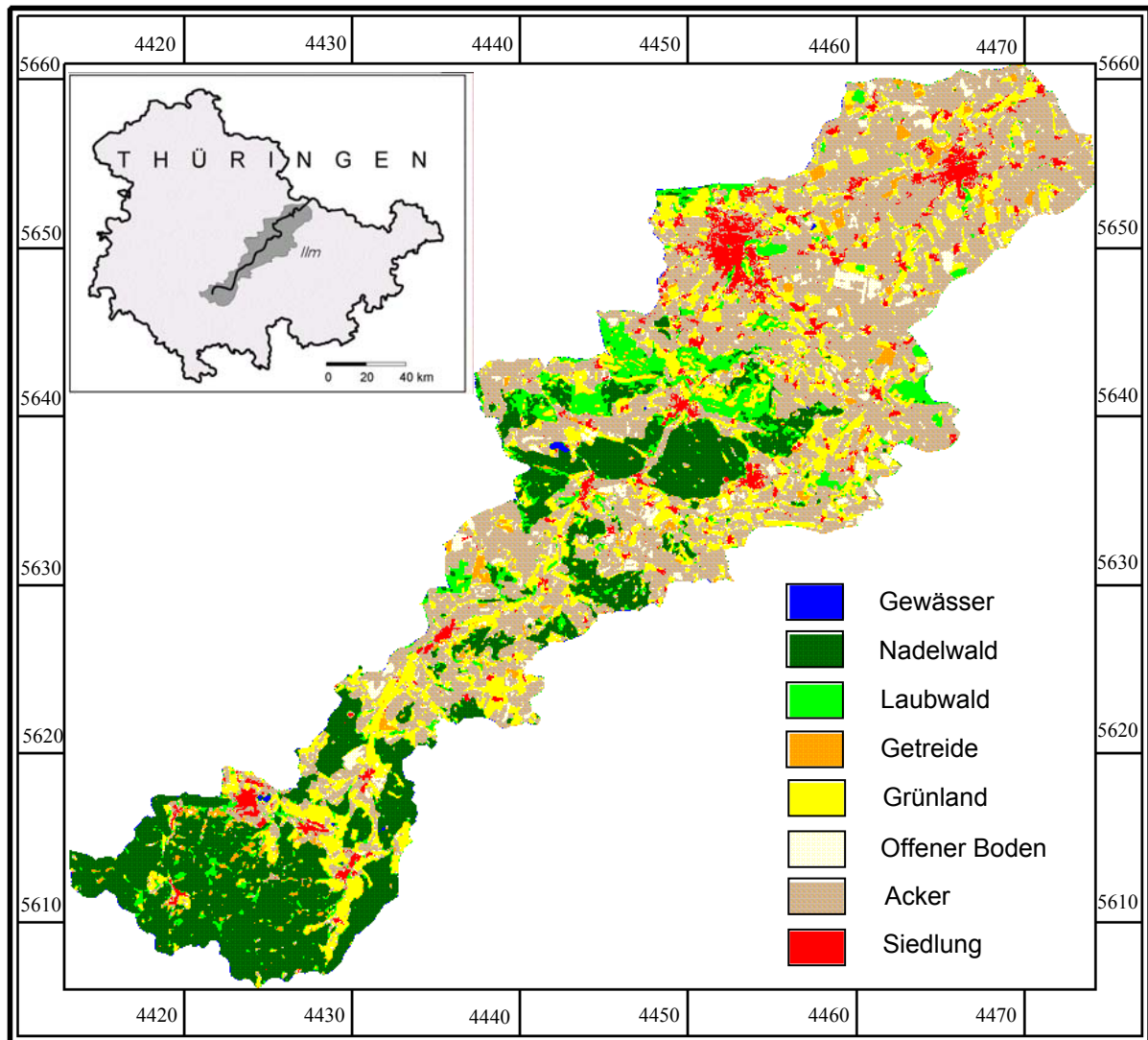


Abb. 17: Landnutzung des Irm-Einzugsgebietes auf der Grundlage einer Maximum-Likelihood-Klassifikation von IRS-1C-Daten vom 25.09.97.

Tabelle 7 zeigt bei den IRS-1C Originaldaten durchweg eine sehr gute Übereinstimmung der Klassifikation mit den Kontrollflächen. Einzige Ausnahme bildet der offene Boden, von dem 47,7 % der Ackerklasse zugeteilt werden. Dies liegt an der auch im Gelände erkennbaren Ähnlichkeit der abgeernteten Felder (Acker) und der mit Pflanzenresten bestandenen offenen Bodenflächen. Hier wäre ein Zusammenlegen der beiden Klassen möglich. Das beste Klassifizierungsergebnis konnte bei der topographisch normalisierten IRS-1C Szene erzielt werden. Hier liegen die Prozentwerte der Genauigkeit mit Ausnahme der Ackerklasse alle über 90 %, was als sehr gutes Resultat angesehen werden kann.

Die TM-Klassifikationen fallen gegenüber den IRS-Klassifikationen vor allem bei den Laubwäldern ab, deren Genauigkeiten nur zwischen 60 und 76 % erreichen. Die Gründe hierfür liegen wahrscheinlich in den etwas größeren Pixeln (30 m gegenüber 23,6 m) wie auch in den etwas anders positionierten Bändern des TM gegenüber dem IRS-1C. Dennoch kann auch das Klassifikationsergebnis der TM-Daten als gut bezeichnet werden. Der Grund weshalb das

topographisch normalisierte Klassifikationsergebnis schlechter als das der Originaldaten ist, könnte in der nicht hundertprozentigen Überlagerung von Satellitendaten und digitalem Geländemodell liegen.

Tab. 7: Validierung der Landnutzungsklassifikation im Ilm-Einzugsgebiet

IRS-1C Originaldaten

Gesamtgenauigkeit: 90,52 %

	Nadelwald	Laubwald	Gewässer	Grünland	Getreide	offener Boden	Acker
Nadelwald	96,92	1,33	2,98	0,00	0,00	0,00	0,00
Laubwald	2,89	95,50	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00
Gewässer	0,04	0,00	94,78	0,00	0,00	0,00	0,00
Grünland	0,06	3,04	0,21	95,40	0,58	0,04	0,00
Getreide	0,00	0,00	0,12	0,13	99,19	0,00	0,05
Offener Boden	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	52,26	0,39
Acker	0,09	0,13	1,91	3,32	0,23	47,70	99,57
Gesamt	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

IRS-1C topographisch normalisiert

Gesamtgenauigkeit: 95,92 %

	Nadelwald	Laubwald	Gewässer	Grünland	Getreide	offener Boden	Acker
Nadelwald	96,30	0,93	1,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Laubwald	2,31	94,03	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
Gewässer	0,02	0,00	98,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Grünland	0,09	4,87	0,00	97,61	0,88	0,00	0,01
Getreide	0,40	0,00	0,00	0,06	98,90	0,00	0,01
Offener Boden	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	98,70	12,18
Acker	0,88	0,17	0,91	2,15	0,22	1,30	87,81
gesamt	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

TM Originaldaten

Gesamtgenauigkeit: 85,2 %

	Nadelwald	Laubwald	Gewässer	Grünland	Getreide	offener Boden	Acker
Nadelwald	98,42	2,50	0,10	0,40	0,00	0,00	0,00
Laubwald	0,70	76,00	0,30	5,60	0,00	0,00	0,00
Gewässer	0,03	0,00	97,70	0,00	0,00	0,00	0,00
Grünland	0,60	1,90	0,10	84,30	0,50	0,00	0,10
Getreide	0,01	0,01	0,00	3,00	98,90	0,00	0,10
Offener Boden	0,04	5,50	0,00	4,50	0,00	43,06	1,60
Acker	0,20	14,09	1,80	2,20	0,60	56,94	98,20
gesamt	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

TM topographisch normalisiert

Gesamtgenauigkeit: 83,1 %

	Nadelwald	Laubwald	Gewässer	Grünland	Getreide	offener Boden	Acker
Nadelwald	98,70	15,10	0,20	0,20	0,02	0,00	0,01
Laubwald	0,90	61,60	1,00	0,70	0,00	0,00	0,01
Gewässer	0,10	0,00	97,30	0,00	0,00	0,00	0,00
Grünland	0,20	4,10	0,50	98,70	9,90	0,00	0,50
Getreide	0,00	0,00	0,00	0,00	89,26	0,00	0,01
Offener Boden	0,00	5,10	0,00	0,00	0,00	43,39	6,68
Acker	0,10	14,10	1,00	0,40	0,82	56,61	92,80
gesamt	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Die Siedlungsklasse von 1997 wurde nach dem Verfahren von Steinnocher (1997) aus den panchromatischen IRS-1C-Daten vom 25.09.97 abgeleitet. Wie alle texturanalytischen Verfahren basiert auch diese Methode auf der räumlichen Strukturierung der Grauwerte, deren Nachbarschaftsbeziehungen in sogenannten Co-Occurrence Matrizen erfasst werden. Das Verfahren geht von drei texturalen Charakteristika aus: richtungsabhängige, richtungsunabhängige inhomogene Flächen und homogene Flächen. Bei richtungsabhängigen Texturen, wie beispielsweise geradlinigen Feldgrenzen, zeigen die Matrizen eine starke Streuung, mit Ausnahme der Richtung parallel zu den Kanten. Richtungsunabhängige Texturen weisen untereinander ähnliche Formen auf, inhomogene Gebiete (Siedlungen) streuen stark, homogene (Waldgebiete) dagegen nur gering. Aus den Co-Occurrence Matrizen lassen sich sogenannte Texturmerkmale ableiten, die die Grauwertcharakteristik des Bildes in einem Wert beschreiben. Das Angular Second Moment (ASM) entspricht der Quadratsumme der besetzten Elemente der Co-Occurrence Matrix. Es beschreibt die Homogenität des untersuchten Bildes ohne dabei das Ausmaß der Grauwertunterschiede zwischen den Bildelementen zu berücksichtigen. Dies wird beim Inverse Difference Moment (IDM) in Form eines Gewichtungsfaktors im Nenner berücksichtigt:

$$ASM = \sum_{i=1}^{N_g} \sum_{j=1}^{N_g} p_{i,j}^2 \quad (22)$$

$$IDM = \sum_{i=1}^{N_g} \sum_{j=1}^{N_g} \frac{1}{1 + (i - j)^2} \cdot p_{i,j} \quad (23)$$

Für die Analyse von panchromatischen Fernerkundungsdaten hat sich der IDM besser bewährt, weil beim ASM aufgrund der fehlenden Gewichtung der Grauwertdifferenzen bereits leicht verrauschte homogene Regionen als inhomogen ausgewiesen werden (Steinnocher 1994). Er wird für jede Klasse in den vier Richtungen horizontal, vertikal, rechtsdiagonal und linksdiagonal berechnet.

Kanten sind bei der textuellen Beschreibung des Bildinhaltes störend, zur zweidimensionalen Erfassung der Texturmerkmale muss daher eine Kantenbereinigung durchgeführt werden. bei denen keine signifikante Differenz auftritt. Die maximale Differenz (Abb. 18b) senkrecht aufeinander stehender Texturmerkmale kann daher als Kantenindikator herangezogen werden. Das gemittelte Summenbild der IDM-Richtungen (Abb. 18c) ist richtungsunabhängig und repräsentiert homogene Gebiete durch hohe Werte, inhomogene Gebiete und Kanten durch geringe Werte. Durch die Addition von Kantenindikator (maximale Differenz) und Summenbild entsteht das bereinigte Texturmerkmalsbild (Abb.18d), das homogene und inhomogene Gebiete unterscheidet und auch keine Einzelkanten mehr aufweist (Steinnocher 1997).

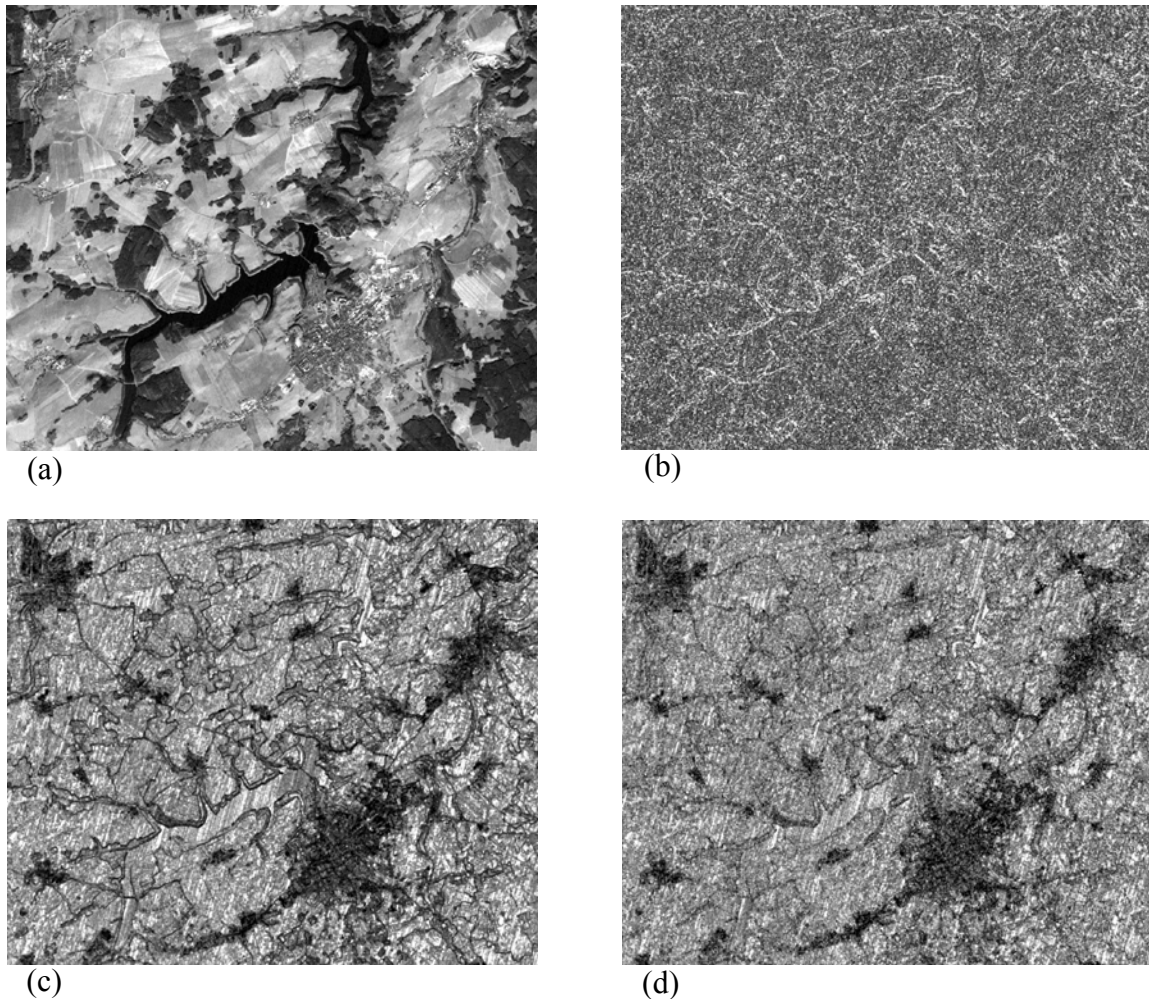


Abb. 18: Bildbeispiele zur Texturerkennung. Originaldatensatz IRS-1C Pan der Talsperre Zeulenroda vom 24.10.97 (a), maximale Differenz der vier Richtungen (b), gemittelte Summe der vier Richtungen (c) und Addition von maximaler Differenz und gemittelter Summe (d) (nach Müschen et al. 2000).

Die Siedlungsflächen in den Einzugsgebieten von Ilm und Unstrut wurden nach dem oben beschriebenen Verfahren von Steinnocher (1997) aus der panchromatischen IRS-1C-Szene vom 25.09.97 abgeleitet (Müschen et al. 2000). Zur Analyse der Siedlungsentwicklung stand eine weitere Landsat-TM-Szene vom 07.08.86 zur Verfügung. Unter der Annahme, dass die Siedlungsfläche von 1986 geringeren Umfang als 1997 hatte, wurde die Siedlungsmaske von 1997 als Grundlage für eine multispektrale Klassifikation der 1986er Landsat-TM-Daten herangezogen. Abbildung 19 zeigt das Ergebnis der Untersuchung der Siedlungsentwicklung für das gesamte Ilm-Einzugsgebiet. Wie aus der Flächenstatistik ersichtlich (Tab. 8), hat sich die versiegelte Fläche von 1986 bis 1997 fast verdoppelt. Vor allem in der Umgebung schon bestehender Städte und Siedlungen hat die Versiegelung zugenommen. Die prozentual sehr hohe Zunahme der Gewässerfläche ist durch die Inbetriebnahme mehrerer Stauseen Ende der Achtziger Jahre zu erklären.

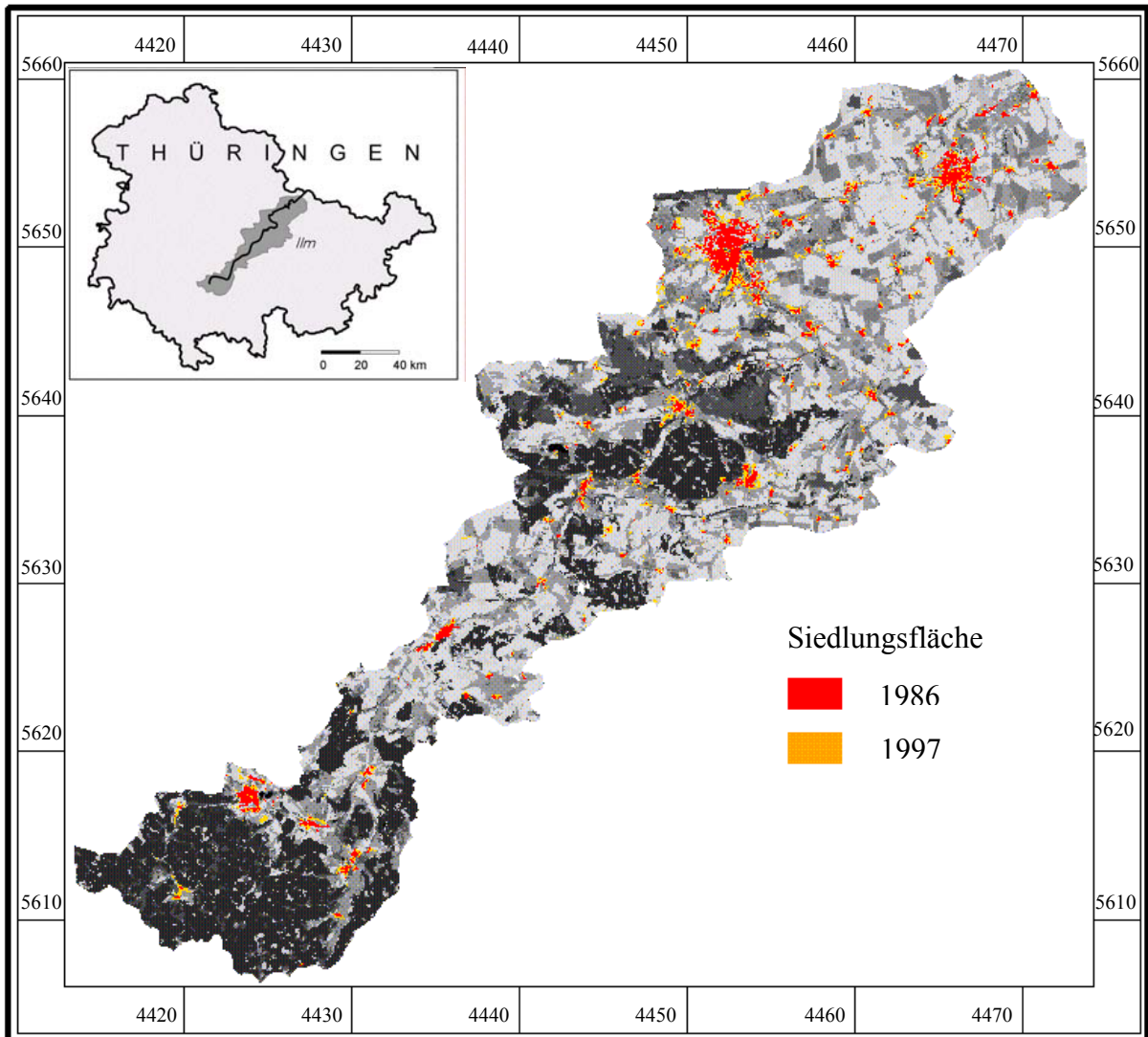


Abb. 19: Siedlungsentwicklung im Irm-Einzugsgebiet. Die versiegelte Siedlungsfläche von 1986 ist in rot dargestellt, diejenige von 1997 in orange.

Tab. 8: Flächenbilanz der historischen Fernerkundungsdatenauswertung (Vergleich 1986/97) Irm-Einzugsgebiet

Klassen	Szene 1986 in [km ²]	Szene 1986 in [%]	Szene 1997 in [km ²]	Szene 1997 in [%]	Veränderung in [km ²]	Veränderung in [%]
Gewässer	0,99	0,11	3,31	0,37	+ 2,32	+ 234,34
Nadelwald	183,83	20,77	187,13	21,10	+ 3,30	+ 0,33
Laubwald	89,93	10,16	63,15	7,12	- 26,78	- 3,04
Getreide	34,39	3,88	29,31	3,28	- 5,08	- 0,60
Grünland	220,86	24,95	153,08	17,26	- 67,78	- 30,69
Offener Boden	4,63	0,52	54,55	6,15	+ 49,92	+ 5,63
Acker	328,31	37,09	358,07	40,37	+ 29,76	+ 3,28
Siedlung	22,15	2,50	38,68	4,36	+ 16,53	+ 1,86
Fläche insgesamt	885,09	100,00	887,28	100,00	+ 2,19	+ 0,25

Anmerkung: Szene 1986 = 100 %

Abb. 20 zeigt einen Ausschnitt des Ergebnisses von Weimar und Umgebung, bei dem die Ergebnisse von 1986 mit denen von 1997 kombiniert wurden. Dabei ist deutlich zu erkennen, dass sich die Stadt nach der Wende vor allem nach Süden hin erweitert hat.

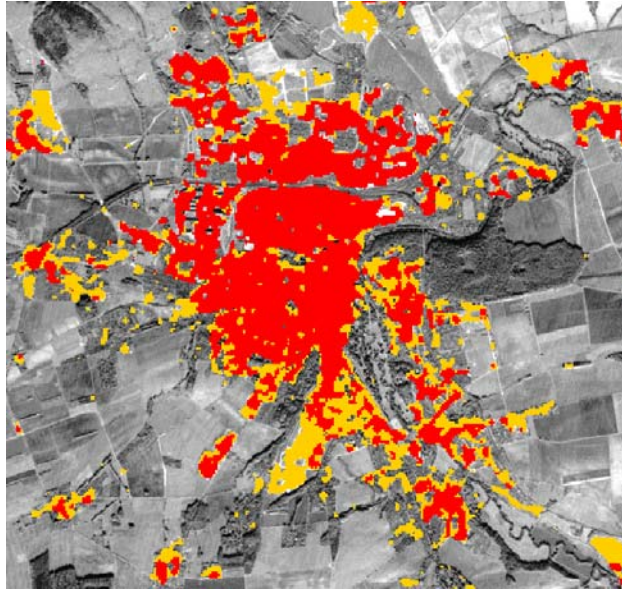


Abb. 20: Siedlungsentwicklung 1986 bis 1997 am Beispiel der Stadt Weimar. Rot: Siedlungsfläche 1986, Orange: Siedlungsfläche 1997.

6.2.2 Landnutzungslegende für semi-aride Räume am Beispiel des südlichen Afrika

Auch im semi-ariden südlichen Afrika spielen Fernerkundungsdaten im Bereich der wasserwirtschaftlichen Planung aufgrund ihrer Flächenhaftigkeit und Aktualität als Inputdaten aber auch als Validierungsgrundlage eine große Rolle. Dort hat in den letzten Jahrzehnten durch Bevölkerungszunahme und fortschreitende Industrialisierung der Wasserbedarf stark zugenommen. Deshalb galt es zur Analyse von Wassermenge und -qualität sowie der zeitlichen und räumlichen Verteilung innerhalb der Einzugsgebietsgrenzen ein integriertes System zur nachhaltigen Wasserbewirtschaftung zu entwickeln. Solch ein System verwendet physikalisch basierte hydrologische Modelle mit Fernerkundungsinput (Staudenrausch et al. 2000).

Unter den aus Fernerkundungsdaten ableitbaren relevanten Parametern (Hochschild et al. 2000c) kommt der Landnutzung besondere Bedeutung zu (vgl. Kap. 5.2.1). So wurden für die drei Einzugsgebiete Mkomazi (4400 km², Südafrika), Mbuluzi (3100 km², Swaziland) und Mupfure (11 600 km², Zimbabwe) Landnutzungsclassifikationen unter hydrologischen Gesichtspunkten mit einer einheitlichen Landnutzungslegende angefertigt. Die Legende enthält drei unterschiedliche Detaillierungsgrade, die je nach Modellanforderungen eingesetzt werden können.

Der dreistufige Legendenansatz folgt dem Standard Land Cover Classification Scheme for Remote Sensing Applications in South Africa (Thompson 1996), der aber vor allem in hydrologischer Sicht verbessert wurde. So wurde zwischen einheimischen und exotischen (aufgeforsteten) Waldbeständen unterschieden, Siedlungsbereiche wurden nicht nach Einkommensklassen sondern nach verschiedenen Versiegelungsgraden unterschieden und landwirtschaftliche Nutzflächen wurden nach der Dauer des Pflanzenbestandes in permanente und temporäre Feldfrüchte unterschieden.

Als Inputdaten für die Landnutzungsklassifikationen dienten optische Landsat-TM-Daten von jeweils mehreren Aufnahmetermen aus den Jahren 1996 bis 2000. Gerade die Möglichkeit der multitemporalen (saisonalen und auch interannuellen) Analyse verbesserte die Klassifikationsergebnisse erheblich (vgl. Tab. 10).

Im Level I der Landnutzungslegende für semi-aride Einzugsgebiete wurden 9 allgemeine Klassen unterschieden, die sich ohne größere Schwierigkeiten aus den Fernerkundungsdaten ableiten ließen. Im Level II wurden diese 9 Klassen in 20 Unterklassen aufgeteilt, die sich ebenfalls durch überwachte Maximum-Likelihood-Klassifikation aus den Landsat-Daten extrahieren ließen. Level III enthält Detailinformationen, die nicht mehr in allen Einzugsgebieten zu erkennen waren. Hier wurde deshalb ein für jedes Einzugsgebiet eigenständiger Level eingeführt. Methodisch wurde allerdings für jedes Einzugsgebiet zunächst eine Klassifikation mit der detailliertesten Klassentiefe durchgeführt. Die allgemeineren Level wurden dann durch Zusammenfassen der detaillierteren Level erzeugt (Level II aus Level III, Level I aus Level II). Tab. 9 gibt einen Überblick über das dreistufige Legendenkonzept. Abb. 21 zeigt die flächenhafte Verteilung der unterschiedlichen Klassentiefen am Beispiel des Mkomazi. Eine ausführliche Klassenbeschreibung enthält Hochschild et al. (2001).

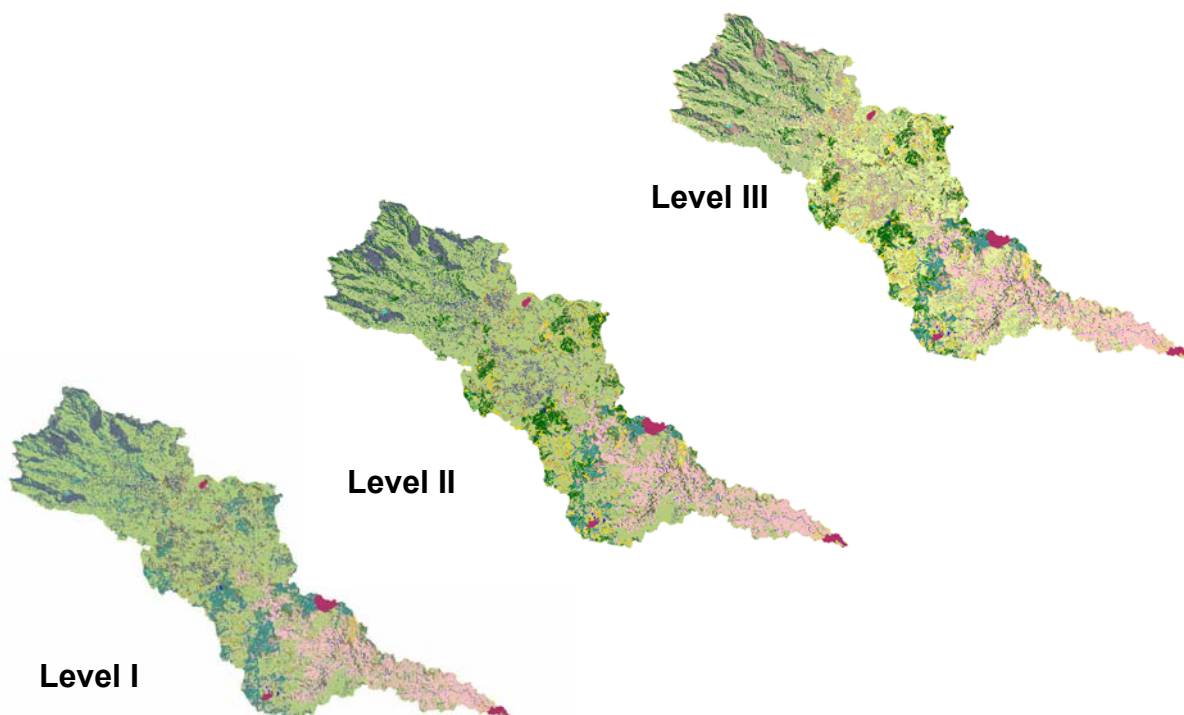


Abb. 21: Dreistufige Landnutzungsklassifikation für semi-aride Gebiete (Mkomazi).

Tab. 9: Dreistufiges Legendenkonzept für semi-aride Räume. Level III ist in jedem Einzugsgebiet unterschiedlich

LEVEL I	LEVEL II	LEVEL III Zimbabwe	LEVEL III Südafrika	LEVEL III Swaziland
1000 Wald/Baumsavanne	1100 Wald 1200 Baumsavanne 1300 Baumbestandene Graslandsavanne	1101 Natürlich 1102 Miombo		
2000 Aufforstungen	2100 Kiefern 2200 Eukalyptus 2300 Wattle 2400 Heimische spez. 2500 Junge Aufforst.	2201 alt 2202 jung	2201 alt 2202 jung	2201 alt 2202 jung
3000 Dickicht/Buschland	3100 Dickicht 3200 Buschland			
4000 Grasland	4100 natürlich 4200 bearbeitet	4101 Turpentinegras 4102 Hangweide 4201 Futterklee 4202 Red gras 4203 Bewäs. Weide	4201 Futterklee 4202 Red gras	
5000 Wasserflächen		5001 klares Wasser 5002 sedimentbeladen		
6000 Feuchtgebiete				
7000 Offene Flächen	7100 Offener Boden/ Felsausbisse 7200 Degrad. Flächen 7300 Abholzung		7101 Offener Boden 7102 Felsausbisse	7101 Offener Boden 7102 Felsausbisse
8000 Agrarflächen	8100 Perm.Feldfrüchte 8200 Temp.Feldfrüchte	8201 Mais 8202 gepflügt	8201 Mais 8201 gepflügt	8201 Mais 8202 gepflügt 8203 Baumwolle
9000 Siedlungsflächen	9100 Wohngebiete 9200 Kommerziell 9300 Industrie	9101 geringe Dichte 9102 hohe Dichte		

Mkomazi (South Africa)

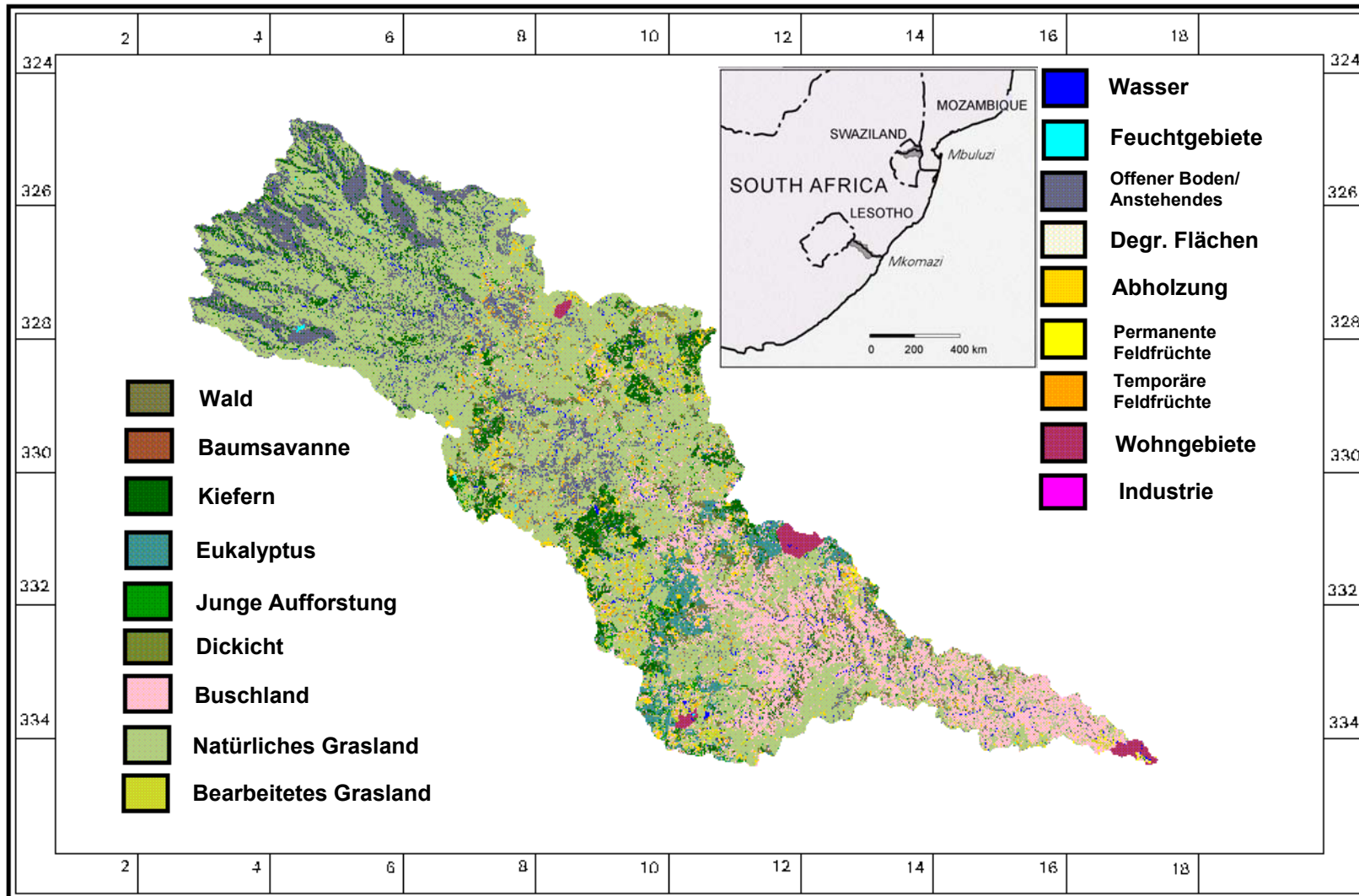


Abb. 22: Level II-Landnutzungs-klassifikation des Mkomazi-Einzugsgebiets in Südafrika.

Tab. 10: Konfusionsmatrix zur Überprüfung der Klassifikationsgenauigkeit im semi-ariden Einzugsgebiet des Mkomazi (Südafrika)

Landnutzung Mkomazi	Validierungspixel der Kontrollflächen												users accuracy
	Wasser	Wald	Kiefer	Eucalyp- tus	Busch- land	Bearb. Grasland	Permanen- te Früchte	Temporäre Früchte	Offener Boden	Natürl. Grasland	Abholzung/ Aufforstung	Summe	
klassifizierte Pixel	Wasser	Wald	Kiefern	Eukalyptus	Buschland	Bearb. Grasland	Permanente Früchte	Temporäre Früchte	Offener Boden	Natürl. Grasland	Abholzung/ Aufforstung	Summe	
	1109	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1109	100.00
	11	3065	838	406	256	0	5	0	0	0	31	4612	66.46
	0	139	6301	756	53	0	0	0	0	0	278	7527	83.71
	0	13	26	7820	41	0	0	0	0	0	360	8260	94.67
	0	240	10	369	1721	65	101	7	0	0	18	2531	68.00
	0	0	0	49	11	1225	29	63	0	0	0	1377	88.96
	0	0	0	5	9	0	399	0	0	0	0	413	96.61
	0	0	0	0	4	0	0	687	17	8	0	716	95.95
	0	0	1	2	2	0	0	74	1583	1	0	1663	95.19
	0	11	10	193	82	5	8	262	114	4831	68	5584	86.52
	0	30	15	493	60	0	0	8	0	17	1016	1639	61.99
	1120	3498	7201	10093	2239	1295	542	1101	1714	4857	1771	35431	
producers accuracy	99.02	87.62	87.50	77.48	76.86	94.59	73.62	62.40	92.36	99.46	57.37		

6.2.3 Kohärenz und Radarrückstreuung – physikalische Oberflächenbeschaffenheit als Abgrenzungskriterium einzelner Landnutzungsklassen

Die interferometrische Kohärenz bezeichnet den Grad der Korrelation interferometrischer Datensätze und ergibt sich aus Gleichung 24 durch räumliche Mittelung:

$$\hat{\gamma} = \frac{\sum_{n=1}^N c_1^{(n)} \cdot c_2^{(n)}}{\sqrt{\sum_{n=1}^N |c_1^{(n)}|^2 \cdot \sum_{n=1}^N |c_2^{(n)}|^2}} \quad (24)$$

mit

- $c_1^{(n)}, c_2^{(n)}$: komplexwertige Daten der Szene 1 bzw. der Szene 2
- N: Größe des Mittelungsfensters
- γ : Schätzwert der Kohärenz

Sie besitzt ein inhaltliches Potential, weil sich die Kohärenz verschiedener Oberflächenmaterialien im zeitlichen Verlauf verändert. Oberflächenformen mit hohem Anteil an Volumenstreuung besitzen generell eine geringere Kohärenz als solche mit statischer Geometrie und hohem Anteil an Oberflächenstreuung. Aber auch Feuchteänderungen von Substraten oder oberflächliche Lageveränderungen infolge Windwirkung führen zu einer geringeren Kohärenz (Klenke 1999).

Die Radarrückstreuung wird als Radarrückstreuquerschnitt σ , als zurückgestreute Leistung (Amplitude) gemessen. σ ist definiert als der Quotient aus der tatsächlich empfangenen Energie und der potenziell zurückgestrahlten Energie. Er wird auch als σ^0 , als Radarrückstreuquerschnitt pro Flächeneinheit angegeben. Er ist von systemeigenen (Frequenz, Einfallswinkel, Polarisation) und objekteigenen (Relief, Oberflächenrauigkeit, Bodenfeuchte, Dielektrizitätskonstante) Parametern abhängig. Die Einheit ist Dezibel (dB):

$$\sigma^{0[\text{dB}]} = 10 \log \sigma^0 \quad (25)$$

Auf das Anwendungspotential der beiden Informationsträger Kohärenz (Phase) und Rückstreuung (Amplitude) für die Diskretisierung einzelner Landnutzungsklassen wurde bereits in Kap. 5.2.1 hingewiesen. Am deutlichsten wird dies bei der Abgrenzung von Waldgebieten. Infolge des hohen Anteils an Volumenstreuung und der temporären Dekorrelation durch die Windbewegung weisen die bewaldeten Gebiete geringere Kohärenzwerte als agrarwirtschaftlich genutzte Flächen oder Siedlungen auf. Es ist daher naheliegend, die Kohärenzinformation zur präzisen Abgrenzung von Wald und Nicht-Waldgebieten zu nutzen (Hochschild et al. 2000b), zumindest in Zeiten ohne Schneedecke.

Abb. 23 zeigt das nutzungsspezifische Kohärenzverhalten von Wald im Gegensatz zu anderen Landnutzungsformen von 3 Tandempaaaren aus dem Siegeinzugsgebiet. Die Kohärenzwerte

der Waldflächen liegen bei allen Aufnahmezeitpunkten deutlich unter denen der anderen Landnutzungstypen (Klenke & Hochschild 1999). Schneebedeckte Wälder verfügen dagegen über hohe Kohärenz, wie im südwestlichen Teil des Gera-Einzugsgebiets zu erkennen ist (Abb. 24).

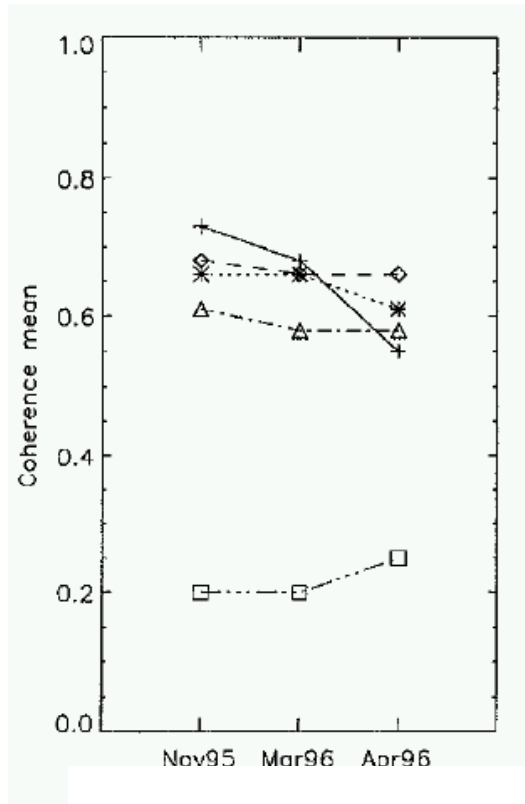


Abb. 23: Nutzungsspezifisches Kohärenzverhalten (aus Klenke & Hochschild 1999).

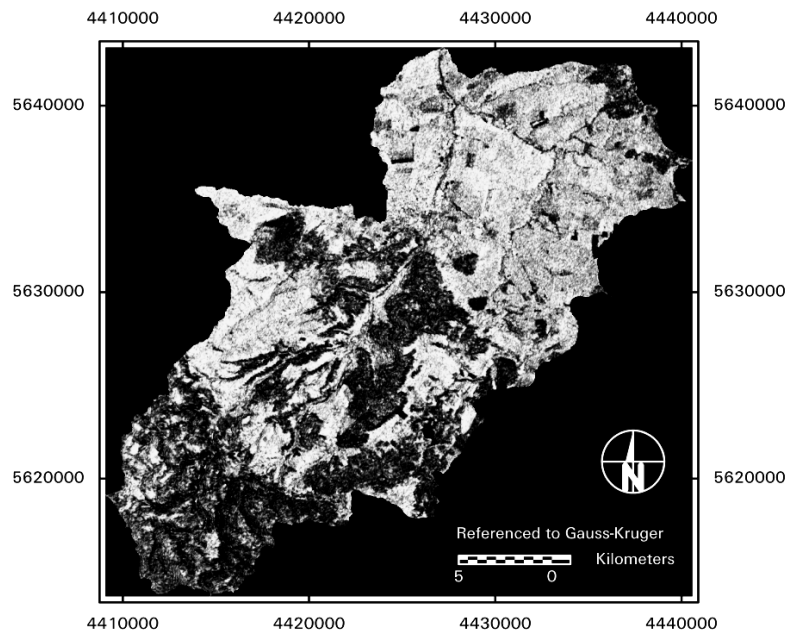


Abb. 24: Kohärenzbild des Einzugsgebiets der oberen Gera vom 27./28.04.96 (Hochschild et al. 1999).

Überwachte Landnutzungsclassifikationen auf der Basis multitemporaler Auswertung der Radarrückstreuungintensität erreichen durchschnittlich Genauigkeiten von 60 bis 70 % (Hagg & Sties 1996). Abb. 25 zeigt eine multitemporale Intensitätskomposite des Einzugsgebiets der oberen Gera. Der Norden zeichnet sich durch einen hohen Prozentsatz an landwirtschaftlich genutzten Flächen aus, die aufgrund der unterschiedlichen Phänologie und des Bearbeitungsstadiums der Feldfrüchte in verschiedenen Farben (Rot, Grün, Gelb) zu erkennen sind. Die Waldgebiete verändern sich nicht und erscheinen daher grau.

Von Klassifikationen, die auf Kohärenz- und Intensitätsinformationen (Borgeaud & Wegmüller 1996, Stebler 1998, Hochschild et al. 1999) basieren, werden höhere Genauigkeiten erwartet. Abb. 26 zeigt eine Intensitäts/Kohärenz-Komposite des Gera-Testgebiets in der die wesentlichen Landnutzungsclassen (Wald – grün, Ackerland – rot, Siedlungen – gelb) schon aus der visuellen Interpretation erkannt werden können.

Die Maximum-Likelihood-Klassifikation wurde mit insgesamt 6 Kanälen durchgeführt (Bartsch 1999, Abb. 27), wobei 3 Kanäle durch die Intensitätswerte von 3 Aufnahmetermen (24.03., 22.04., 28.04.96) und die restlichen Kanäle durch die jeweiligen Kohärenzbilder aus den 3 Tandem-Paaren gebildet wurden. Dadurch konnten 13 Klassen einschließlich Winterweizen, Winterroggen und Wintergerste unterschieden werden. Die Gesamtklassifizierungsgenauigkeit betrug 88 %, ein den Landsat-TM-Klassifikationen vergleichbares Ergebnis (Hochschild et al. 2000b).

Ende April wurde mit der Bestellung der Äcker für die Sommerfrüchte begonnen. Deshalb weisen landwirtschaftliche Nutzflächen, die innerhalb der 24 Stunden zwischen den ERS-Überflügen bearbeitet wurden, sehr geringe Kohärenzwerte auf.

Da die Tandempaare in der phänologischen Jahreszeit des Erstfrühlings (21./22. April 1996, starker Temperaturanstieg) aufgenommen wurden, konnte der Blattaustrieb von Laubbaum- und Straucharten aufgenommen werden. Besonders bei Bergahorn und Eichen am Rande des Thüringer Waldes war die Kohärenz deutlich geringer als bei anderen Baumarten.

Ein etwas anderes Verfahren wurde im Bröl-Einzugsgebiet eingesetzt. Zunächst wurde eine Wald/Nicht-Wald-Maske mit einer unüberwachten Klassifizierung aus der Kohärenz erstellt. Zur Unterscheidung zwischen Grünland, Wiese, Acker und einer Siedlung/Wald-Klasse wurde eine Maximum-Likelihood-Klassifizierung (MLC) der nachgeordneten Hauptkomponenten (2.-4.) (Klenke & Hochschild 1999) durchgeführt. Aufgrund der Rückstreuungintensität ließen sich Siedlung und Wald nicht unterscheiden. Die Trennung erfolgte im GIS: alle Pixel mit dem Siedlung/Wald-Attribut der MLC und dem Nicht-Wald-Attribut der unüberwachten Kohärenzclassifizierung wurden der Siedlungsclassen zugeordnet.

In einem Nachbearbeitungsschritt wurden alle unsicher classifizierten Pixel mit einem Nachbarschaftsfilter reclassifiziert. Am Ende wurde die Klassifizierungsgenauigkeit mit einer Konfusionsmatrix, in der Ergebnis und Kontrollflächen gegenübergestellt wurden, überprüft. Die durchschnittliche Genauigkeit betrug 81 %.

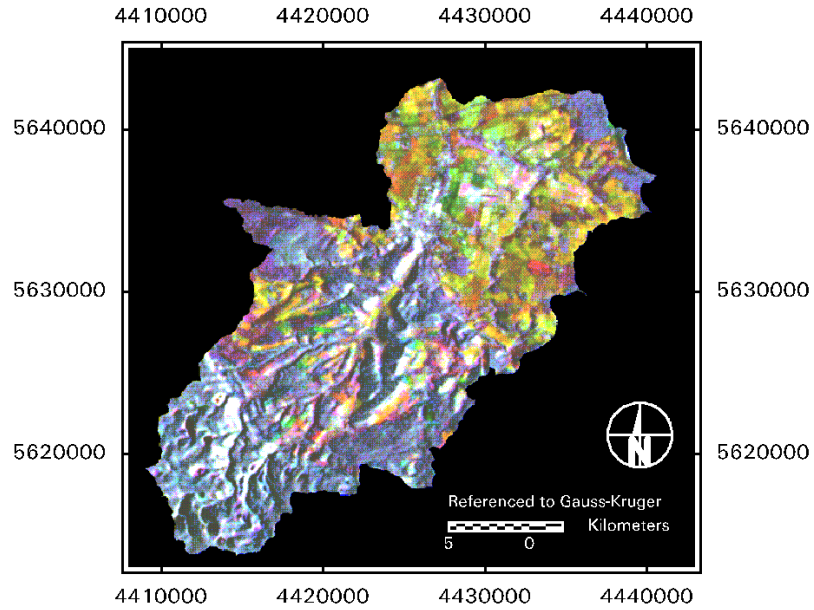


Abb. 25: Multitemporale Intensitätskomposite des Gera-Einzugsgebiets (rot – 23.03.96, grün – 30.09.95, blau – 27.04.96) (Hochschild et al. 2000b).

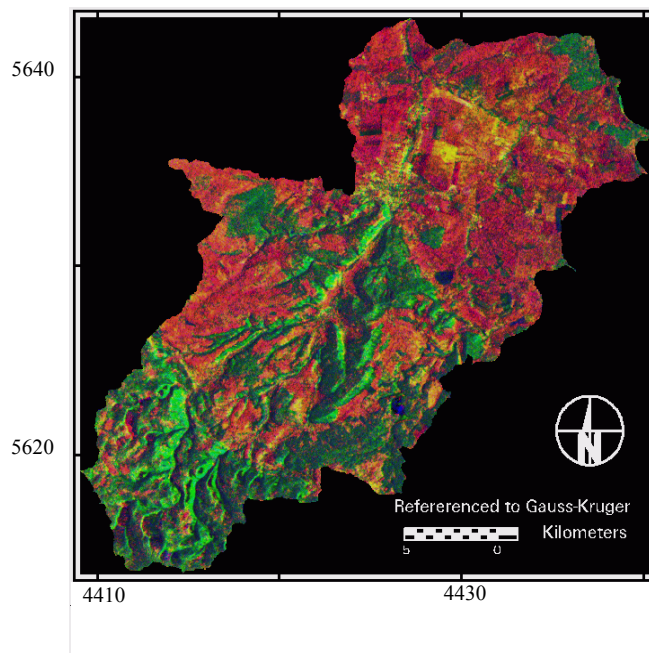


Abb. 26: Intensitäts/Kohärenz-Komposite Gera-Einzugsgebiet: rot – Kohärenz 27./28.04.96, grün – Intensität 27.04.96, blau – Intensitätsdifferenz 27./28.04.96 (Hochschild et al. 2000b).

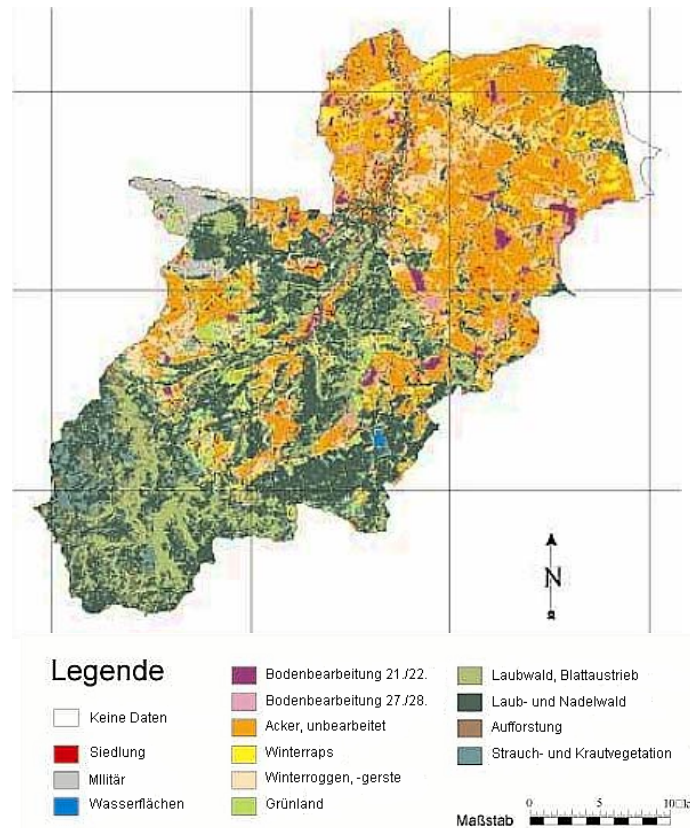


Abb. 27: Multitemporale Landnutzungsklassifikation des oberen Gera-Einzugsgebiets unter Verwendung der Rückstreuintensität und der interferometrischen Kohärenz (Hochschild et al. 2000b).

Die Rückstreuintensitäten verschiedener Landnutzungstypen überlappen sich stark. Bessere Trennbarkeiten lassen sich durch das Hinzuziehen der Kohärenzinformation bzw. der Hauptkomponentenanalyse erreichen. Die Acker- und Grünland-Klassen können dadurch deutlich von Siedlung/Wald unterschieden werden. Die erreichten Genauigkeiten entsprechen denen vergleichbarer Klassifizierungen mit optischen Daten. Besonders die Kohärenzinformation hat ihre Fähigkeit zur Abgrenzung der Waldflächen bewiesen. Die Studie des Gera-Einzugsgebiet hat gezeigt, daß die interferometrische Kohärenz ein großes Potential für die Unterscheidung von Feldfrüchten während der Vegetationsperiode besitzt. Das gilt ebenso für die Erfassung der Schneebedeckung (Hochschild et al. 2000b).

Die hydrologische Relevanz der Integration der Kohärenzinformation ergibt sich zum einen aus der Möglichkeit den Beginn der Vegetationsperiode zu erfassen. Damit lassen sich phänologische Modelle kalibrieren womit ein besseres Modellierungsergebnis zu erwarten ist. Winterraps und Winterroggen besitzen nicht nur aufgrund ihrer andersartigen Wurzelsysteme und blattflächen hydrologische Relevanz, ihre Bedeutung liegt vor allem in der Bodenbedeckung über den Winter.

6.2.4 Landnutzungskartierung mit multifrequenten flugzeuggetragenen E-SAR-Daten

Die Rückstreuintensitäten multifrequenter E-SAR-Daten stellen eine komplexe Information in Abhängigkeit der strukturellen und dielektrischen Materialeigenschaften dar. Einzelne Landnutzungen weisen daher unterschiedliche, charakteristische, radarsensitive Oberflächeneigenschaften auf. Das erfordert eine schrittweise Segmentierung des Gesamtbildes in verschiedene Bereiche, die unterschiedlichen Auswertemethoden unterzogen werden. Zur Umsetzung dieses Konzeptes wurde für die Bearbeitung der multifrequenten E-SAR-Daten in Anlehnung an Dobson et al. (1995a) ein mehrstufiges Verarbeitungsschema, der sogenannte Levelansatz (vgl. Abb. 28) entwickelt.

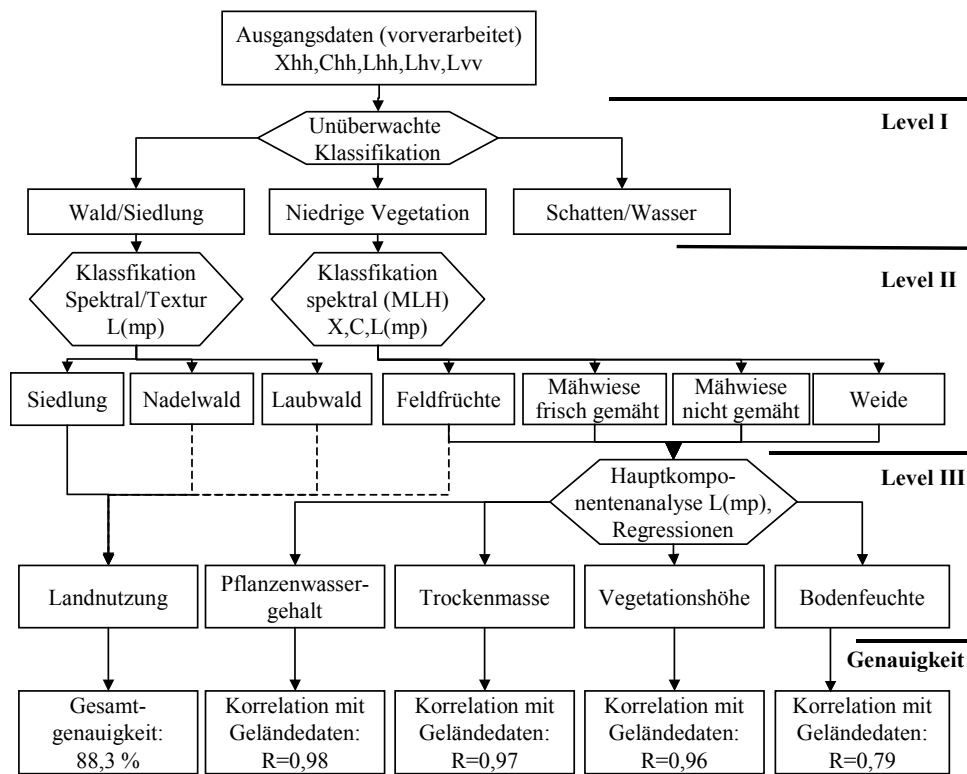


Abb. 28: Levelansatz für die Auswertung der E-SAR-Daten mit Angaben zur Genauigkeit der abgeleiteten Parameter (Herold et al. 2000b).

Die Grundlage des Levelansatzes bilden die vorverarbeiteten Radardaten und die Ergebnisse der Rückstreueinterpretation. Im Level I werden Gebiete mit deutlich unterschiedlichen Rückstreueigenschaften (Niedrige Vegetation, Wald/Siedlung) mittels unüberwachter Klassifikation getrennt. Im Level II erfolgt die weitere thematische Segmentierung der primären Klassen aufgrund unterschiedlicher struktureller oder dielektrischer Eigenschaften, z.B. die Klassifikation der Level I-Kategorie „Niedrige Vegetation“ in verschiedene Grünlandnutzungen mit überwachten Verfahren oder die Trennung von Wald und Siedlung aufgrund textueller Eigenschaften. Ziel ist es die Rückstreueinformationsunterschiede, resultierend aus den dreidimensionalen strukturellen und dielektrischen Eigenschaften unterschiedlicher Oberflächen, sukzessive zu trennen, um die quantitative Ableitung geo- und biophysikalischer Parameter auf bestimmte Bildbereiche zu konzentrieren. Innerhalb dieser Bereiche können dann erarbeitete Methoden (z.B. Rückstreumodelle, Korrelation mit Geländemesswerten) erfolgreich zur Ableitung von Oberflächenparametern angewendet werden (Level III). Der Levelansatz trägt damit der komplexen Rückstreueinformation multifrequenter und multipolarimetrischer SAR-Daten Rechnung. Die Landnutzung konnte durch Zusammenfassen der sieben Level II-Klassen mit einer Gesamtgenauigkeit von 88,3 % erfaßt werden (Herold et al. 2000b).

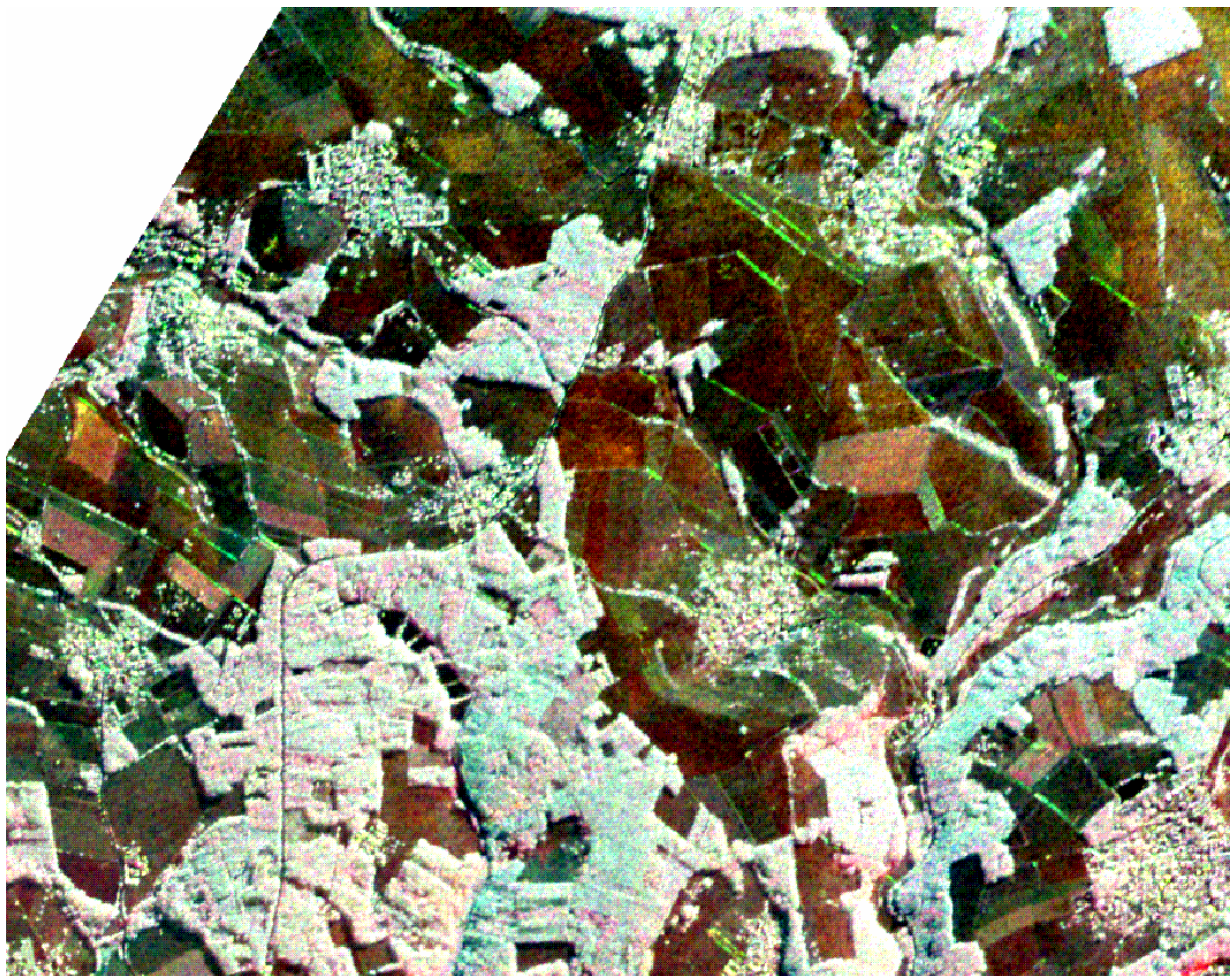


Abb. 29: RGB-Komposite der L-VV/L-HH/L-HV-Polarisationen aus dem Einzugsgebiet der Bröl. Aufnahmeterrnin: 26.06.96 (Herold 2000a).

Für visuelle Interpretationszwecke und um die Annahmen des Levelansatzes zu untermauern wurden die einzelnen Frequenzen und Polarisationen zunächst zu RGB-Kompositen zusammengefügt. Die kontrastreichste Kombination ergab sich aus den drei L-Band Polarisationen (Abb. 29). Am auffälligsten sind die Wald- und Siedlungsgebiete mit sehr hoher Rückstreuung (vgl. auch Abb. 35), bedingt durch verschiedene Double-bounce-Reflexionen. Dabei zeichnen sich die Siedlungen vor allem durch ihre heterogene Textur aus. Bei den Waldgebieten erscheinen einzelne Flächen in hellrosa andere in hellblau, die sich durch Rückstreuunterschiede zwischen Laub- und Nadelwaldbereichen in den einzelnen Polarisationen erklären lassen. Die Gebiete der niederen Vegetation (Grünland- und Ackerflächen) erscheinen in bräunlichen Tönen, wobei die Ackerflächen heller wirken. Die grünen Streifen sind parallel zur Flugrichtung (senkrecht zu den ausgesandten Radarstrahlen) verlaufende Weidezäune, die sich aufgrund ihrer dielektrischen Eigenschaften als starke Streuer im L-HH abbilden.

Abb. 30 zeigt die unterschiedlichen Spektralsignaturen von 5 verschiedenen Landnutzungsformen. Sowohl im L-HH als auch im L-HV weisen die Gebiete niederer Vegetation die geringsten Rückstreuintensitäten auf. Dabei zeigt die Klasse „Grünland gemäht“ noch deutlich geringere Werte als landwirtschaftliche Feldfrüchte, was vor allem auf Unterschiede in der Biomasse (Pflanzenwassergehalt) aber auch strukturelle Eigenschaften zurückzuführen ist.

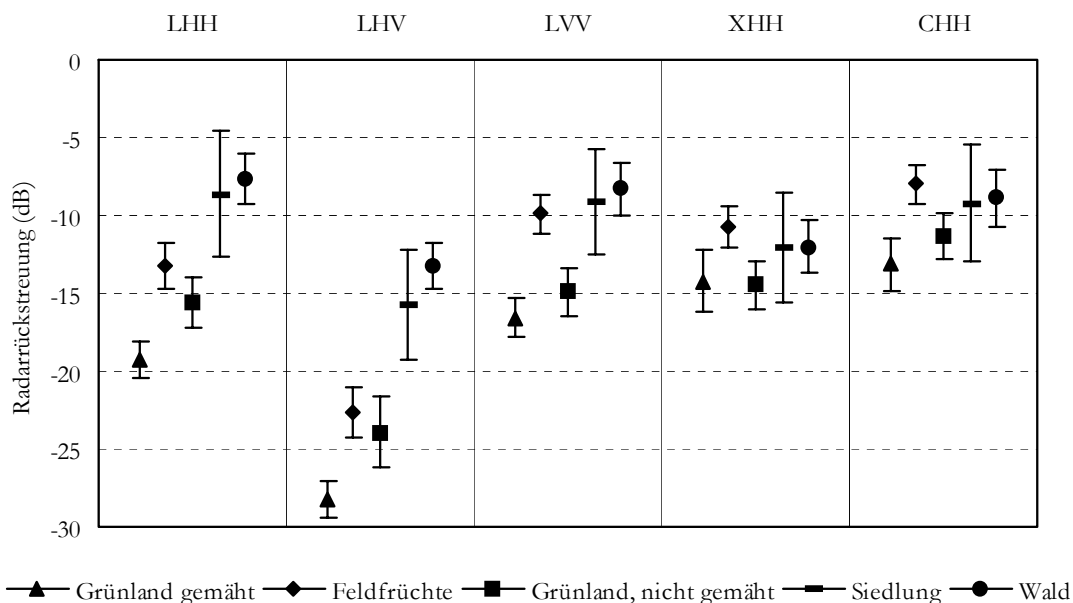


Abb. 30: Mittelwert und Standardabweichung der Rückstreuintensitäten verschiedener Landnutzungsformen in den unterschiedlichen Frequenzen und Polarisationen (Herold 2000a).

Insgesamt sind die L-HV-Werte geringer als die L-HH Rückstreuung, bei gleichem Verhältnis der einzelnen Landnutzungsformen zueinander. Die L-VV Rückstreuung durchdringt Grünlandvegetation, deshalb sind die Werte hier höher als in den anderen L-Band Polarisationen. Bei der L-VV Rückstreuung fällt vor allem der relativ hohe Wert der Feldfrüchte auf, der in erster Linie auf Maispflanzungen mit dicken Stengeln zurückzuführen ist, die die vertikal polarisierte L-Band Strahlung mit double-bounce Effekten zurückstreuen. In den beiden kürze-

ren Wellenlängen X- und C-Band ist eine Trennung der verschiedenen Landnutzungsklassen kaum möglich, der Informationsgehalt also deutlich geringer.

Bei der Level-I-Segmentierung wurden mit Hilfe eines unüberwachten Klassifikationsverfahren mit vorgegebener Klassenzahl (10) und iterativ arbeitendem Algorithmus die drei Klassengruppen „Niedrige Vegetation“, „Wald/Siedlung“ und „Schatten/Wasser“ unterschieden. Schatten- und Wasserflächen weisen sehr geringe Rückstreuwerte auf und sind deshalb leicht von den beiden anderen Gruppen zu trennen. Da die Flächenanteile sehr gering waren, wurden sie von den nachfolgenden Arbeitsschritten ausgeschlossen.

Der Isodata-Clustering-Algorithmus arbeitete bis zu einem Konvergenzkriterium von 95 %, d.h. der Prozentsatz der Pixel die ihre Klassenzugehörigkeit zwischen zwei Iterationen nicht mehr verändern. Ursprünglich wurden 10 Klassen gewählt, die später aber wieder zu den 3 Level-I-Klassen zusammengefasst wurden. So wurde eine sehr hohe Genauigkeit erreicht (objektiv existierten keine fehlklassifizierte Pixel), Ulaby (1998) erwähnte bei einer vergleichbaren Level-I-Klassifikation eine Genauigkeit von über 96 %.

Der zweite Level dient der qualitativen Unterscheidung der Level-I-Bildbereiche. Durch überwachte Klassifikationsverfahren unter Verwendung spektraler und textueller Eigenschaften aus unterschiedlichen Frequenzen und Polarisationen wurden hydrologische relevante Klassen ausgewiesen. Die endgültige Landnutzungskarte des Testgebiets an der Bröl ergab sich durch Zusammenfügen aller Level-II-Klassen. Die endgültige Landnutzungskarte des Testgebiets an der Bröl ergab sich durch Zusammenfügen aller Level-II-Klassen (Abb. 31). Insgesamt wurden folgende 7 Landnutzungsklassen ausgewählt: „gemähtes Grünland“, „nicht gemähtes Grünland“, „Weide“, „Ackerland“, „Siedlung“, „Laubwald“ und „Nadelwald“.

Für die Klassifikation der Bereiche niederer Vegetation wurden alle Frequenzen und Polarisationen verwendet. Dazu wurden zunächst Trainingsgebiete der vier zu trennenden Klassen ausgewählt und entsprechend der zunehmenden Rückstreuung in „Grünland gemäht“, „Weideland“, „Grünland nicht gemäht“ und „Feldfrüchte“ unterschieden. Zur Trennung der Wald- und Siedlungsbereiche reichen die spektralen Eigenschaften nicht aus. Hier wird die Textur als weiteres Kriterium zur Diskriminierung der heterogenen Siedlungsflächen herangezogen. In einem 9 x 9 Fenster werden die kleinräumigen Grauwertunterschiede analysiert. Die Varianz der Siedlungsbereiche ist deutlich höher als die der umliegenden Grünlandflächen. Aber auch die Waldränder besitzen eine hohe Varianz. Um diese Information zu unterdrücken wurde zunächst eine Mittelwertfilterung vorgenommen, um die Siedlungsbereiche in flächenhafte Strukturen zu überführen und im Anschluß daran eine Minoritätsfilterung um lineare Strukturen an den Waldrändern zu eliminieren. Zum Abschluß wurde dann noch ein Upscaling der Daten in Form einer Reampling-Prozedur von 2,5 auf 10 m durchgeführt, um kleinräumige Rückstreuinhomogenitäten aufgrund der hohen Auflösung in Waldgebieten nicht zu Fehlklassifikationen führen zu lassen. So konnte die Texturinformation als zusätzlicher Kanal in den Klassifikationsprozess integriert werden und die Trennung von Siedlung- und Waldflächen vorgenommen werden. Die Unterscheidung von Laub- und Nadelwald erfolgte vor allem auf-

grund der Rückstreuung im L-HH, wo die Laubwälder wahrscheinlich wegen der diffusen Orientierung der Äste geringere Rückstreuung aufweisen (Herold 2000a).

Zur Nachbearbeitung wurden in Anlehnung an Klenke (1999) aufgrund der Mahalanobis-Distanz falsch oder unsicher klassifizierte Pixel zurückgewiesen. Dies betraf in erster Linie die Klassen Weide, Laubwald und Siedlung. Im anschließend daran wurde eine umgebungsbezogene Reklassifikation durchgeführt, wobei unklassifizierte Pixel mit thematischer Information aus der Umgebung aufgefüllt wurden.

Die Gesamtgenauigkeit von 88,3 % wurde mit einer flächengewichteten Mittelung berechnet. Der Vergleich mit Landsat-TM-Daten von 1992 (Herold 2000a) ergab eine ähnliche Verteilung der Hauptlandnutzungsklassen Wald, Siedlung, Grün- und Ackerland. Die dort erreichte Genauigkeit von 94,7 % (Klenke 1999) ist auf die geringere Klassentiefe zurückzuführen. Die hydrologische Relevanz ergibt sich aus der Fähigkeit Grünland gemäht, nicht gemäht, sowie Weideflächen unterscheiden zu können. Dies ist mit optischen Daten nicht möglich.

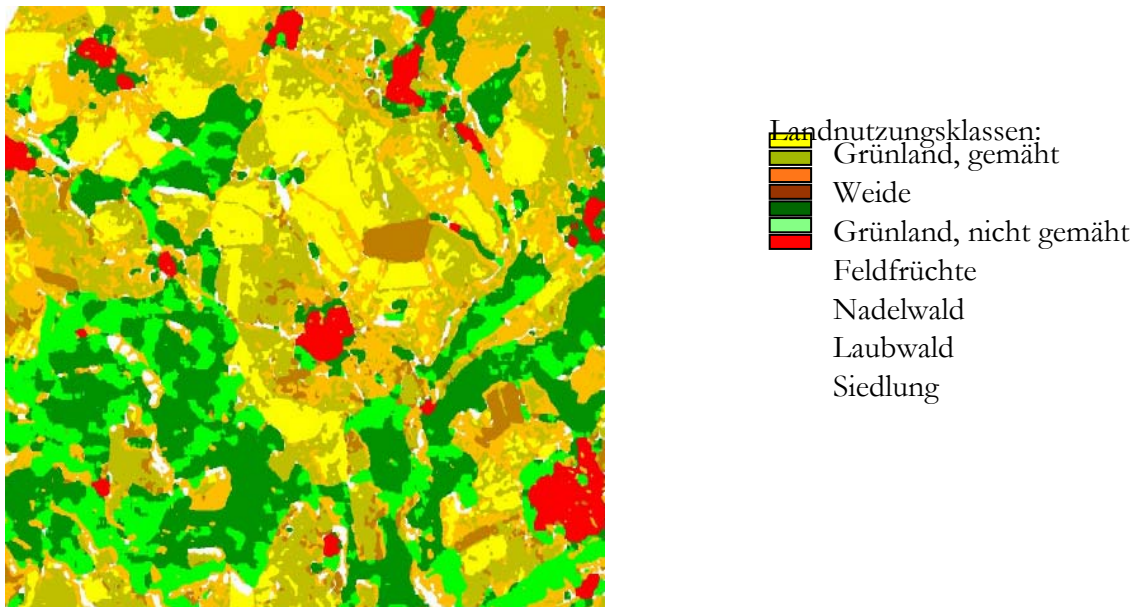


Abb. 31: Ausschnitt der flächenhaften Landnutzungsverteilung im Untersuchungsgebiet Bröl (nach Herold 2000a).

Tab. 8: Klassifikationsgenauigkeit der multifrequenten E-SAR-Datenauswertung an der Bröl (Herold 2000a)

<i>Landnutzung</i>	<i>Anzahl der Referenzflächen</i>	<i>Richtig klassifizierte Pixel (%)</i>	<i>Prozentualer Flächenanteil (%)</i>
Grünland, gemäht	4	94,0	13,3
Grünland, nicht gemäht	3	92,2	23,6
Weide	2	85,3	19,2
Feldfrüchte	2	95,4	5,0
Siedlung	3	87,4	3,1
Laubwald	3	78,2	12,0
Nadelwald	4	85,8	23,0
Unklassifiziert	0	---	0,7
<i>Insgesamt</i>	<i>21</i>	<i>88,32</i>	<i>99,9</i>

6.2.5 Die Analyse polarimetrischer Radarbilddaten für Landnutzungs-klassifikationen

Die Polarimetrie betrachtet die Vektornatur von polarisierten elektromagnetischen Wellen. Sie erschließt somit eine neue geometrische Information, die auf der Art der Rückstreuung basiert. Bei abrupten Änderungen des Brechungsindex, also beispielsweise dem Auftreffen an der Bodenoberfläche, ändert sich der Polarisationszustand, d.h. die Welle wird repolarisiert. Nach der Reflexion einer Welle können aus ihrem Polarisationszustand Informationen über den reflektierenden Körper gewonnen werden. Diese Information ist vor allem für die Bestimmung der Landnutzung interessant, man kann aber auch Bodenfeuchteinformation ableiten (Keller 2000).

Die Polarimetrie beschreibt letztendlich mit welchem Winkelversatz ehemals ausgesandte Strahlung nach der Interaktion mit der Bodenoberfläche zurückgestreut wird. Als Streuprozesse treten die Streuung an rauen Oberflächen, die Doppelreflexion (Double-bounce) und die gedrehte Winkelreflexion aus Vegetations- oder Bodenvolumina auf. Als polarimetrische Parameter ergeben sich die Eigenwerte der Rückstreuintensität, die Entropie und der α -Winkel.

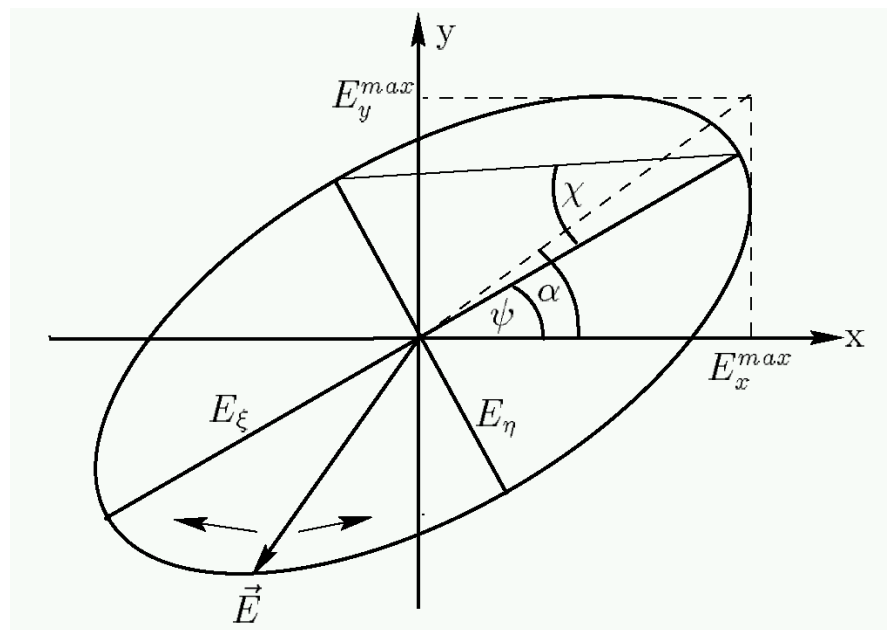


Abb. 32: Polarisationsellipse in der x-y-Ebene. Dargestellt sind der Rotationswinkel ψ , der Elliptizitätswinkel χ , der Hilfswinkel α , die große und kleine Halbachse E_ξ und E_η , sowie der umlaufende E-Feld-Vektor \vec{E} . Die Ausbreitung der Welle erfolgt senkrecht zur Bildebene. Verändert nach Ulaby & Elachi (1990) aus Keller (2000).

Die polarimetrische Dekomposition nach Cloude & Pottier (1997) dient dazu, Informationen über das physikalische Verhalten der Streuer zu extrahieren. In diesem Fall wird mit Kohärenzmatrizen gerechnet, mit denen die Zerlegung nach Eigenwerten unabhängig von der statistischen Verteilung der Pixelwerte vorgenommen wird. Die Berechnung der polarimetrischen Parameter ist ausführlich bei Keller (2000) und bei Hellmann (2000) beschrieben.

Cloude & Pottier (1996) geben einen Überblick über die verschiedenen Verfahren der Dekomposition.

Mit den Eigenwerten (Bsp.: λ_1) wird die Rückstreuintensität der Oberflächenstreuung angegeben. Die Entropie H wird als Maß des Auftretens verschiedener Streumechanismen betrachtet. Ein einzeln auftretender Streumechanismus hat eine Entropie $H = 0$, treten alle drei Streumechanismen auf ist die Entropie $H = 1$. Je kleiner H ist, desto determinierter ist der Streuprozess. Der α -Winkel (Abb. 33) gibt an, welcher Streuprozess (0° , 45° oder 90°) dominiert.

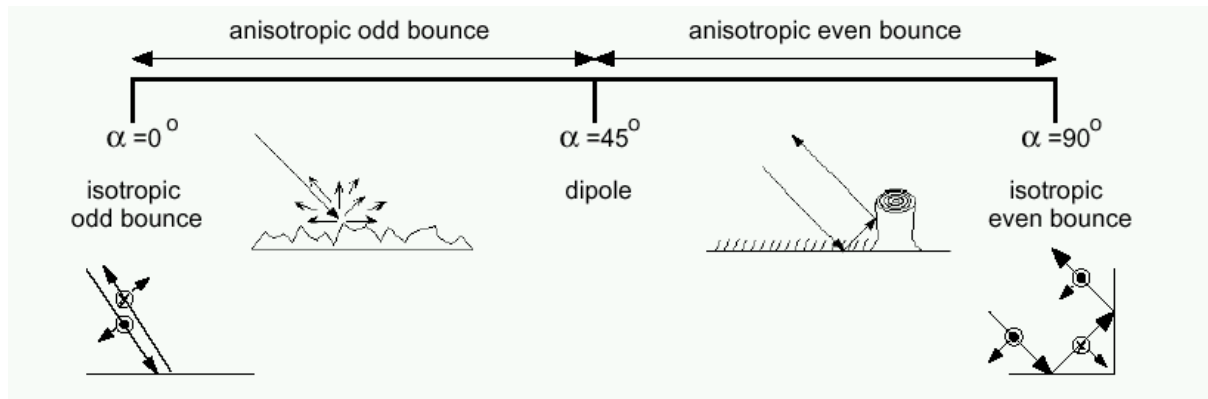


Abb. 33: Graphische Darstellung der verschiedenen Streuprozesse an Oberflächenobjekten. $\alpha = 0^\circ$ entspricht der Oberflächenstreuung, $\alpha = 90^\circ$ der Doppelreflexion. Dazwischen gibt es einen kontinuierlichen Übergang mit dem Dipol bei 45° (aus Hellmann 2000).

Zur Trennung verschiedener Landnutzungsformen kann man den Entropie- α -Winkel Merkmalsraum einsetzen. Ähnlich spektralen Merkmalsräumen mit zwei oder mehr gegenübergestellten Spektralkanälen werden hier die Entropie H und der α -Winkel aufgetragen (Cloude & Pottier 1995, Cloude & Pottier 1997). Im Gegensatz zu konventionellen spektralen Merkmalsräumen ist dieser Merkmalsraum nicht rechteckig, sondern wird von einer Parabel begrenzt (Abb. 34). Durch die Eigenwert-Dekomposition werden drei orthogonal aufeinander stehende Streumechanismen unterschieden. Bei $H = 0$ existiert nur ein einziger Streumechanismus aber der Winkel α , der die Art der Streuung repräsentiert, kann alle Werte zwischen 0° und 90° annehmen. Ist die Entropie größer 0 kommt mindestens ein weiterer Streumechanismus hinzu. Wenn die Oberflächenstreuung dominant ist, weist der zweite Streumechanismus in jedem Fall einen Winkel $\alpha > 0^\circ$ auf, da es keine zwei orthogonalen Oberflächenstreumechanismen gibt. Bei Entropie-Werten > 0 kann der α -Winkel deshalb niemals 0 werden (Keller 2000).

Reine Zweifachreflexion ($\alpha = 90^\circ$) gibt es aber auch bei $H > 0$ denn es existieren zwei Möglichkeiten der Zweifachreflexion. Bis zu Entropie-Werten von ca. 0,63 (darüber existiert in jedem Fall ein dritter Streumechanismus) kann deshalb eine reine Zweifachreflexion auftreten. Oberhalb $H = 0,63$ ist der mögliche Wertebereich für α auch von oben her eingeschränkt. Bei maximaler Entropie ($H = 1$) sind alle drei Streumechanismen gleichbedeutend, so dass der α -Winkel nur noch einen Wert von 60° annehmen kann (Keller 2000).

Hellmann (2000) und Keller (2000) teilten den Merkmalsraum in Anlehnung an Cloude (1995) in verschiedene Zonen ein, die sich aufgrund der Anzahl und der Art der Rückstreuemechanismen unterschiedlichen Landnutzungsklassen zuordnen ließen. Abb. 34 zeigt die Aufteilung des sogenannten „hyper-box-classifier“ für die Klassen Wasser, Niedere Vegetation, Siedlung und Wald.

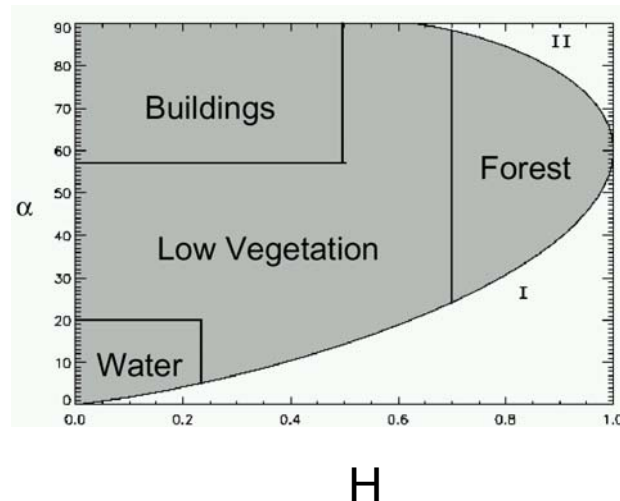


Abb. 34: Entropie- α -Winkel-Merkmalraum zur Klassifikation vollpolarimetrischer L-Band-SAR-Daten (Hellmann 2000).

Der Bereich der Oberflächenstreuung mit niedriger Entropie wird von sehr glatten Oberflächen wie beispielsweise Wasser eingenommen (Abb. 34 „water“). Hellmann (2000) gibt hierfür folgende Grenzwerte an: $\alpha = 0$ bis 20° , $H = 0$ bis $0,23$. Die Zone der Mehrfachstreuung mit niedriger Entropie schließt die Gebiete mit Zweifachstreuung ein. Hierzu zählen vor allem Siedlungsgebiete mit wenig Vegetation (Abb. 34 „buildings“). Hellmann (2000) gibt als Grenzwerte $\alpha = 57$ bis 90° und für die Entropie $H = 0$ bis $0,5$ an. In der Regel tritt zwar nur ein Streuprozess auf ($H = 0$), die Grenze wurde aber auf $0,5$ gesetzt um mögliche weitere Streuprozesse ebenfalls zu tolerieren und in die Siedlungsklasse zu integrieren. Im Bereich der Mehrfach- und Volumenstreuung mit hoher Entropie sind Wälder zu finden (Abb. 34 „forest“). Mehrfachstreuung tritt in den Baumkronen auf, Doppelreflexionen gibt es aber auch am Boden und an Baumstämmen. Dazu zählen alle Werte ab einer Entropie von $0,7$ (Hellmann 2000). Der gesamte übrige Merkmalsraum wird von niederer Vegetation eingenommen, ein Bereich der den Anstieg der Entropie aufgrund von Veränderungen der Oberflächenrauigkeit reflektiert. Obwohl die Grenzen doch recht einfach aufgrund von Erfahrungswerten festgelegt wurden, konnte der E-SAR-Datensatz gut in die vier Klassen segmentiert werden.

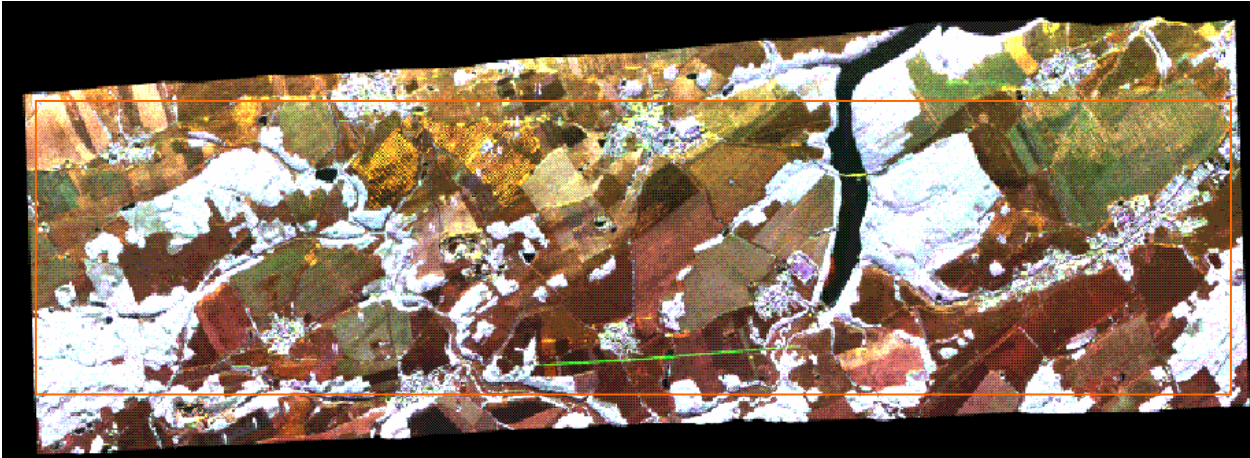


Abb. 35:
E-SAR-Befliegung Zeulenroda
30.03.99. Intensitätskomposite L-
VV, L-HH, L-HV (oben) mit der
Lage der unteren Ausschnitte. Pola-
rimetrische Komposite (mitte) mit
 α -Winkel in rot, Entropie in grün
und λ_2 in blau. Unten: Anisotropie
(rot), α_2 -Winkel (grün) und λ_1
(blau). Erläuterungen im Text.

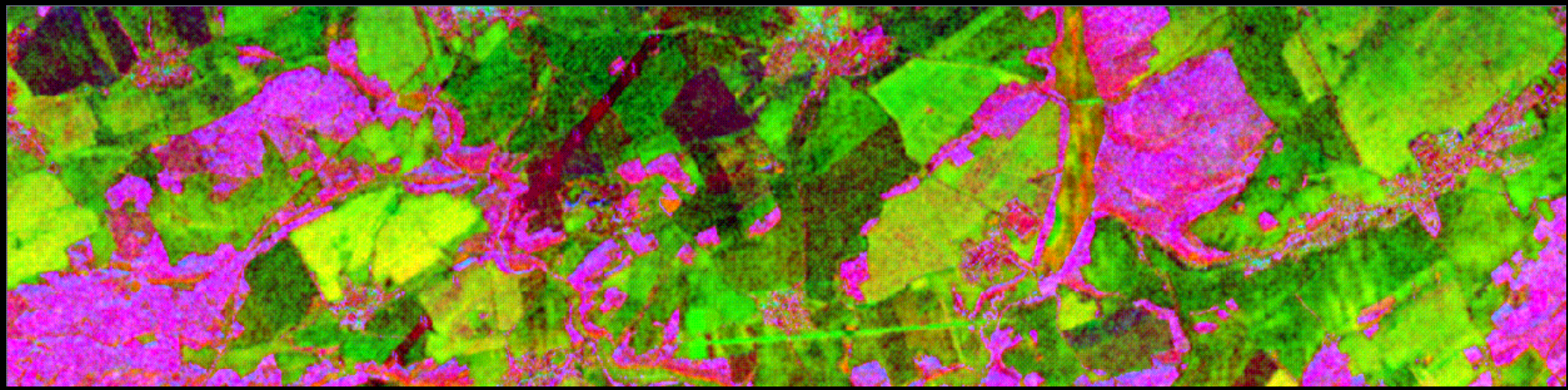
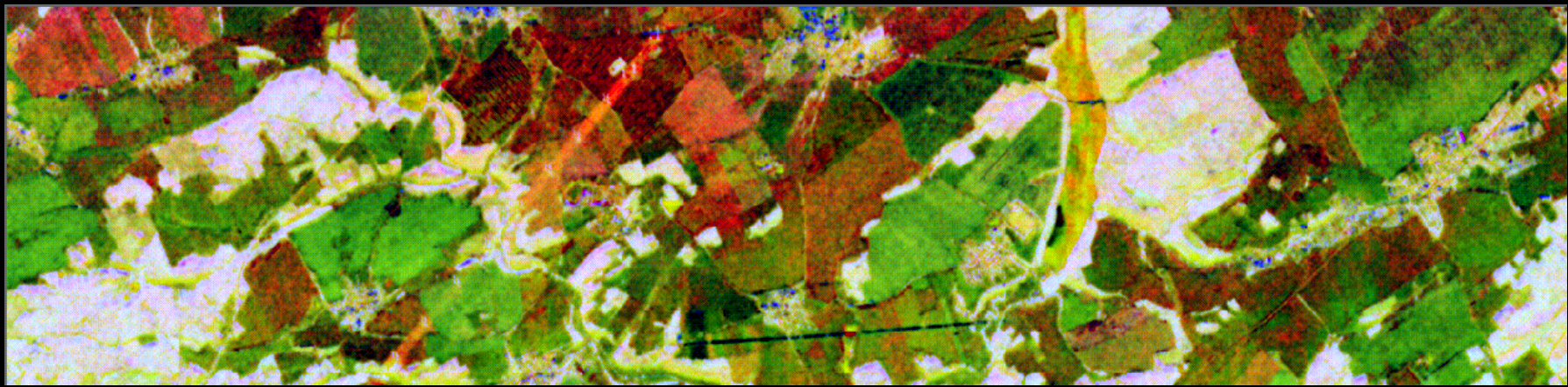
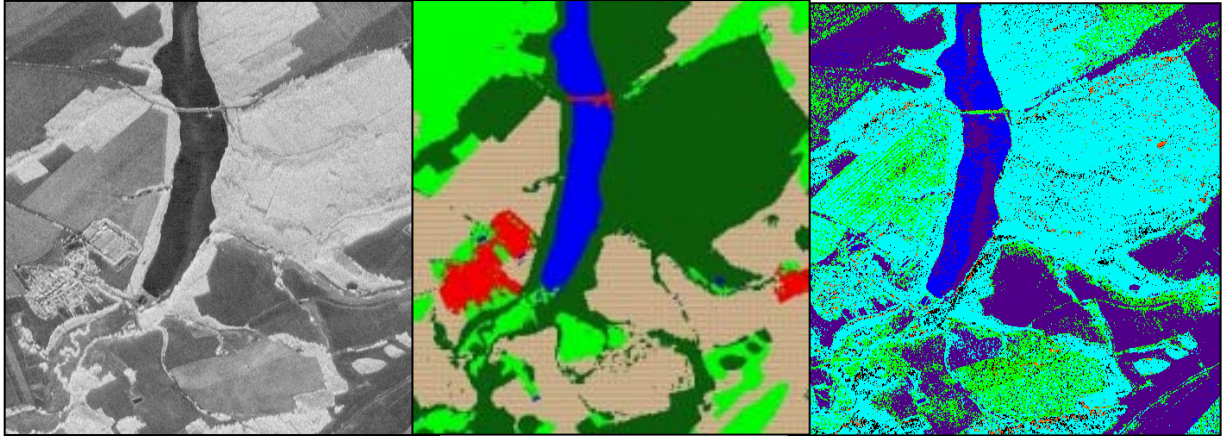


Abb. 35 (oben) zeigt eine Intensitätskomposite des Flugstreifens im Einzugsgebiet der Talsperre Zeulenroda. Die hohe räumliche Auflösung erlaubt in den Siedlungsbereichen die Identifikation einzelner Gebäude. Die Wälder in der unteren Bildhälfte sind Fichtenforste, die aufgrund der stärkeren Double-Bounce-Rückstreuung der L-Bänder sehr hell erscheinen. Die aufgrund der spiegelnden Reflexion dunklen Flächen sind Wasserflächen der Talsperre oder von Fischteichen. Die landwirtschaftlichen Nutzflächen sind durch verschiedene Farbtöne gekennzeichnet: Dunkelbraun erscheint die zum Aufnahmezeitpunkt schon abgestorbene Zwischenfrucht Ackersenf. Die rotbraunen Felder sind mit Wintergerste bestanden. Auffällig sind zwei Felder mit gelben Bearbeitungsspuren. Die hellen, südöstlich anschließenden Felder sind unbestanden, hier wurde aber eine andere Bodenbearbeitung angewandt. Von links unten nach rechts oben verläuft eine doppelte Hochspannungsleitung, deren Metallträger in allen Radarkanälen stark zurückstreuen.

Die mittlere Abbildung zeigt eine polarimetrische Komposite, die komplementäre Information zur Intensitätskomposite liefert. Die zum Sensor exponierten Punktstreuer (Gebäude) sind deutlich als blaue Flecken zu erkennen. Sie haben einen hohen α -Winkel, mittlere Entropie und einen sehr hohen Intensitätswert. Wälder erscheinen hell, da hier alle Streuprozesse auftreten (hoher α -Winkel, sehr hohe Entropie, hohe Intensität). Im Gegensatz dazu weisen Sträucher oder Feldfrüchte wie Mais und Getreide aufgrund der gedrehten Winkelreflexion nur einen mittleren α -Winkel, geringe Entropie und mittlere Intensität auf. Die daraus resultierende Farbe in der Komposite ist rot bis rotbraun. Grünlandflächen erscheinen grün, da hier sowohl Oberflächen- als auch Volumenstreuung auftritt und die Entropie deshalb mittlere Werte annimmt. Intensität und α -Winkel sind gering, weshalb die roten und blauen Farbkomponenten zurücktreten. Die Talsperre erscheint gelb, da aufgrund der spiegelnden Reflexion keine Intensität aufgezeichnet wird. Die Farbe kommt durch geringe Entropie- und α -Winkelwerte zustande. In der unteren Komposite ist die Anisotropie, also der Sekundäranteil des Streumechanismus in rot dargestellt. Sie ist vor allem in Wald-, aber auch in Siedlungsgebieten hoch. Zusammen mit der in blau kodierten Intensität ergeben sich die charakteristischen rosa Farbtöne für diese Flächen.

Zur Klassifikation der polarimetrischen Daten wurde der Neuronale-Netz-Klassifikator von Hellmann (2000) für die E-SAR-Daten von Zeulenroda eingesetzt. Abb. 36 zeigt das Ergebnis in dem sowohl die Intensität (λ_1), die Entropie (H) und der α -Winkel für die Klassifikation herangezogen wurden. Pro Klasse wurden nur drei Pixel als Trainingsgebiete definiert.

Deutlich zu erkennen ist die Wasserfläche der Talsperre Zeulenroda mit der Brücke über den Damm zwischen Vorsperre und Talsperrenbecken. Sie erscheint vornehmlich glatt, daher die Zuordnung zur Wasserklasse. Nur wo das Wasser durch Wind bewegt wird, wird es der Klasse offener Boden zugeordnet, die ansonsten sehr zuverlässig erkannt wird. Auch die Waldgebiete (hellblau) werden eindeutig zugeordnet. Probleme treten bei Grünland und Siedlungen auf. Die Bereiche kurzer Vegetation (Grünland) werden oftmals als Waldflächen klassifiziert (westlich der Talsperre), Lichtungen im Wald werden wegen des großen Höhenunterschieds auf engem Raum fälschlicherweise als Siedlungen klassifiziert.



Entwurf: Thiel/Grünler 2001

Abb. 36: Polarimetrisches Klassifikationsergebnis Zeulenroda. Links: Rückstreuintensität λ_1 , mitte: Ergebnis der Level I Klassifikation (unüberwachtes Isoclustering) rechts: Klassifikationsergebnis auf der Basis eines neuronalen Netzes mit Wasser in blau, Wald in hellblau, offene Bodenoberflächen in violett, Grünland in grün und Siedlungen in rot.

6.2.6 Zusammenfassung Landnutzung

Zusammenfassend lässt sich aus den beschriebenen Studien in Kapitel 6.2 festhalten, dass aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Landnutzungsdaten einen wertvollen Input für distributive, hydrologische Modelle darstellen. Neben der flächendeckenden thematischen Modelleingabe haben sie ihre Fähigkeit zur Segmentierung von Bilddaten und damit der Zuführung zu unterschiedlichen Bildverarbeitungsmethoden bewiesen (vgl. Kap. 6.2.4).

Das Beispiel der optischen Datenauswertung von Thüringen hat gezeigt, dass schon aus monotemporaler Analyse eine Genauigkeit von über 90 % bei einer N-A-Modellen angepassten Klassentiefe erreicht werden kann. Die Erfassung der Siedlungsflächen ist enorm wichtig, weil hier die größten Landnutzungsveränderungen auftreten und zudem durch die Erhöhung des Versiegelungsgrades die größte Abflußwirksamkeit zu erwarten ist. Hier hat sich das texturbasierte Verfahren von Steinnocher (1997) als durchaus zuverlässig erwiesen. Eine weitere Verbesserung der Modellierung kann durch eine Verfeinerung der Landnutzungsklassifizierung durch Bestimmung der Feldfruchtarten (Stolz & Mauser 1996) erzielt werden. Dazu sind in jedem Fall aber multitemporale Datensätze notwendig.

Die Landnutzungslegende des südlichen Afrika hat gezeigt, dass sich mesoskaliger hydrologischer Modellinput nicht nur in den gemäßigten Mittelbreiten Europas sondern auch in den semi-ariden Räumen des südlichen Afrika aus Fernerkundungsdaten mit ausreichender Genauigkeit ableiten lässt. Je nach Modellbedarf können unterschiedliche Detaillierungsgrade für N-A-Modelle (9 Klassen, Level I) bzw. Stofftransportmodelle (20 Klassen, Level III) bereitgestellt werden. Multitemporale Auswertungen erhöhen die Klassifizierungsgenauigkeit signifikant, da die jahreszeitlichen Unterschiede in diesen wechselfeuchten Gebieten deutlicher ausgeprägt sind.

Auch aus Radardaten (Intensität, einzelne Frequenz) lassen sich mit multitemporalen Analysen vernünftige Klassifizierungsergebnisse erzielen (Kap. 6.2.3). Vielversprechender ist aber die Integration der interferometrischen Kohärenz. Kombinationen von Kohärenz und Intensität lassen den Detaillierungsgrad (Klassentiefe) bei simultanem Geländevergleich in Regionen optischer Landnutzungsklassifikationen (13 Klassen) vorstoßen, und zwar mit witterungsunabhängigen Datensätzen.

Bei der multifrequenten und multipolarimetrischen Landnutzungsklassifikation sind im Level II auch hier den optischen Datensätzen vergleichbare Ergebnisse (88 % Klassifizierungsgenauigkeit) zu erzielen. Allerdings müssen dazu einzelne Klassengruppen (Wald/Siedlung) nicht nur spektral sondern auch texturrell analysiert werden.

Das Potenzial der Polarimetrie für die Bestimmung der Landnutzung muss als eingeschränkt bezeichnet werden. Zwar lassen sich aufgrund der Analyse der Rückstreuprozesse verschiedener Oberflächenformen (α -Winkel, Entropie) die fünf Hauptklassen deutlich trennen, eine weitere Verfeinerung der Klassentiefe scheint aber ohne Integration zusätzlicher Information unwahrscheinlich zu sein.

Der Informationsgewinn durch die Verwendung von multisensoralen Datensätzen, insbesondere von Daten aus dem Mikrowellenbereich konnte in den vorangegangenen Kapiteln deutlich herausgearbeitet werden. Ein Vergleich mit ähnlichen optischen Landnutzungsklassifikationen (Su 2000) zeigt, dass die in dieser Arbeit angewandte Methodik (Vorverarbeitung, Maximum-Likelihood-Klassifikation, Nachbearbeitung im GIS, etc.) im Kern durchaus als Standard angesehen werden kann. Abweichungen treten lediglich in der Verwendung synthetischer Kanäle in der Klassifikation (Kauth-Thomas-Bänder, Kauth & Thomas 1976) oder konditionaler Majoritätsfilter auf.

Der Vergleich der erzielten Klassifizierungsgenauigkeiten (optisch monotemporal über 90 %, sowohl kohärenzbasiert als auch multipolarimetrisch 88 %) zeigt, dass in Zukunft nicht nur aus optischen Datensätzen sondern auch aus witterungsunempfindlichen Mikrowellendaten mit zuverlässigen Landnutzungsklassifikationen zu rechnen ist. Dies ist gerade für häufig wolkenbedeckte Gebiete wie Mitteleuropa wichtig, denn somit lässt sich die saisonale Dynamik der Landnutzung in jedem Fall aufzeichnen. Der Informationsgewinn durch den Einsatz von Mikrowellendaten bezieht sich aber nicht auf eine weitere Erhöhung der Klassifizierungsgenauigkeit, sondern auf die Erschließung neuer hydrologisch wichtiger Oberflächenzustände (Bsp. Unterscheidung Grünland gemäht, Grünland nicht gemäht, Weideland, Winterrap, Winterroggen bzw. –gerste, Blattaustrieb an Laubbäumen), mit denen beispielsweise die Bodenbedeckung im Winter oder der Beginn der Vegetationsperiode ermittelt werden kann. Derartige Informationen besitzen eine wichtige hydrologische Relevanz.

6.3 Fallstudie Vegetationsparameter

Die Bedeutung der Vegetationsdynamik hinsichtlich Heterogenität und Diversität für die Hydrologie (Interzeption, Evapotranspiration) wurde bereits in den Kap. 5.2.2 und 5.2.7 beschrieben. Konventionelle Erfassungsmethoden zur Vegetationskartierung sind wegen des damit verbundenen Arbeitsaufwands und der Erreichbarkeit meist auf lokale Untersuchungen beschränkt. Für mesoskalige hydrologische Studien bieten sich deshalb Fernerkundungsmethoden wegen ihrer Möglichkeiten zur Erfassung der räumlichen und zeitlichen Variabilitäten der Vegetationsdynamik an.

6.3.1 Die Bestimmung des Blattflächenindex und des fraktalen Bedeckungsgrades aus optischen Daten in Thüringen

Der Vegetations-Index-Ansatz geht von der Annahme aus, dass eine Beziehung zwischen Vegetationsbedeckung und Vegetationsindex besteht. Im Falle von Thüringen wurde der Blattflächenindex aus Daten des IRS-1C-Satelliten vom 25.09.97 bestimmt. Für quantitative Aussagen zur Vegetationsentwicklung sind mehrere Datensätze aus einer Vegetationsperiode notwendig. Im Untersuchungsraum Ilm-Einzugsgebiet standen aber nur verschiedene Aufnahmetermine aus dem Frühherbst '97 zur Verfügung, deren Ergebnis sehr ähnlich ist.

Die Beziehung von Vegetationsparametern wie dem Blattflächenindex zur Reflexion im Bereich des Rot und nahen Infrarot ist landnutzungsabhängig. Deshalb wurden für die Berechnung des Blattflächenindex im Ilm-Einzugsgebiet verschiedene empirische Beziehungen eingesetzt (vgl. Kap. 5.2.2, Gleichungen 5, 6, 7). Die Klassen Wasser, Siedlung, offener Boden und Acker wurden von vornherein von der Berechnung des LAI ausgeschlossen. Zunächst wurden die verschiedenen Landnutzungsklassen aus der Landnutzungskartierung ausgeschnitten. Danach erfolgte die Berechnung nach verschiedenen, landnutzungsspezifischen Formeln für Nadelwald (Peterson et al. 1987), Laubwald (Badwhar et al. 1986) und Grünland (Curran & Williamson 1988). Die einzelnen Ergebnisse wurden zu einer Karte (Abb. 37) mit einer gemeinsamen, farbcodierten Legende zusammengefügt.

Abb. 38 zeigt die Histogramme der LAI-Werte der drei Landnutzungsklassen. Nadelwälder (max. 3,51) weisen im Vergleich zu Laubwald (max. 2,97) und Grünland (max. 1,72) die höchsten Blattflächenindexwerte auf. Das liegt daran, dass im Falle des Ilm-Einzugsgebiets im Bereich des Thüringer Waldes Fichten zu finden sind, die über hohe Blattflächeninizes verfügen. Die Mittelwerte sind allerdings geringer als bei Laubwald, weil vor allem im Bereich des Tannrodaer Sattels auf Buntsandstein ausgedehnte Kiefernbestände mit geringerem LAI zu finden sind. Die LAI-Mittelwerte des Ilm-Einzugsgebiets insgesamt (Nadelwald: 1,51; Laubwald: 1,77 und Grünland 0,35) entsprechen vergleichbaren Studien im Mittelgebirgsraum (Su 2000). Bei Grünland treten durch den im Jahresgang fortgeschrittenen Aufnahmeternin Ende September auch negative Werte auf. Hier wurde teilweise schon zum zweiten Mal gemäht, so dass abgestorbenes, trockenes Gras auf den Grünlandflächen liegt und so die

negativen LAI-Werte verursacht. Die eingesetzte empirische Formel wurde zudem im feuchteren Großbritannien entwickelt und ist somit nicht uneingeschränkt übertragbar.

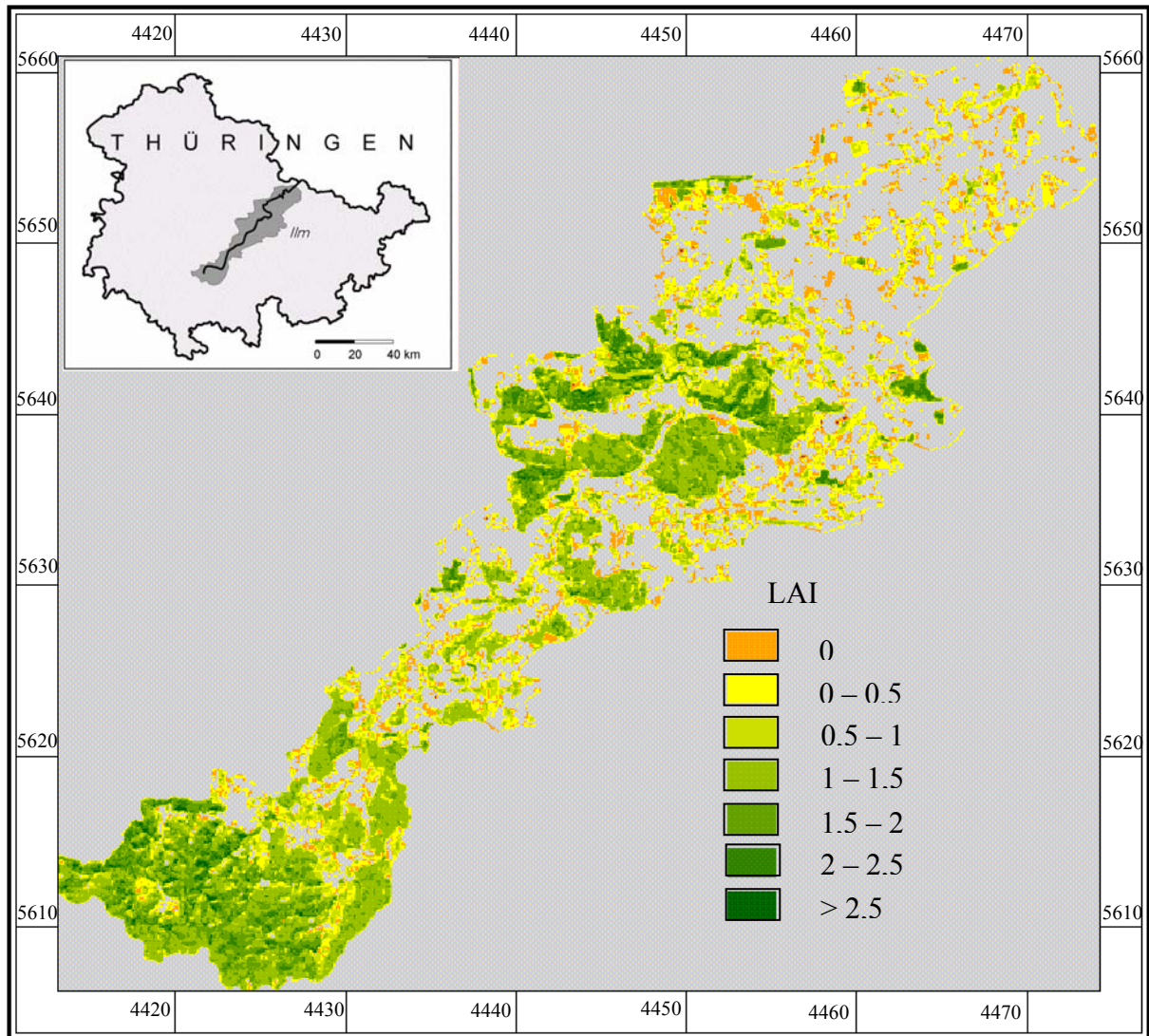


Abb. 37: Blattflächenindex (LAI) aus IRS-1C-Daten vom 25.09.97 im Irm-Einzugsgebiet. Die Berechnung erfolgte für die Landnutzungsklassen Nadelwald nach Gleichung 5, für Laubwald nach Gleichung 6 und für Grünland nach Gleichung 7.

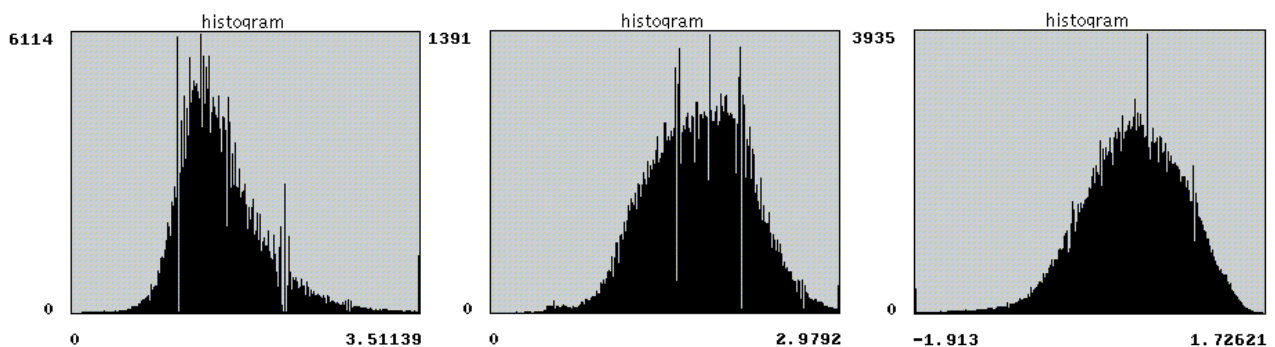


Abb. 38: Histogramme der LAI-Werte für Nadelwald (links), Laubwald (mitte) und Grünland (rechts).

Neben dem Blattflächenindex, wie er beispielsweise in hydrologischen Modellen wie WASMOD oder ACURU eingesetzt wird, benötigt das Modell MMS/PRMS zur Beschreibung der Vegetationsdynamik den fraktalen Bedeckungsgrad. Zu seiner Berechnung wurden zunächst die offenen Bodenflächen aus der Landnutzungs-klassifikation extrahiert. Auf diesen Flächen wurde die Rot- und Infrarotreflexion der IRS-1C-Szene vom 25.09.97 analysiert indem beide Kanäle im Merkmalsraum (Abb. 39) gegenübergestellt wurden.

Der NDVI ist zur Ableitung des fraktalen Bedeckungsgrades nur bedingt geeignet, da in ihn sowohl die Bodenfarbe als auch atmosphärische Schwankungen und Kalibrierungsungenauigkeiten eingehen (Purevdorj et al. 1998, Su 2000). Deshalb wurde, um den Bodeneinfluß auszuschließen der Transferred Soil Adjusted Vegetation Index (TSAVI, Gleichung 8) berechnet. Dieser Index stellt eine Winkelmessung zwischen der sogenannten „soil line“ und der Linie vegetationsbedeckter Pixel dar. Zur Berechnung der „soil line“ sind neben der roten und infraroten Reflexion auch zwei Faktoren a (Steigung) und b (Schnittpunkt y-Achse) notwendig. Abb. 39 zeigt die Lage der „soil line“ entlang der unteren Kante der Punktwolke. X stellt einen Schwellenwert der grünen Reflexion zur Abgrenzung vegetationsbedeckter bzw. nicht-vegetationsbedeckter Gebiete dar (Purevdorj et al. 1998). Er wurde wie der gesamte damit zusammenhängende Term nicht berücksichtigt, da die Abgrenzung nicht-vegetationsbedeckter Gebiete durch die Landnutzungs-klassifikation schon vorlag.

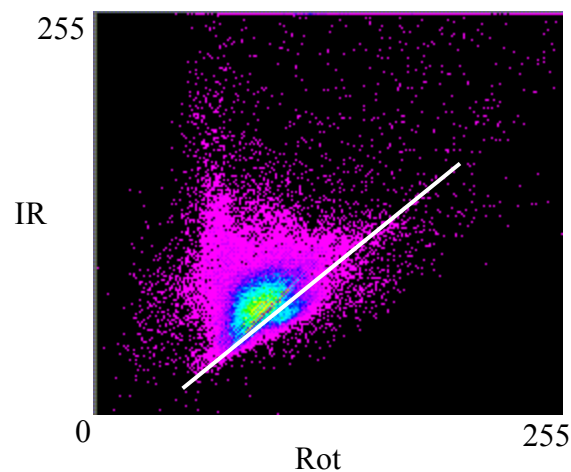


Abb. 39: Scatterplot der Reflexionsverteilung von Rot und Infrarot der IRS-1C-Szene vom 25.09.97 mit der Lage der „soil line“.

Auf der Grundlage des TSAVI wurde dann der fraktale Bedeckungsgrad für das Einzugsgebiet der Ilm nach Gleichung 9 berechnet (Abb. 40). Der Vergleich mit dem Blattflächenindex des Ilm-Einzugsgebiets (Abb. 37) ergibt vor allem in den Nadelwaldflächen geringe Werte des fraktalen Bedeckungsgrades im Bereich des Tannrodaer Sattels (Kiefern) und des Thüringer Waldes (Fichten). Geländemessungen einer Studie im angrenzenden Einzugsgebiet der oberen Gera (Michl 1999) ergaben einen mittleren Bedeckungsgrad von 66 % auf den rein optisch gesehen sehr dicht bestandenen Nadelwaldflächen im Gegensatz zu den 50 % die aus dem TSAVI ermittelt wurden. Ein aus dem NDVI abgeleiteter fraktaler Bedeckungsgrad ergab im Durchschnitt um 4 % höhere Werte.

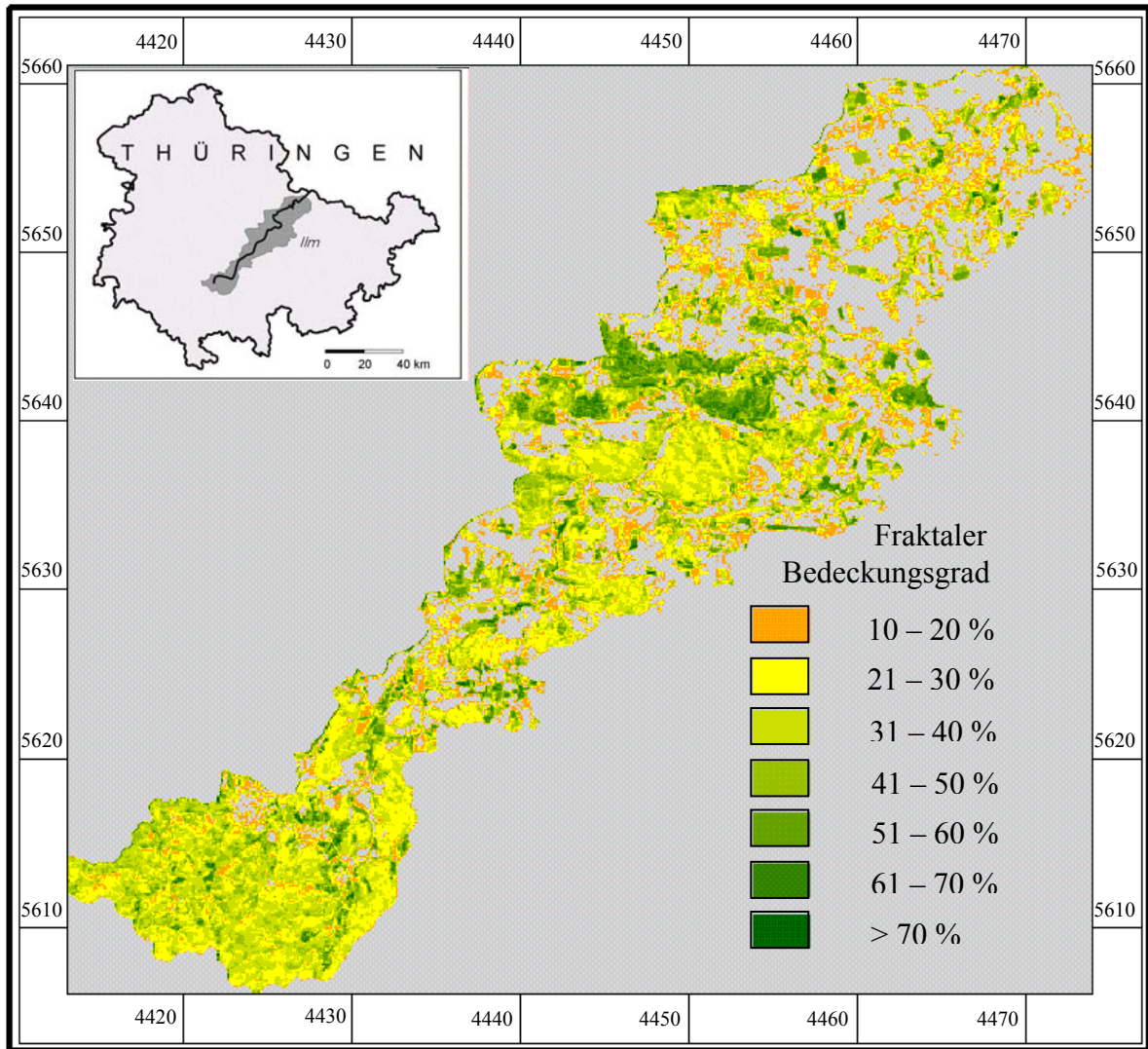


Abb. 40: Aus dem TSAVI abgeleiteter fraktaler Bedeckungsgrad im Einzugsgebiet der Ilm am 25.09.97.

Im Gegensatz zum LAI treten beim fraktalen Bedeckungsgrad die Auenwälder (u.a. Eschen, Erlen, Ahorn) und Grünlandbereiche der Talaue mit über 60 % Bedeckung deutlich hervor. Besonders im Tal der Wohlrose (südöstlicher Zufluss der Ilm) tritt dadurch eine Umkehr der LAI-Verhältnisse von Wald zu Grünland ein.

Generell lässt sich deshalb schlussfolgern, dass in Gebieten mit relativ viel Vegetation der NDVI zur Berechnung des fraktalen Bedeckungsgrads besser geeignet ist (Major et al. 1990), in Gebieten mit weniger Vegetation aber der TSAVI.

6.3.2 Vegetationsparameter zur Bestimmung unterschiedlicher Landdegradationsstufen im südlichen Afrika

Die Abschätzung der Vegetationsbedeckung in semi-ariden Graslandschaften ist nicht nur für landwirtschaftliche Tragfähigkeitsbewertungen sondern auch für die Beobachtung der Landdegradation sehr wichtig. Deshalb spielen Fernerkundungsdaten bei der Charakterisierung von semi-ariden Graslandschaften unter ökonomischen und geowissenschaftlichen Aspekten eine große Rolle, weil zu ihrer Beobachtung zuverlässige räumliche und zeitlich wiederholbare Information notwendig ist. Flügel et al. (1999) und Märker et al. (1999) stellen hierzu mit dem Konzept der Erosion Response Units (ERUs) einen Ansatz zur Erfassung der durch Wasser verursachten Erosionsprozesse vor.



Abb. 41: Mbothoma-Gully 15 km nördlich von Manzini (Swaziland), ausgebildet in saprolithisch verwittertem Gestein (Foto: Märker 1998, aus Märker et al. 2001).

Für die Aufnahme von semi-ariden Landdegradationsstufen wie Überweidung oder Gully-Erosionssystemen (Abb. 41) können die aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Vegetationsparameter Blattflächenindex oder der fraktale Bedeckungsgrad negativ eingesetzt werden. Das bedeutet, je geringer die Vegetationsbedeckung, desto stärker ist die Landdegradation bzw. umso höher die Erosionanfälligkeit.

Für das Gebiet des Oberlaufs des Mbuluzi in Swaziland wurde der LAI nach Maas und Doraiswamy (1996, Gleichung 4) aus dem NDVI auf der Basis von Landsat-TM-Daten vom 22.04.96 berechnet. Da der NDVI aber für optische Bodeneigenschaften sensitiv ist (Baret & Guyot 1991), besonders bei spärlicher Vegetationsbedeckung, wurde zur Ermittlung des fraktalen Bedeckungsgrades wiederum der TSAVI herangezogen. Die Verwendung des TSAVI

fürte bei verschiedenen Studien (u.a. Purevdorj et al. 1998) im Gegensatz zum NDVI zur signifikanten Reduzierung der Bodeneffekte bei geringen Vegetationsbedeckungen und offenem Boden.

Zur Berechnung des TSAVI wurden zunächst die Koeffizienten für Steigung (a) und Schnittpunkt mit der y-Achse (b) der „soil-line“ aus dem Scatterplot der roten und infraroten Reflexion (vgl. Abb. 39) bestimmt. Daraufhin erfolgte die eigentliche Berechnung nach der Formel von Baret & Guyot (1991, Gleichung 8) für den Ausschnitt des oberen Mbuluzi. Aufgrund der von Purevdorj (1998) für semi-aride Grasländer aufgestellten empirischen Beziehung wurde dann aus dem TSAVI der fraktale Bedeckungsgrad berechnet.

Das Ergebnis spiegelt die Eindrücke der visuellen Interpretation wider. Stark überweidete bzw. abgebrannte Gebiete haben den geringsten Bedeckungsgrad (0-5 %) während dichte Graslandvegetation Bedeckungsgrade von über 60 % erreicht. Ein Vergleich mit der auf Luftbildern von 1990 basierenden Erosionskartierung von Märker et al. (2001) unterstreicht die Vermutung, dass mit Hilfe von satellitengetragenen Fernerkundungsdaten Gebiete starker Landdegradation (Gullies) erkannt werden können (Abb. 42).

Der C-Faktor (crop managing factor der USLE) wurde durch Verschneidung der Standardisierten Landnutzungskartierung für Südafrika 1:200 000 (Thompson 1996) und der luftbildbasierten Erosionskartierung von 1990 abgeleitet. Für die jeweiligen Landnutzungen wurden dabei aufgrund der Erosionskartierung Degradationsstufen bestimmt. Die Wertezuweisung erfolgte aus empirischen Parameterisierungstabellen des ACRU-Modells (Schulze 1995). Hierzu wurde der Abflusswiderstand (SCS Curve Number / CNII) für die jeweilige Degradationsstufe der einzelnen Landnutzung bestimmt und anschließend der C-Faktor mit Hilfe der linearen Beziehung zwischen C-Faktor und SCS/Curve Number, CNII nach Overland (1990) abgeleitet.

Abbildung 43 und Tabelle 9 geben das Ergebnis einer Überlagerung der C-Faktor-Kartierung (Märker et al. 2001) und dem fraktalen Bedeckungsgrad für einen kleinen Ausschnitt am Oberlauf des Mbuluzi wieder. Der Anteil der Flächen mit geringem vegetationsbedingtem Erosionsfaktor (C-Faktor 0 – 0,1) nimmt mit ansteigendem Bedeckungsgrad zu. Umgekehrt nimmt der Anteil der Flächen mit hohem vegetationsbedingtem Erosionsfaktor (Gullies, C-Faktor > 0,4) mit ansteigendem Bedeckungsgrad ab. In den dazwischenliegenden Stufen kann dieser Trend nicht so eindeutig nachgewiesen werden.

Einige ungünstige lokale Randbedingungen beeinflussten das Ergebnis am Oberlauf des Mbuluzi. Zum einen wurde in Ermangelung eines hochaufgelösten Digitalen Geländemodells keine Topographische Normalisierung der Landsat-TM-Szene zur Reduzierung des Reliefeinflusses durchgeführt. Zum anderen sind zwischen der Luftbildaufnahme und der Satellitendatenakquisition 6 Jahre vergangen (1990 bzw. 1996). In dieser Zeit sind vor allem die Gullies auf der Westseite des kleinen Ausschnitts (Abb. 43) stabilisiert worden. Sie wurden aus der Weidenutzung durch Einzäunung herausgenommen, so dass Gras und Buschwerk nachwachsen konnten. Diese Vegetationsentwicklung wirkte sich negativ auf den statistischen Ver-

gleich aus. Des Weiteren scheint ein Gully-System in seiner Lage ungenau kartiert worden zu sein, was ebenfalls zu einer Verfälschung der Statistik beiträgt. Auch wenn das Ergebnis von Swaziland unter anderen Umständen noch besser hätte ausfallen können, konnte aber dennoch nachgewiesen werden, dass generell eine Bestimmung der Landdegradation mit satellitengestützten optischen Fernerkundungsdaten möglich ist.

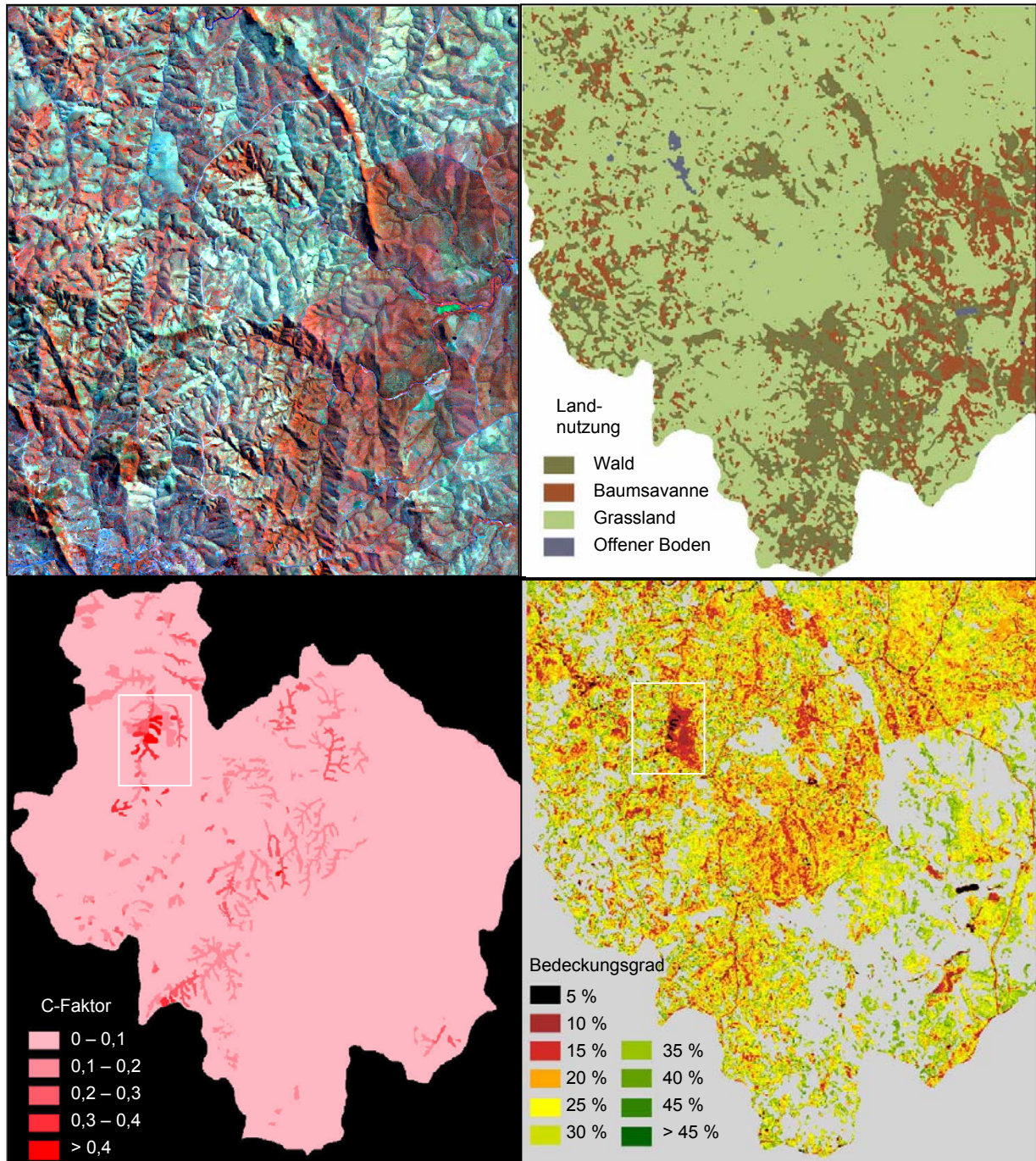


Abb. 42: Oberlauf des Mbuluzi (Swaziland). Links oben: Landsat-TM vom 22.04.96 (RGB 4,5,3), rechts oben: Landnutzungsklassifikation, links unten: aus Luftbildinterpretation abgeleiteter C-Faktor (Märker et al. 2001), rechts unten: Fraktaler Bedeckungsgrad abgeleitet aus dem TSAVI für Grassland- und offene Bodenflächen.

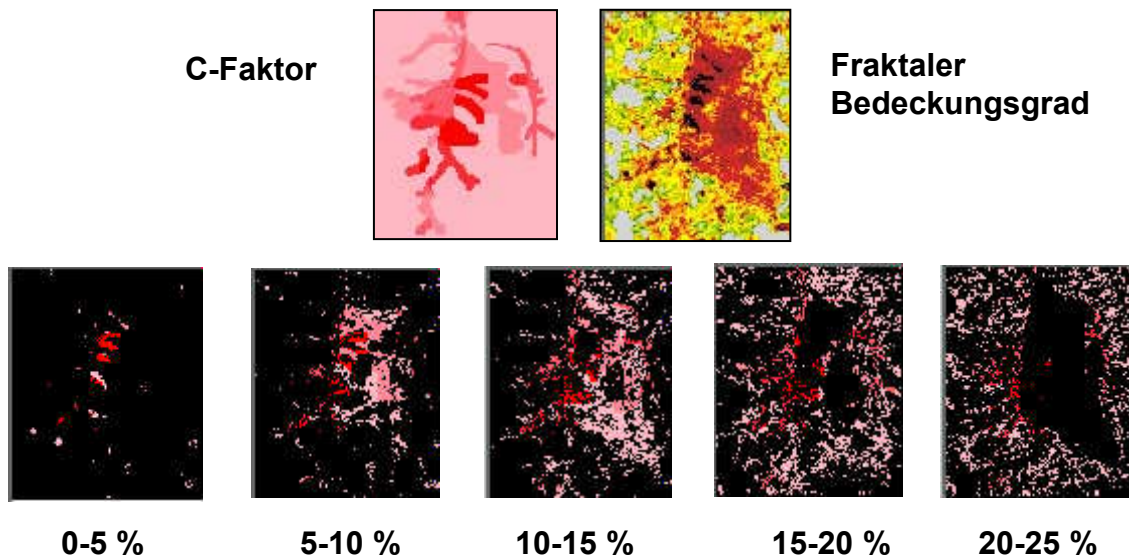


Abb. 43: Ausschnitte der Gegenüberstellung von C-Faktor und fraktalem Bedeckungsgrad (oben) und räumliche Verteilung des C-Faktors in den einzelnen Bedeckungsgradklassen (unten). Lage siehe Abb. 42.

Tab. 10: Gegenüberstellung von Fraktalem Bedeckungsgrad (abgeleitet aus dem TSAVI von Landsat-TM5-Daten vom 22.04.96) und C-Faktor (basierend auf der Auswertung von Luftbildern aus dem Jahr 1990, Märker et al. 2001) für den Ausschnitt am Oberlauf des Mbuluzi

Fraktaler Bedeckungsgrad	C-Faktor					Gesamt
	0 – 0,1	0,1 – 0,2	0,2 – 0,3	0,3 – 0,4	> 0,4	
0 – 5 %	82 41,83 %	18 9,18 %	5 2,55 %	7 3,57 %	84 42,86 %	196 100 %
5 – 10 %	497 44,85 %	396 35,74 %	60 5,41 %	34 3,07 %	121 10,92 %	1108 100 %
10 – 15 %	1244 64,99 %	306 15,99 %	167 8,72 %	77 4,02 %	120 6,27 %	1914 100 %
15 – 20 %	1527 74,82 %	148 7,25 %	196 9,60 %	89 4,36 %	81 3,97 %	2041 100 %
20 – 25 %	1305 81,20 %	83 5,16 %	108 6,72 %	84 5,23 %	27 1,68 %	1607 100 %

6.3.3 Die Ableitung von Pflanzenwassergehalt und Biomasse aus L-Band-SAR-Daten

Die dielektrischen Eigenschaften von Vegetation sind eng mit Pflanzenwassergehalt und Biomasse verknüpft (vgl. Kap. 5.2.2). Sie haben direkten Einfluß auf die Radarrückstreuung so dass man daher flächendeckende Informationen über die beiden Vegetationsparameter aus unterschiedlich polarisierten L-Band-SAR-Daten ableiten kann.

Die Untersuchungen im Einzugsgebiet der Bröl (Herold 2000a) konzentrierten sich auf Bereiche niederer Vegetation, die bereits im ersten Level durch unüberwachte Klassifikation von den anderen Klassen getrennt werden konnten. Besonders die Rückstreuungen der L-HV- und L-HH-Polarisationen sowie die 2. Hauptkomponente der L-Band-Polarisationen enthielten Informationen über die beiden Vegetationsparameter.

An dieser Stelle sei nochmals auf die Bedeutung simultaner Geländemessungen zur Kalibrierung, Verifizierung und Interpretation von SAR-Daten (inklusive der daraus resultierenden Regionalisierung) hingewiesen. Schullius (1992) gibt eine Zusammenstellung über die notwendigen Geländemessmethoden zur Erfassung der radarrelevanten Pflanzenparameter. Sie umfassen im einzelnen: Bodenbedeckungsgrad, Bewuchsdichte, Anbauart und Reihenabstand, Blattflächenindex (LAI), Biomasse (feucht, trocken) und Wassergehalt, Pflanzenhöhe, Struktur des Vegetationsdaches, Verkräutung. Im Untersuchungsgebiet an der Bröl wurden die trockene und feuchte Biomasse sowie die Pflanzenhöhe aufgenommen. Erwartungsgemäß zeigten gemähte Grünlandflächen die niedrigsten ($0,73 \text{ kg/m}^2$), nicht gemähte Grünlandflächen die höchsten Pflanzenwassergehaltswerte ($3,32 \text{ kg/m}^2$, Herold 2000a).

Der beste Zusammenhang zwischen Radarrückstreuung und Geländemesswerten wurde mit dem kreuzpolarisierten L-Band erreicht (L-HV, siehe Abb. 44). Der Korrelationskoeffizient R liegt hier bei 0,93 gegenüber 0,91 (L-HH) und 0,76 (L-VV). Die Begründung hierfür stellt der ausschließliche Einfluß der Vegetation auf das L-HV-Rückstreusignal dar, während die Copolarisierten L-HH- und L-VV-Rückstreuungen von Oberflächenparametern wie der Bodenfeuchte beeinflusst werden.

Abb. 44 (d) zeigt die Korrelation zwischen dem gemessenen Pflanzenwassergehalt und der 2. Hauptkomponente aus den Acker und Grünlandbereichen der L-Bänder. Der Korrelationskoeffizient R beträgt hier 0,98, weist also den besten statistischen Zusammenhang auf. Bereits Henebry (1997), Verhoest et al. (1998), Klenke (1999) und Hochschild & Herold (2000) wiesen auf die Möglichkeiten der Hauptkomponentenanalyse zur Trennung übergeordneter Rückstreuvariabilitätsmuster hin (vgl. Kap. 5.2.3). Da der Reliefeinfluss in den flugzeuggetragenen L-Band-Daten bereits korrigiert wurde, beruht die Information der ersten und zweiten Hauptkomponente auf den Eigenschaften des Bodens bzw. der Vegetation. Die erste Hauptkomponente ist stark mit der L-VV-Polarisation korreliert und spiegelt in erster Linie Bodenfeuchtheitsinformation wider. Dagegen korreliert die zweite Hauptkomponente stärker mit der L-HV-Rückstreuung, sie gibt also den vegetationsbedingten Rückstreuteil wieder und ermöglicht so die Ableitung einer flächenhaften Karte des Pflanzenwassergehaltes (Herold 2000a).

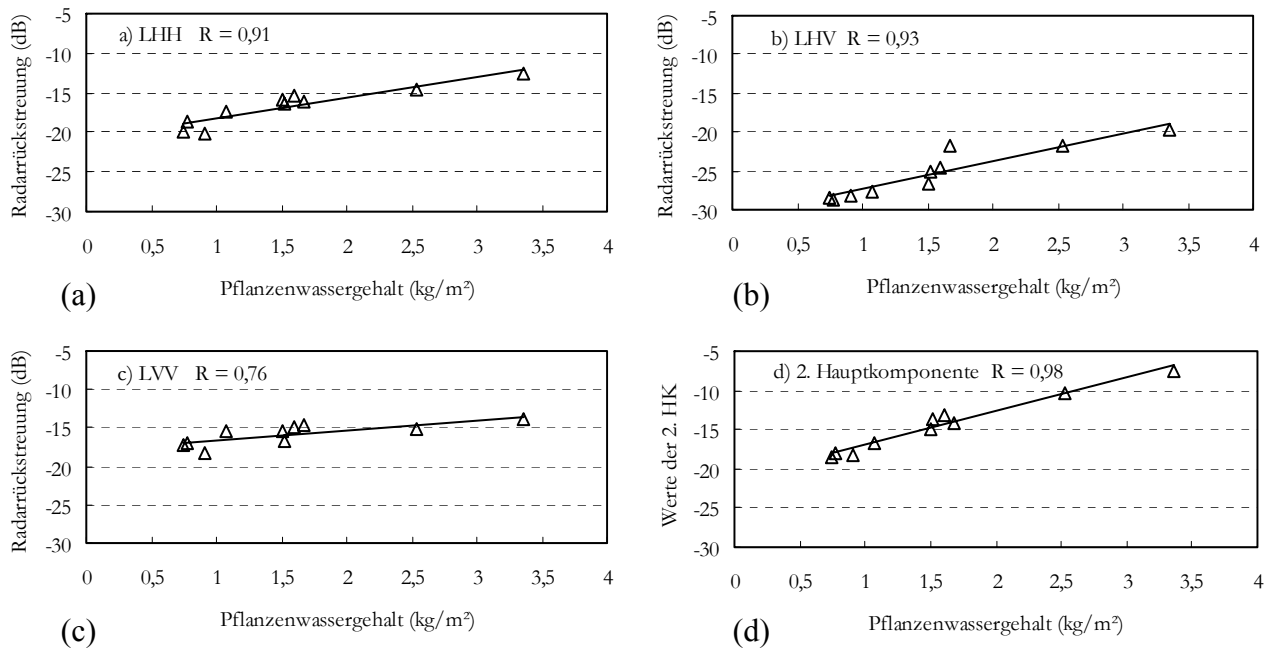


Abb. 44: Gegenüberstellung des Pflanzenwassergehaltes mit der L-HH-Rückstreuung (a), L-HV (b), L-VV (c) und der 2. Hauptkomponente aller L-Band-Polarisationen (d).

Die räumliche Verteilung des Pflanzenwassergehaltes ergab sich aus der folgenden linearen Regressionsgleichung:

$$y = 0,2256x + 4,8398 \quad (26)$$

wobei x dem Pixelwert der zweiten Hauptkomponente und y dem resultierenden Pflanzenwassergehalt entspricht. Abb. 45 zeigt die Verteilung des Pflanzenwassergehaltes für den gleichen Ausschnitt wie Abb. 29 aus dem Einzugsgebiet der Bröl.

Die geringsten Pflanzenwassergehaltswerte zwischen 0 und 1 kg/m² weisen gemähte Grünlandflächen auf. Sie erscheinen in Abb. 45 in braunen und orangefarbenen Tönen, zeichnen die Feldgrenzen gut nach und stimmen auch mit den Ergebnissen der Landnutzungsklassifikation überein. Die Pflanzenwassergehaltsverteilung ist auf diesen Flächen homogen, während sie auf beweideten Flächen durch selektiven Fraß eher heterogen bezeichnet werden kann. Auch nicht gemähtes Grünland zeichnet sich durch homogene Pflanzenwassergehaltsverteilungen aus, allerdings auf höherem Niveau (2 bis 4 kg/m², Grüntöne). Innerhalb einzelner Felder treten deutliche Linien auf, die als Folge von stärker verdichtetem Boden ein früheres Wegenetz nachzeichnen.

Der Pflanzenwassergehalt hängt mit weiteren Vegetationseigenschaften wie der trockenen und feuchten Biomasse, aber auch der Vegetationshöhe zusammen. Daher kann aus der vom Pflanzenwassergehalt abhängigen Radarrückstreuung auch auf diese anderen Vegetationsparameter geschlossen werden. Auch hier zeigt die zweite Hauptkomponente die höchsten Korrelationen ($R = 0,96 - 0,97$, Herold 2000a).

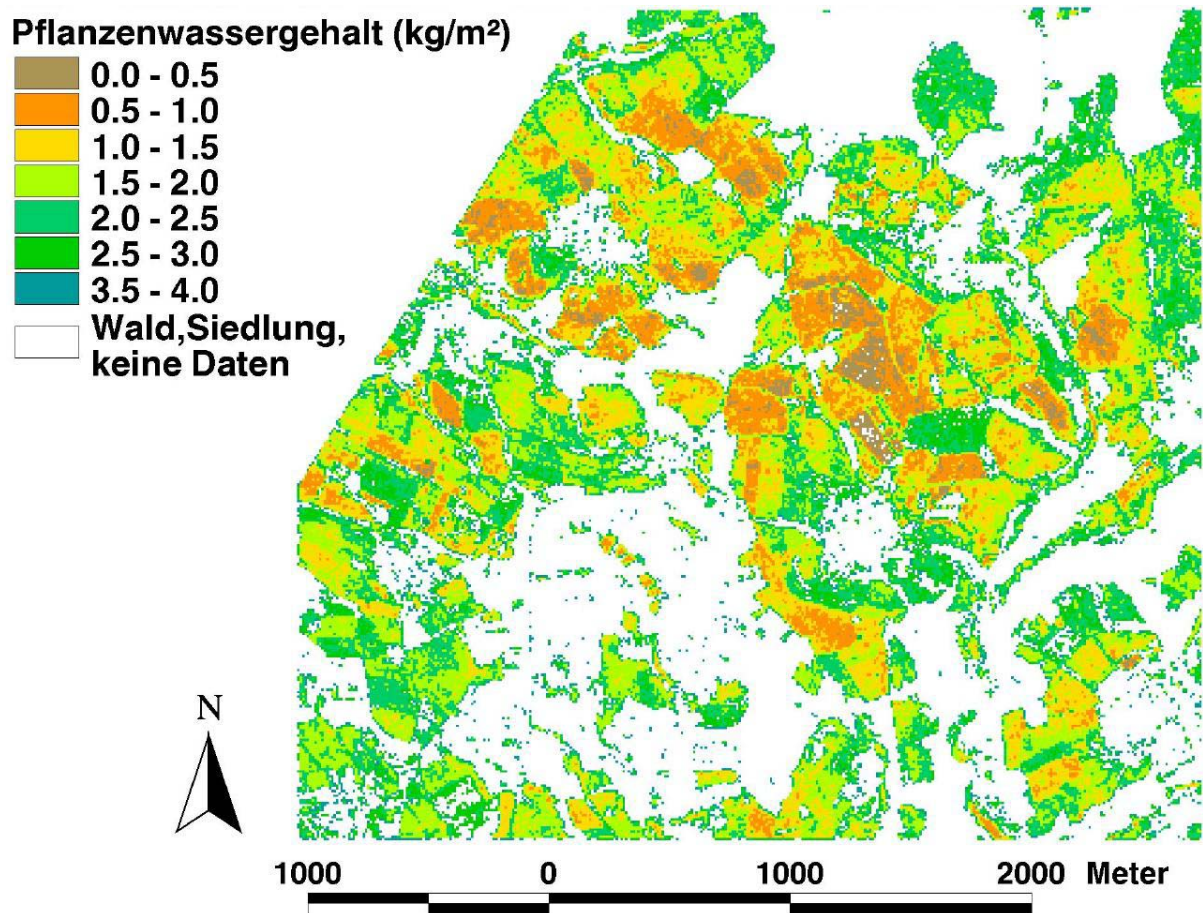


Abb. 45: Pflanzenwassergehalt auf Flächen niederer Vegetation im Einzugsgebiet der Bröl.

6.3.4 Zusammenfassung Vegetationsparameter

Die theoretische Übersicht über die durchgeführten Studien im Bereich der Erfassung der Vegetationsbedeckung (LAI, fraktaler Bedeckungsgrad) aus Vegetationsindizes und die selbst durchgeführten Arbeiten in Thüringen und dem südlichen Afrika haben gezeigt, dass bisher keine standardisierte Methode zur Abschätzung der Vegetationsbedeckung besteht. Die verschiedenen Ansätze basieren alle auf empirischen Beziehungen und sind immer nur für eine bestimmte Region oder einen bestimmten Sensor gültig. Obwohl die meisten Studien mit NOAA AVHRR (u.a. Purevdorj et al. 1998) arbeiten haben sich räumlich höher aufgelöste Sensoren wie Landsat TM oder IRS-1C als zuverlässiger erwiesen, da die Analysen genaue Geländemessungen zur Kalibrierung benötigen, die bei einer Pixelgröße von 25-30 m wesentlich einfacher durchzuführen sind (Graetz et al. 1988).

Eine ebenfalls selbst durchgeführte Analyse des LAI im Rahmen des ARSGISIP-Projektes in Sardinien belegt die These, dass zur Ableitung flächendeckender Blattflächenindizes aus optischen Fernerkundungsdaten landnutzungsspezifische empirische Beziehungen notwendig sind. Abb. 46 zeigt zwar eine homogene Verteilung des Blattflächenindex, der dem visuellen Eindruck der Vegetationsverteilung entspricht. Abb. 47 dokumentiert aber eine nur schwache Beziehung zwischen NDVI und im Gelände gemessenen LAI (Korrelationskoeffiz. $r = 0,67$).

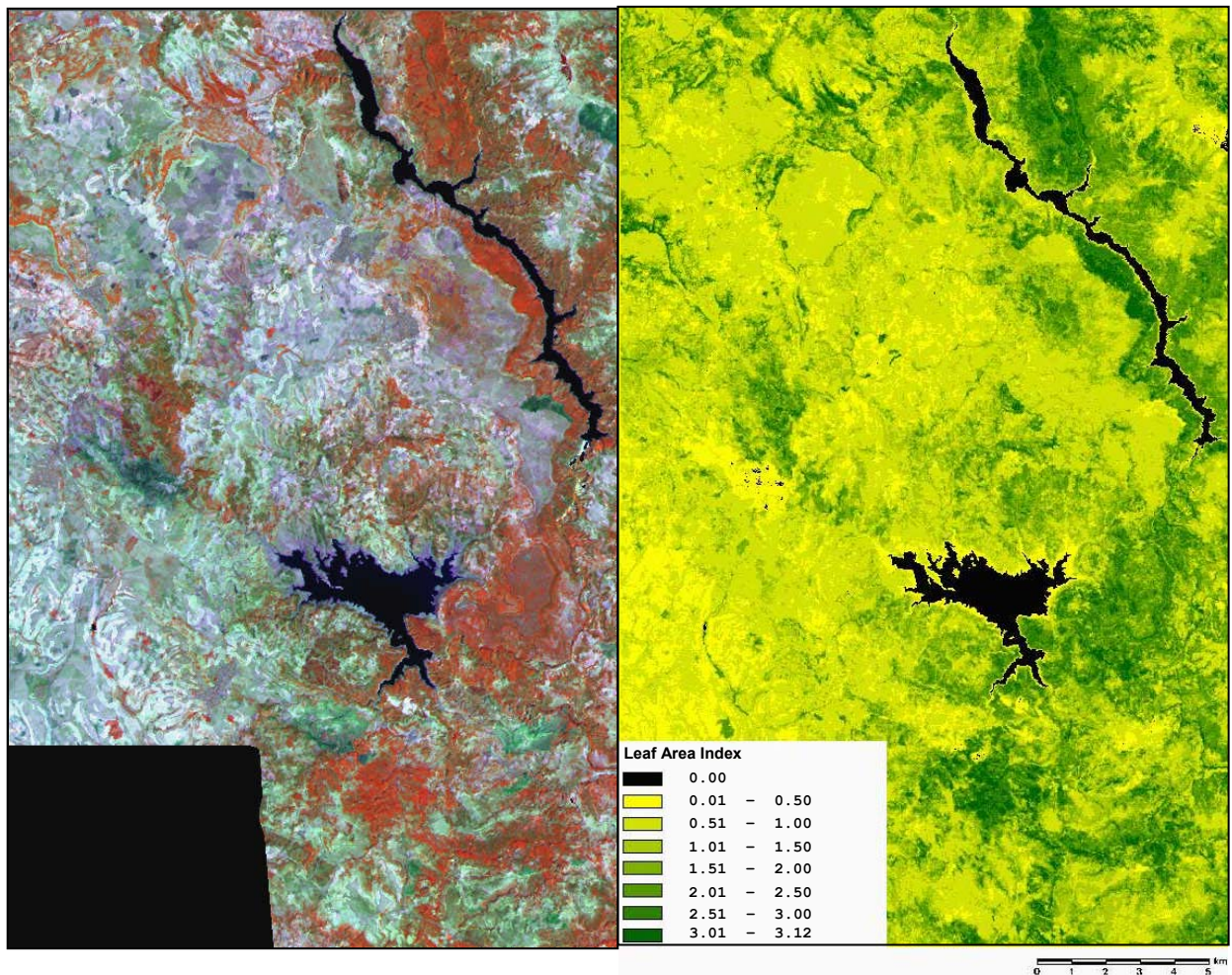


Abb. 46: Landsat-TM-Szene vom 26.08.98 (4,5,3) des Einzugsgebiets des Rio Mulargia (Sardinien) und die dazugehörige Karte des Blattflächenindex basierend auf der empirischen Beziehung $LAI = 4,07 NDVI + 0,3651$.

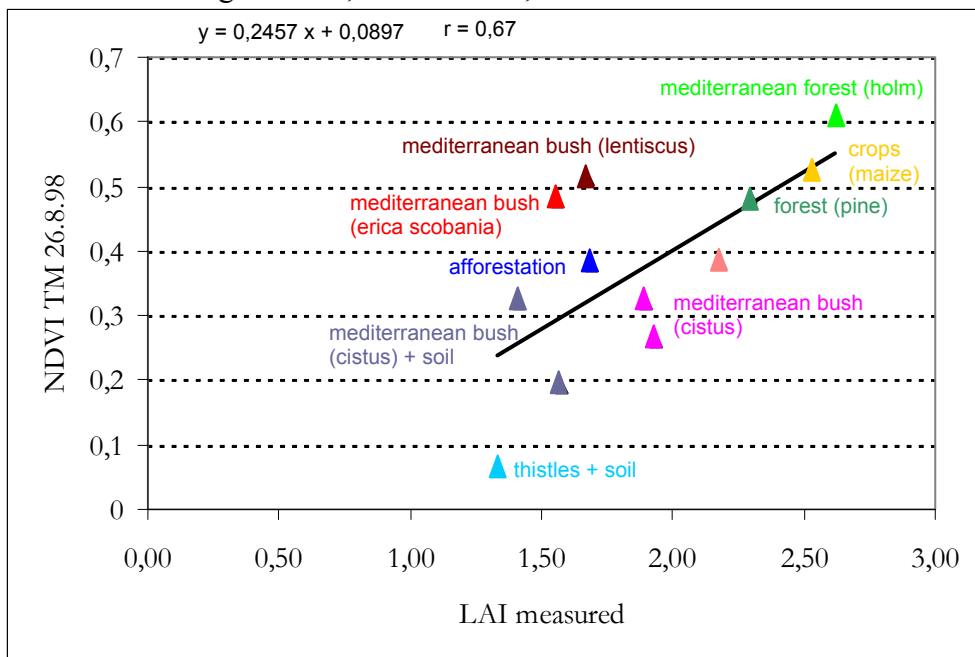


Abb. 47: Geländemessungen des Blattflächenindex mit dem Canopy Analyzer CA 100 und korrespondierende NDVI-Werte aus der TM-Szene vom 26.08.98 des Einzugsgebiets des Rio Mulargia (Sardinien).

Eine bessere und aussagekräftigere Bestimmung des Blattflächenindex hätte sich durch eine landnutzungsspezifische Berechnung des LAI für beispielsweise Zistrosesträucher, Eichenlaubwälder oder Feldfrüchte wie Mais, etc. ergeben.

Die Ergebnisse im Bereich der Aufnahme der Vegetationsparameter lassen sich daher wie folgt zusammenfassen:

- Das Beispiel des Ilm-Einzugsgebietes hat gezeigt, dass flächendeckende Vegetationsparameter wie der landnutzungsspezifische Blattflächenindex oder der fraktale Bedeckungsgrad (unter Berücksichtigung der Bodenfarbe) je nach Modellanforderung zur Verfügung gestellt werden können. Das Wertespektrum entspricht vergleichbaren Studien. Damit stehen praktikable Methoden zur flächendeckenden Bestimmung der Vegetationsparameter als hydrologischer Modellinput bereit.
- Die Erfassung unterschiedlicher Landdegradationsstufen im semi-ariden südlichen Afrika ist mit satellitengetragenen optischen Fernerkundungsdaten möglich. Die Beziehung ist umgekehrt proportional: je höher der fraktale Bedeckungsgrad desto geringer der vegetationsbedingte Erosionsfaktor, umgekehrt gilt je geringer der fraktale Bedeckungsgrad desto höher die vegetationsbedingte Erosionsanfälligkeit.
- Mit Hilfe der zweiten Hauptkomponente konnte der Pflanzenwassergehalt im Untersuchungsgebiet mit hoher Genauigkeit regionalisiert werden. Pflanzenwassergehaltsunterschiede zwischen unterschiedlichen Grünlandzuständen (gemäht, nicht gemäht) werden deutlich erfaßt und können für Wasserhaushaltsbilanzierungen verwendet werden (Systemaustrag beim Abmähen einer Fläche, Hochschild & Herold 2000)

6.4 Fallstudie Bodenfeuchte

Die Ableitung der Bodenfeuchte erfolgte aus flugzeuggetragenen L-Band-SAR-Daten in Gebieten mit niedriger Vegetation. L-Band-Daten dringen im Vergleich zu X- und C-Band-Daten am weitesten in den Boden ein und zeigen die geringste Abhängigkeit von Vegetationsbedeckung und Oberflächenrauigkeit.

Im Vorfeld der Signaturanalyse wurden die Einflüsse von Vegetation und Oberflächenrauigkeit korrigiert. Die eigentliche Ableitung flächenhafter Bodenfeuchteinformation wurde für das Untersuchungsgebiet an der Bröl (vorwiegend Grünlandnutzung) ebenso wie für das Einzugsgebiet der Talsperre Zeulenroda (vorwiegend ackerbauliche Nutzung) durchgeführt. Die Validierung der aus den SAR-Daten abgeleiteten flächenhaften Bodenfeuchteverteilungen erfolgte durch Vergleich mit dem topographischen Index und TDR-Geländemessungen. Im Falle von Zeulenroda konnten sogar noch die Bodenwasserspeicherkapazität sowie aus den polarimetrischen Daten gewonnene Bodenfeuchteverteilungen herangezogen werden.

6.4.1 Die Bestimmung der Bodenfeuchte aus E-SAR-Daten an der Bröl

Der Einfluß der Oberflächenrauigkeit wurde im Untersuchungsgebiet der Bröl vernachlässigt, da es sich fast ausschließlich um Grünlandflächen handelte. Laut Shi et al. (1997) ist der Einfluß der Oberflächenrauigkeit auf die Rückstreuintensität im L-Band sehr gering, wenn die Oberflächenrauigkeit kleiner als bei gegrubberten ($k_s = 0,4$ bis $0,6$) bzw. gepflügten ($k_s = 0,95$) Feldern ist.

Um den Vegetationseinfluß zu korrigieren entwickelte Herold (2000a) ein Korrekturverfahren um die Rückstreuinformation der L-HV-Polarisation (vegetationsbeeinflusst) zur Angleichung des L-HH-Kanals zu nutzen. Ziel war die Ableitung eines synthetischen Radarkanals mit Bodenfeuchteinformation zur Anwendung des semi-empirischen Modells von Dubois et al. (1995), das die beiden vegetationseinflussfreien Co-Polarisationen L-HH und L-VV verwendet. Leider entsprach das Ergebnis aufgrund der Verwendung von Mittelwerten keinesfalls der angestrebten Bodenfeuchteinformation und wurde deshalb nicht weiter verfolgt.

Die L-VV-Polarisation, die Grünlandvegetation weitgehend durchdringt, gilt als das Band mit dem potenziell höchsten Gehalt an Bodenfeuchteinformation. Sie korreliert sehr stark mit der 1. Hauptkomponente der L-Band-Polarisationen ($r = 0,986$). Die Regionalisierung der Oberflächenfeuchte des Bodens beruht auf der Regression von Radarrückstreuung und Geländemesswerten der Bodenfeuchte. Der Vergleich der Rückstreuwerte des L-VV-Kanals mit den Tensiometermessungen zeigt eine deutlich bessere Korrelation als in der L-HH-Polarisation (Abb. 48, L-VV: $r = 0,77$ gegenüber L-HH: $r = 0,57$).

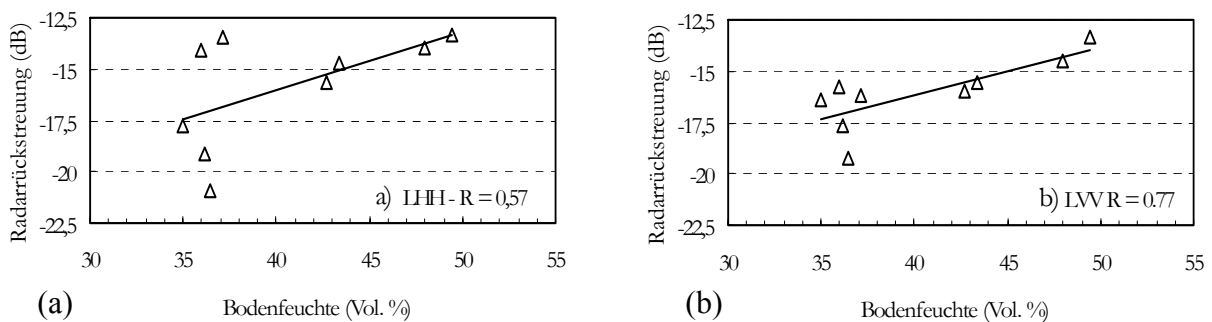


Abb. 48: Korrelation zwischen den Tensiometermessungen am Kiefer- und Simonhang im Untersuchungsgebiet an der Bröl und den Radarrückstreuungen in den L-HH- (a) und L-VV-Polarisationen (b). Aus Herold (2000a).

Abb. 49 zeigt die Korrelation zwischen den Geländemessungen der Bodenfeuchte und den Werten der ersten Hauptkomponente der L-Band-Polarisationen. Im Trend entspricht die erste Hauptkomponente damit der Rückstreuung im L-VV (Abb. 48b). Sie beschreibt 88 % der Variationen in den L-Bändern (Herold 2000a). Daraus lässt sich schlußfolgern, dass die L-Band-Rückstreuung eine deutlich stärkere Abhängigkeit von der Bodenfeuchte zeigt als ursprünglich vermutet, d.h. auch die L-HH- und L-HV-Polarisationen enthalten Bodenfeuchteinformation.

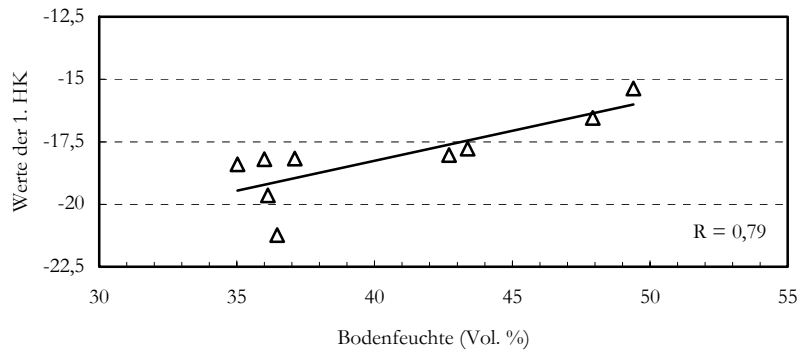


Abb. 49: Korrelation der im Gelände gemessenen volumetrischen Bodenfeuchte und den Werten der ersten Hauptkomponente der L-Band-Polarisationen (Herold 2000a).

Für die Kartierung der Bodenfeuchte bedeutet das, dass der beste empirische Zusammenhang zwischen Geländemessung und Radarrückstreuung zur Umrechnung in Werte volumetrischer Bodenfeuchte herangezogen wurde. Die Berechnung erfolgte nach folgender Regressionsgleichung:

$$y = 2,6334x + 88,263 \quad (27)$$

wobei x den Werten der ersten Hauptkomponente und y der daraus resultierenden Bodenfeuchte entspricht (Herold 2000a).

Die Verifizierung der Bodenfeuchtigkeitsverteilung erfolgte zum einen mit dem Multiple Flow Topographical Index (vgl. Kap. 5.2.4) zum anderen mit interpolierten TDR-Messungen. Abb. 50 zeigt die Bodenfeuchteverteilungen an Kiefer- und Simonhang bestimmt aus den Radardaten, dem DGM und aus den TDR-Messungen. Die volumetrische Bodenfeuchte der Radardaten basiert auf fest installierten Tensiometermessungen der Saugspannung während die TDR-Messungen die dielektrischen Bodeneigenschaften messen. Dies führt im Falle der TDR-Messungen offensichtlich zu einer Unterschätzung der tatsächlichen Bodenwassergehalte. Eine relative Vergleichbarkeit auch mit dem Topographischen Index ist aber dennoch gegeben.

Am Kieferhang (Abb. 50 oben) treten die feuchten Tiefenlinien am oberen Rand des Ausschnitts deutlich hervor. Relativ trockene Bereiche sind am Oberhang (unterer Rand des Ausschnitts) ebenfalls in allen drei Bestimmungsmethoden zu erkennen. Eine Besonderheit tritt allerdings in der Hangmitte auf. Dort ist in den Radardaten und den TDR-Messungen eine bogenförmige, feuchtere Struktur zu erkennen. Sie ist auf eine Dellenstruktur im Untergrund zurückzuführen, die ständig unter Grundwassereinfluß steht. Im Topographischen Index (Abb. 50 mitte) tritt diese Struktur nicht auf, das sie in der Oberflächenmorphologie nicht zu finden ist. Am Simonhang (Abb. 50 unten) sind generell trockenere Bodenfeuchtigkeitsverhältnisse anzutreffen. Sie werden aber ebenfalls mit allen drei Methoden realitätsgetreu wiedergegeben.

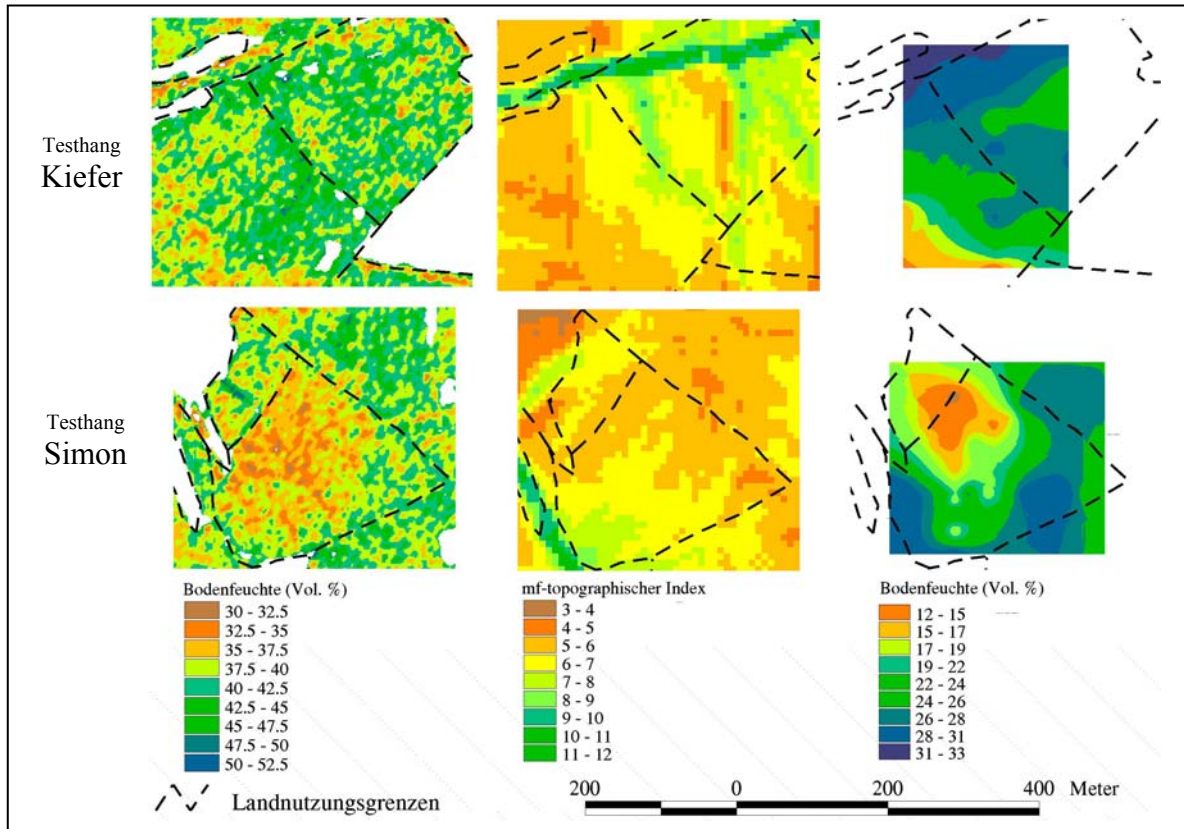


Abb. 50: Vergleich der Bodenfeuchtigkeitsverteilungen aus Radardaten (links), aus dem DGM (mitte) und den TDR-Messungen (rechts), (Herold et al. 2000b).

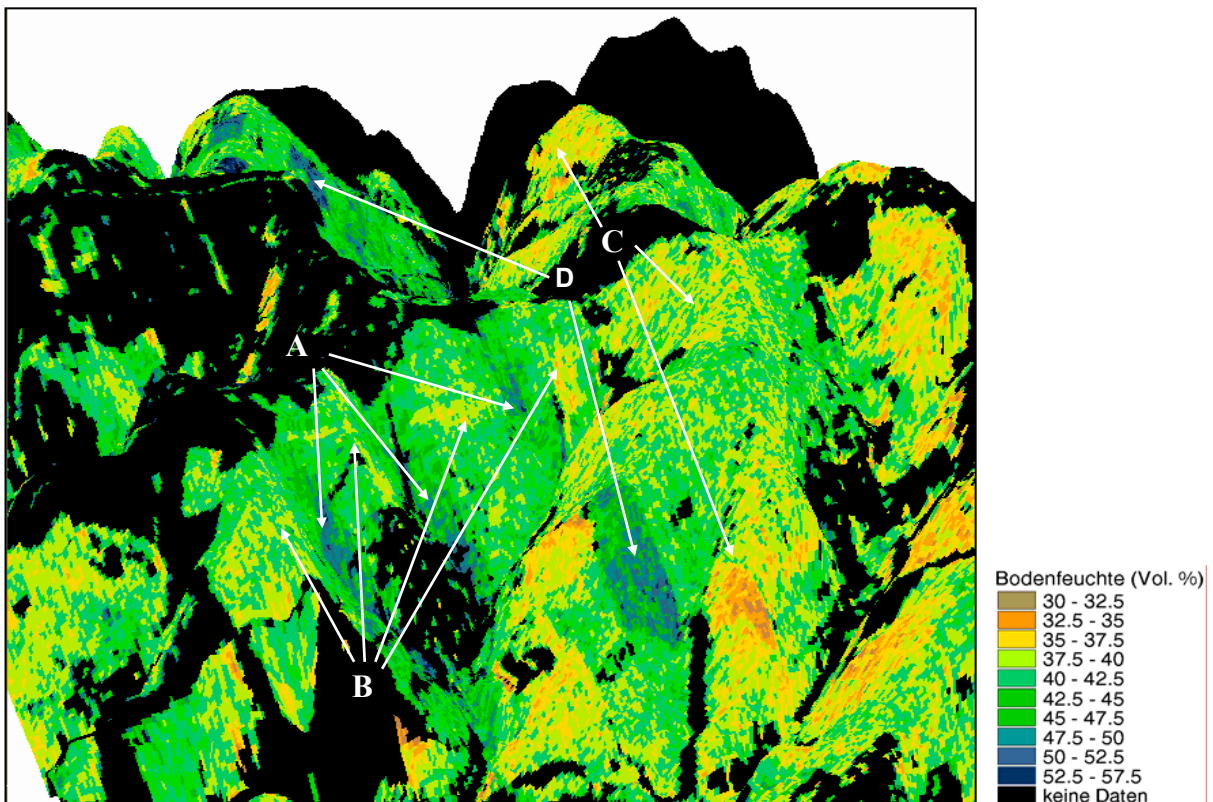


Abb. 51: 3D-Darstellung der aus Radardaten abgeleiteten flächenhaften Bodenfeuchteverteilung (10-fache Überhöhung, Herold et al. 2000b).

In den in Abb. 51 mit A bezeichneten Gebieten der Unterhänge und Talauen sind deutlich feuchtere Bodenfeuchtigkeitsverhältnisse zu finden als in der näheren Umgebung. B markiert Oberhang- und Kuppenbereiche die trockener sind. Damit bestätigt sich die Annahme, dass die reliefgesteuerte Hangwasserdynamik durch Radardaten zuverlässig wiedergegeben werden konnte, teilweise sogar realistischer als mit den anderen Methoden.

Ins Auge fällt jedoch das inhomogene, fleckige Erscheinungsbild der aus den Radardaten abgeleiteten Bodenfeuchteverteilung (Abb. 50 und 51), die nicht unbedingt einer tatsächlichen Bodenfeuchteverteilung entspricht. Das liegt daran, dass trotz Mehr-Look-Prozessierung und anschließender Filterung der Speckle-Effekt nicht ganz unterdrückt werden konnte, er sich also nach wie vor in der Radiometrie durchpaust.

Probleme traten in den Gebieten mit großem lokalem Einfallswinkel auf (Abb. 51, C), in denen kaum relative Bodenfeuchteunterschiede zu erkennen waren. Hier ist die Bodenfeuchtheitsinformation ungenauer als in den zum Sensor exponierten Flächen, wo aufgrund der höheren Durchdringung der Vegetation, räumliche Bodenfeuchteunterschiede sichtbar werden. Dies gilt auch für Gebiete kleiner Einfallswinkel in denen durch Oberflächenstreuungsprozesse mehr Strahlung den Sensor erreicht und damit eine höhere Sensitivität für die dielektrischen Eigenschaften Bodens hervorgerufen wird (Herold 2000a).

Die Vegetationsbedeckung schränkt die Sensitivität für die Bodenfeuchte generell ein. Besonders in den Gebieten mit Feldfrüchten (Abb. 51, D) traten deshalb unrealistisch hohe Bodenfeuchtheitswerte auf. Das liegt an der höheren Rückstreuung in der L-VV-Polarisation, die zur Überschätzung der Bodenfeuchte führt. Dennoch werden auch hier die topographischen Verhältnisse gut wiedergegeben. Für ackerbaulich genutzte Flächen mit Feldfruchtbestand empfiehlt sich daher eine separate Analyse der Bodenfeuchteverteilung.

Insgesamt kann man daher die Eignung für die Parameterisierung hydrologischer Modelle wegen der ungenauen Information in Gebieten mit großem lokalem Einfallswinkel als nur eingeschränkt bezeichnen. Die Möglichkeit der flächenhaften Validierung besteht dennoch für einen Großteil des untersuchten Gebietes.

6.4.2 Die Bestimmung der Bodenfeuchte aus polarimetrischen E-SAR-Daten im Einzugsgebiet der Talsperre Zeulenroda

Im Einzugsgebiet der Talsperre Zeulenroda wurden am 30.03.99 multifrequente und multipolarimetrische E-SAR-Daten aufgezeichnet. Parallel dazu wurden umfangreiche Geländedaten, u.a. mit TDR-Sonden auch zur Bodenfeuchte aufgenommen. Abb. 52 zeigt die Interpolationsergebnisse für die Testgebiete Rödersdorf, Tegau und Läwitz. Die Bodenfeuchtheitswerte sind in Rödersdorf in Tallage deutlich höher als bei dem in Kuppenlage befindlichen Ausschnitt Tegau. Das Testgebiet Läwitz zeigt ein relativ ausgeglichenes Verteilungsmuster mittlerer Bodenfeuchte.

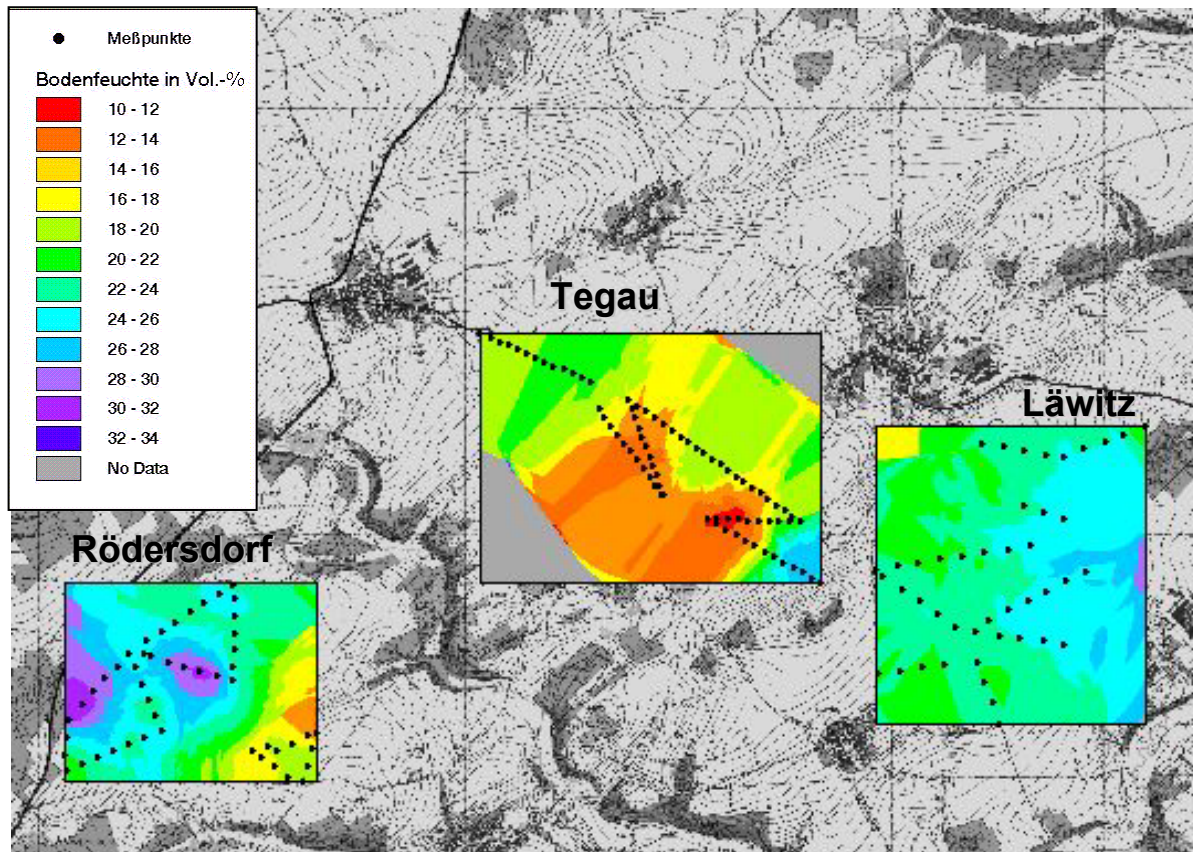


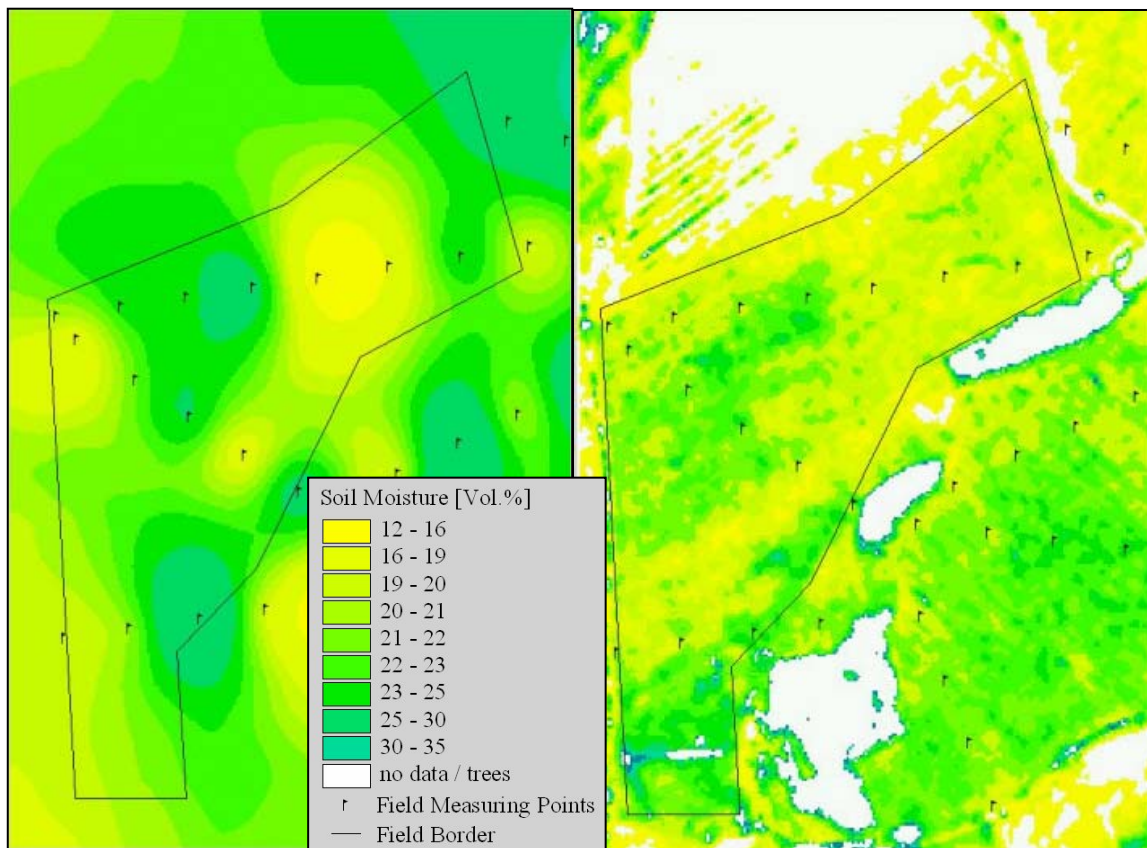
Abb. 52: Interpolationsergebnis der TDR-Bodenfeuchtemessungen im Einzugsgebiet der Tal-sperre Zeulenroda am 30.03.99.

Im Gegensatz zu den Analysen in der Bröl konnte in Zeulenroda auf einen vollpolarimetri-schen Datensatz inklusive der Phaseninformation zurückgegriffen werden, der eine Bestim-mung der Rückstreumechanismen (vgl. Kap. 6.2.5) zulies. Dass polarimetrische SAR-Daten bodenfeuchtigkeitsabhängige Information enthalten, wurde in mehreren Studien gezeigt (u.a. Hajnsek et al. 1999b).

In Abhängigkeit von der Oberflächenrauigkeit (jedem Feld wurde nach Geländemessungen eine mittlere Rauigkeit zugeordnet – gering, mittel, hoch) wurden die einzelnen Rückstreu-parameter (Intensität, polarimetrische Größen, Hauptkomponenten) mit Hilfe einer linearen Regression den Geländemessungen der Bodenfeuchtigkeit gegenübergestellt. Die besten Ü-bereinstimmungen ergaben sich bei mittleren Oberflächenrauigkeiten, wie sie beispielsweise bei flach gepflügten Feldern auftreten. Die höchsten Korrelationen zwischen der Radarrück-streuung und den Bodenfeuchtigkeitsmessungen ergaben sich für die ersten und dritten Eigenwerte (λ_1 , λ_3), die erste und dritte Hauptkomponente sowie die Rückstreuintensitäten von L-VV und L-HV. Sie unterscheiden sich damit von den SAR-Parametern, die in erster Linie Rauigkeitsinformation enthalten (α_1 , α_2).

Eine Gegenüberstellung des räumlichen Verteilungsmusters der Bodenfeuchtigkeit im Test-gebiet Lävitz (TDR-Messungen mit IDW-Interpolation – Inverse Distance Weights) und der aus der Radarrückstreuung abgeleiteten Bodenfeuchtigkeitsverteilung (Abb. 53) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung. Sowohl die trockeneren Bereiche am Oberhang als auch die

feuchteren Stellen am Unterhang werden in der richtigen Dimension wiedergegeben. Die Verwendung der Mittelwerte von 5 SAR-Parametern unterdrückt zudem den Speckle, der sonst zu einer ähnlich grieseligen Struktur der Bodenfeuchtekarte geführt hätte wie in Abb 50.



Entwurf: Thiel 2001

Abb. 53: Aus TDR-Geländemessungen interpolierte Bodenfeuchte (links) und die aus der polarimetrischen Radarrückstreuung (Mittelwerte aus PC1, PC3, L-VV, L-HH, λ_1) abgeleitete Bodenfeuchtigkeitsverteilung (rechts).

Mit einem Bestimmtheitsmass von $R^2 = 0,72$ (Abb. 54), was einem Korrelationskoeffizienten $R = 0,85$ entspricht, konnten damit bessere Ergebnisse erzielt werden als in der Bröl ($R = 0,79$, vgl. Kap. 6.4.1). Zur Validierung wurden die Ergebnisse, ähnlich wie in der Bröl, mit dem Multiple Flow Topographical Index (Abb. 55) und zusätzlich mit der Bodenwasserspeicherfähigkeit (Feldkapazität, Abb. 56) verglichen. Es zeigte sich, dass der Multiple Flow Topographical Index infolge der hohen Auflösung des interferometrisch generierten E-SAR Höhenmodells (5 m, vertikal < 1 m) oberflächliche Abflusslinien zeigt, die zwar die lokale Wasserscheide deutlich machen, die oberflächennahe Bodenfeuchtigkeitsverteilung aber nur bedingt nachzeichnen. Anders dagegen bei der Speicherkapazität (Abb. 56). Sie wurde durch Verschneidung der aus der Bodenart abgeleiteten Porosität und der aus der Landnutzung abgeleiteten Durchwurzelungstiefe generiert. Hier paust sich deutlich das lokale Relief mit dem südlichen, potenziell feuchteren Unterhang und dem nördlichen, potenziell trockeneren Oberhang durch. Diese Bodenfeuchtigkeitsverteilung wurde durch die Radaraufnahme vom 30.03.99 bestätigt.

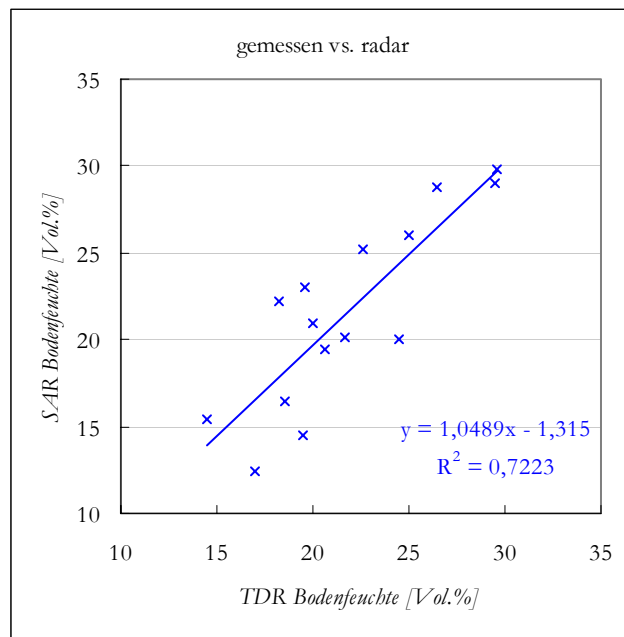
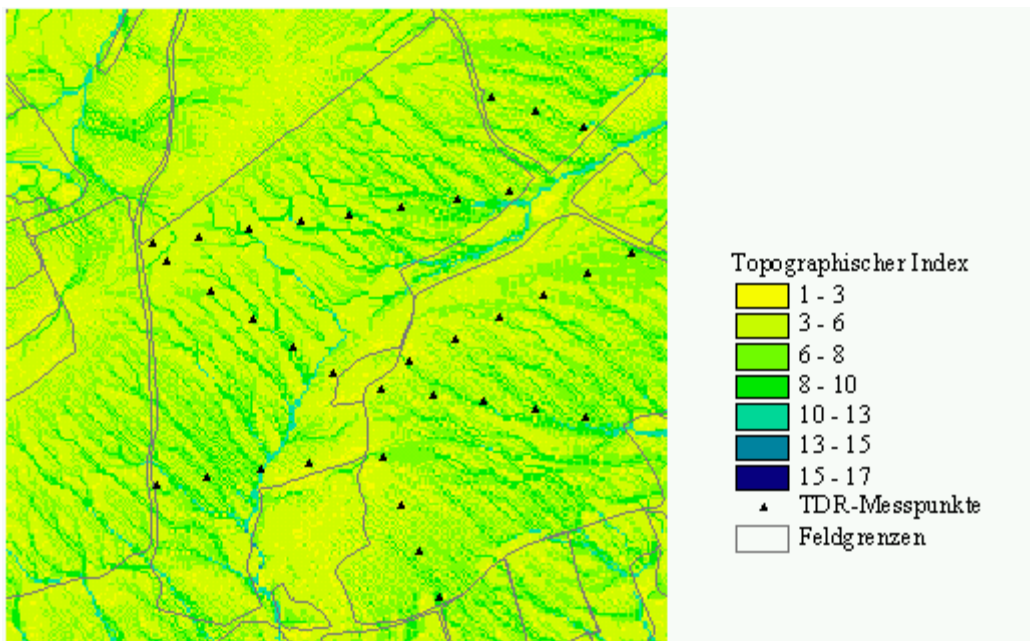
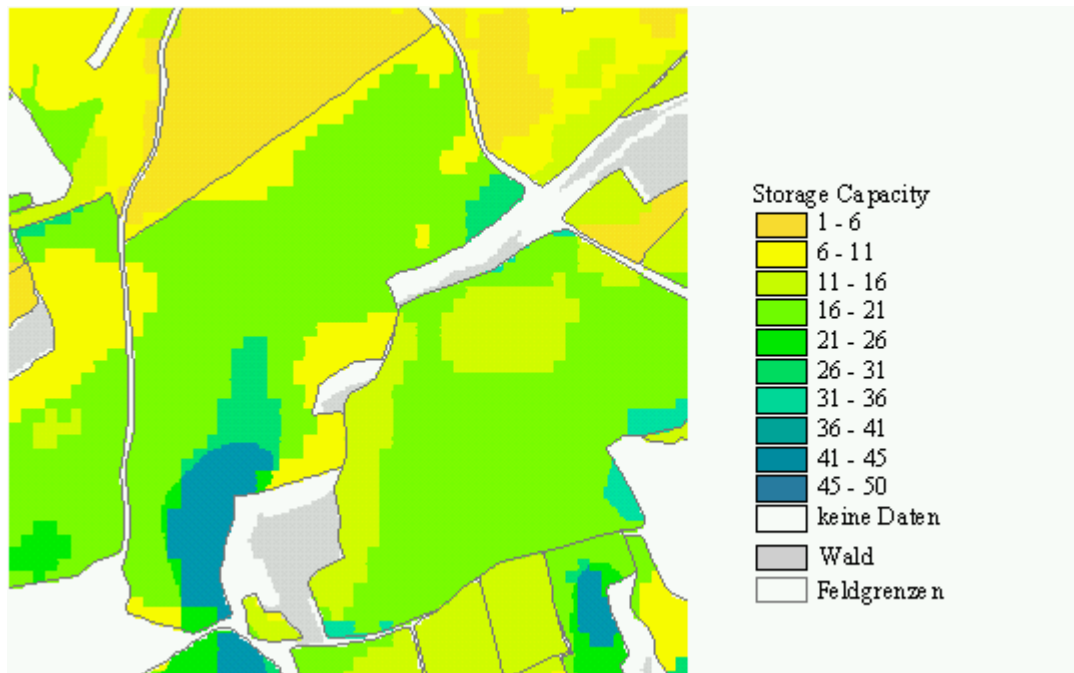


Abb. 54: Korrelation zwischen TDR-Geländemessungen der Bodenfeuchte und der aus polarimetrischen SAR-Daten abgeleiteten Bodenfeuchte.



Entwurf: Thiel 2001

Abb. 55: Berechnung des Multiple Flow Topographical Index aus dem interferometrisch hergestellten E-SAR-DHM für das Testgebiet Lätwitz.



Entwurf: Thiel 2001

Abb. 56: Speicherkapazität bzw. pflanzenverfügbaren Wasserspeicher im Testgebiet Lätwitz in cm, generiert aus Porosität und Durchwurzelungstiefe.

6.4.3 Zusammenfassung Bodenfeuchte

Beide Studien zur Bestimmung der Bodenfeuchte mit multifrequenten und multipolarimetrischen Radardaten (in der Bröl 4.4.1 und in Zeulenroda 4.4.2) haben gezeigt, dass die L-Band-Polarisationen den anderen Frequenzen (X- und C-Band) deutlich überlegen sind. Vor allem die L-VV-Polarisation durchdringt Grünlandvegetation besser als L-HH, das wiederum Vorteile bei der Analyse agrarisch genutzter Flächen (Mais, Sonnenblume) wegen der vertikalen Ausrichtung der zylindrischen Vegetationsstrukturen besitzt.

Obwohl in der Bröl mit geringem Messaufwand im Gelände eine realistische Abbildung der Bodenfeuchtigkeitsverhältnisse bewerkstelligt werden konnte, wurden die Ergebnisse durch verschiedene Störeffekte eingeschränkt. Während in der Bröl durch den Aufnahmetermin zur Zeit fortgeschrittener Vegetationsentwicklung (26.06.96) kaum unbestandene Flächen anzutreffen waren, konnten in Zeulenroda (30.03.99) die Bodenfeuchtigkeitsmessungen auf vorwiegend vegetationslosen Ackerflächen durchgeführt werden. Die störende Signaldämpfung durch die Vegetation entfiel daher. Der Speckle-Effekt pauste sich in den Bodenfeuchtigkeitsverteilungen in der Bröl durch. Es entstand ein unnatürliches grieseliges Muster der Bodenfeuchtigkeit, das so nicht der Realität entspricht. Im Gegensatz dazu konnte in Zeulenroda durch die Mittelwertbildung verschiedener polarimetrischer Radarparameter und einer wirkungsvolleren Speckle-Filterung dieser Effekt weitgehend reduziert werden. Besonders die erste Hauptkomponente (PC1) enthielt Bodenfeuchteinformation ohne störende Einflüsse von Speckle bzw. Vegetation.

In beiden Studien wurden umfangreiche Validierungsuntersuchungen durchgeführt. Im Falle von Zeulenroda gar der bisher einzigartige Vergleich von 4 verschiedenen Messmethoden (Radar, TDR, Topographischer Index, Feldkapazität). Die ähnlichen Verteilungsmuster belegen die Möglichkeiten der Bodenfeuchtigkeitsbestimmung mit L-Band-SAR-Daten. Dabei erscheint die Abbildung mit den Radardaten realistischer als die mit geostatistischen Methoden interpolierte Bodenfeuchtigkeitsverteilung der TDR-Sondenmessungen. Aus dem Topographischen Index lässt sich eine Grobabschätzung vornehmen, allerdings berücksichtigt er keine Bodeneigenschaften, so dass sich daraus keine Aussagen zur tatsächlichen zeitlichen Dynamik der Bodenfeuchte ableiten lassen. Ähnliches gilt für die Feldkapazität, die zwar die Bodeneigenschaften berücksichtigt, aber nur eine maximale Speicherfähigkeit angibt.

Daraus lässt sich schlussfolgern, dass die Radarfernerkundung in Kombination mit wenigen Kalibrierungsmessungen die wohl beste Methode zur Gewinnung von flächenhafter Bodenfeuchteinformation darstellt. Allerdings besitzt sie weniger Bedeutung als Modellinput als vielmehr zur Validierung der Modellierungsergebnisse. Weitere Verbesserungen sind durch die Verwendung physikalisch basierter Modelle wie dem IEM-Modell zu erwarten, die es unter Einbezug von Zusatzdaten (DHM, etc.) ermöglichen aus dem Mikrowellensignal absolute Bodenfeuchtigkeitswerte abzuleiten. Inwieweit diese Information aber tatsächlich Anwendung in der hydrologische Praxis findet, wird sehr davon abhängen, ob auch eine Extrapolation der Ergebnisse auf tiefere Bodenschichten möglich sein wird. Erste Versuche mit P-Band-SAR sind vielversprechend, bei bisher aber noch unzureichender räumlicher Auflösung. Hier wird die technologische Entwicklung in Zukunft sicher weitere Verbesserungen ermöglichen.

6.5 Fallstudie Digitale Höhenmodelle

6.5.1 Die Generierung Digitaler Höhenmodelle aus stereoskopischen SPOT-Daten im südlichen Afrika

Es wurden drei Digitale Höhenmodelle aus stereoskopischen SPOT-Daten im südlichen Afrika erstellt. Dabei handelte es sich jeweils um Ausschnitte der Oberläufe des Mupfure in Zimbabwe (SPOT PAN 135-386 vom 02.10.96 und vom 13.10.96), des Mkomazi (SPOT PAN 138-409 vom 28.06.95 und vom 13.09.96) und des Umzimvubu in Südafrika (SPOT PAN 136-412 vom 04.07.92 und vom 09.07.95, SPOT PAN 135-412 vom 22.10.92 und vom 31.10.92).

Abb. 57 zeigt das Digitale Höhenmodell des Oberlaufs des Mupfure (Zimbabwe) und einen Ausschnitt des dazugehörigen SPOT-Orthophotos. Hier ist die Reliefenergie generell gering, dennoch wird das Gelände sehr gut abgebildet (Höhengenauigkeit in Gebieten mit Subsistenzwirtschaft ca. 10 m, in kommerziellem Farmland 3,5 m). Fehler traten vor allem in Bereichen offener Wasserflächen (Stauseen) auf, da hier die Ermittlung des für die epipolare Berechnung zugehörigen Pixels schwierig ist. Alle abflußlosen Hohlformen (Senken) wurden aufgefüllt. Dies ist für die Bearbeitung hydrologischer Fragestellungen unabdingbar. Verwen-

dung fand das DHM zur Abgrenzung der lokalen Wasserscheide sowie zur Generierung von orthorektifizierten panchromatischen SPOT-Bildern, die als Basis für thematische Karten (Übersicht der Verteilung von Stauseen) dienen.

Das abgeleitete Höhenmodell des oberen Mkomazi wies aus zwei Gründen die geringste Qualität auf. Zum einen lag zwischen den beiden Aufnahmetermen ein zu großer Zeitraum von 14 Monaten. In dieser Zeit wurden viele Flächen durch Brandrodung oder veränderte Landnutzung in ihrer spektralen Reflexion völlig verändert. Dies führte bei der Bestimmung der epipolaren Linien zwangsläufig zu fehlerhaften Höhenabschätzungen. Die Höhengenaugigkeit war mit 13,8 m im erwarteten Rahmen, sie lag auf den beschriebenen dynamischen Flächen mit 168,5 m allerdings weit über der akzeptablen Fehlergrenze (Vergleich zu 200 m DGM des Surveyor General, Scheffel 1998).

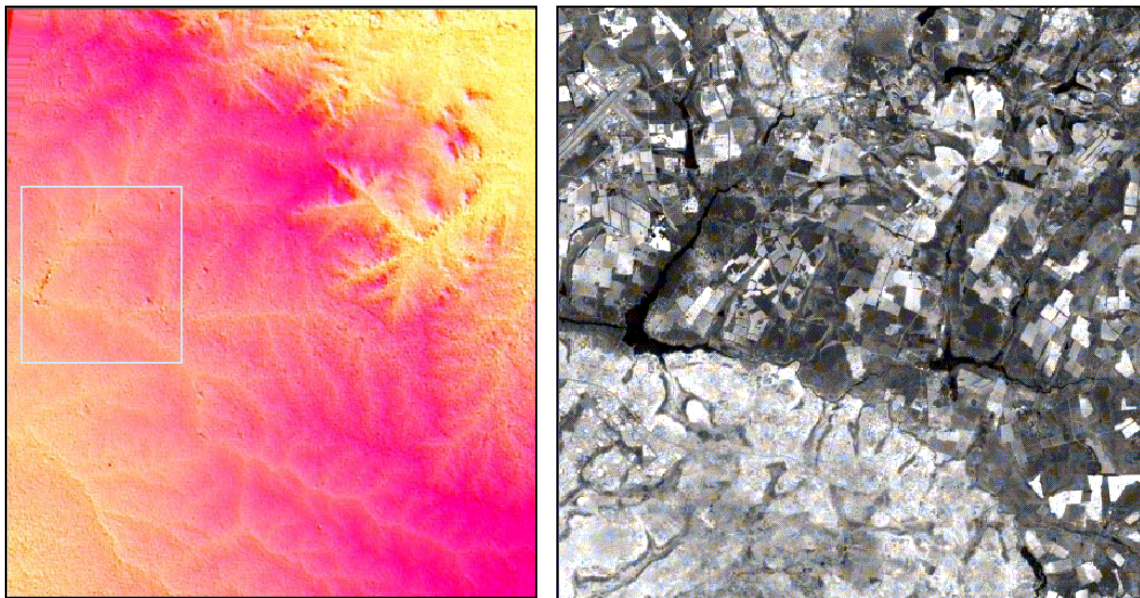


Abb. 57: Digitales Höhenmodell des Oberlaufs des Mupfure (Zimbabwe, links), generiert aus stereoskopischen SPOT-Daten vom 02. und 13.10.96. Rechts: Ausschnitt des daraus abgeleiteten Orthophotos (hell: communal land, dunkel: commercial land).

Ebenfalls negativ wirkte sich der zu flache Aufnahmewinkel der Szene vom 13.09.96 aus (Abb. 58). Das Aufnahmepaar erfüllt zwar die Forderung nach mindestens 25° Unterschied zwischen den Beobachtungswinkeln, allerdings wurden die Daten am 28.06.95 nahezu aus der Nadirposition, am 13.09.96 dagegen aus einem sehr flachen Winkel aufgezeichnet. Gerade in einem Gebiet mit hoher Reliefenergie bedingt der extrem schräge Aufnahmewinkel von 30° schlechte Beleuchtungsverhältnisse und geringen Kontrast.

Darüberhinaus wurde das Mkomazi-DHM in einer Rasterweite von 10 m erstellt. Die verwendete photogrammetrische Software empfiehlt aber eine geringere Rasterweite als die tatsächliche räumliche Bodenauflösung des Satelliten, im Falle von panchromatischen SPOT-Daten wird deshalb eine Rasterweite von 20 m empfohlen.

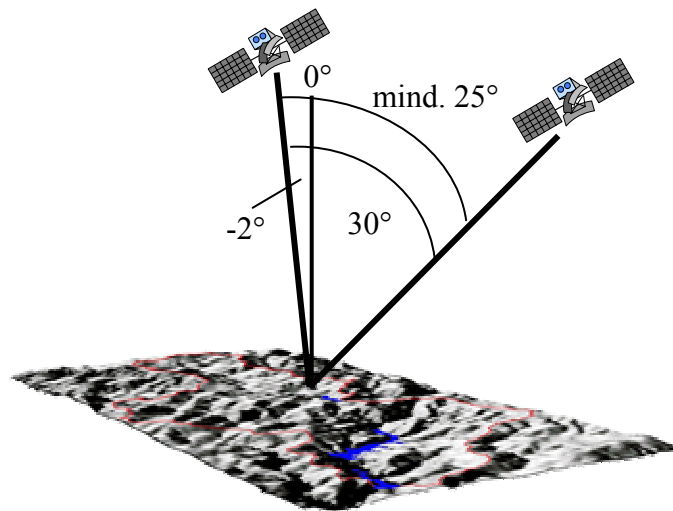


Abb. 58: Aufnahmekonstellation für die Ableitung des Digitalen Höhenmodells am Oberlauf des Mkomazi (Südafrika). Die linke Szene (-2° Beobachtungswinkel) wurde am 28.06.95, die rechte (30°) am 13.09.96 aufgezeichnet.

Für das Teileinzugsgebiet des Mooi-River (Vorfluter Umzimvubu, Eastern Cape, Südafrika) wurde versucht aus zwei angrenzenden stereoskopischen SPOT-Paaren ein flächendeckendes DHM zu erstellen. Leider ergab sich in dem West-Ost verlaufenden Einzugsgebiet ein mittlerer Bereich von etwa 15 km Länge, der nicht durch ein SPOT-DHM abgedeckt wurde.

Ein Maß für die Güte der Modellrechnung des DHMs stellt die Qualitätsbeurteilung einzelner Bildpunkte dar. Gute und mittelmäßige Punkte sind demnach eindeutig aufgrund der Parallaxenangleichung erkennbar. Schlecht bedeutet geringe spektrale Übereinstimmung bzw. Fehler in der Datengrundlage. Bei interpolierten Punkten konnte die Angleichung nicht durchgeführt werden, so dass sie durch Anpassungen generiert wurden. Während das westliche, zum Großteil in Lesotho gelegene DHM viele interpolierte Punkte aufweist und ansonsten die Mehrheit von mittelmäßiger Güte ist, kann der östliche, um MacLear gelegene Teil des DHMs überwiegend als gut (49,3 %) bezeichnet werden (Helmschrot 1999).

Ein Vergleich mit jeweils 12 geodätischen Festpunkten ergab für MacLear 13,4 m, für Lesotho 21,1 m. Die Höhenableitung ist damit schlechter als die angestrebte Pixelauflösung (10 m), liegt damit aber durchaus in der Größenordnung vergleichbarer Studien (Gugan & Dowman 1988, Theodossiou & Dowman 1990).

Die Erstellung der Digitalen Höhenmodelle im südlichen Afrika stellte rein methodisch kein wissenschaftliches Neuland dar, die DHMs sind vielmehr als wesentlicher Beitrag für die lokale Reliefanalyse und die daran anschließende mesoskalige hydrologische Modellierung zu sehen. Digitale Höhenmodelle in dieser räumlichen Auflösung (10 bzw. 20 m Rasterweite) und vertikalen Genauigkeit lagen für alle drei Testgebiete bisher nicht vor.

6.5.2 Interferometrische Digitale Höhenmodelle aus ERS-Tandem-Daten von Thüringen

In Kap. 5.2.4 wurde das Prinzip der interferometrischen Höhenmodellerstellung bereits ausführlich beschrieben. Für Thüringen wurden am Oberlauf der Gera und im Ilm-Einzugsgebiet zwei Digitale Höhenmodelle mit Repeat-Pass-Interferometrie erstellt. Das Modell der Gera wurde im Rahmen einer Diplomarbeit am Institut für Geographie in Jena (Bartsch 1999), das Modell der Ilm im Rahmen des RIVER-Projektes von der DLR angefertigt.

Zur Bewertung der Genauigkeit des Modells der Gera wurden auch hier die Standardabweichung der Differenz zwischen interferometrisch generiertem Höhenmodell und dem Referenzhöhenmodell herangezogen. Die mittlere Höhenabweichung beträgt 33,4 m, liegt also über der durchschnittlichen Baumhöhe. Erstaunlicherweise treten fast ausschließlich positive Höhenunterschiede auf. Bartsch (1999) führt als Gründe für die Abweichungen eine besonders geringe Kohärenz der Täler des Thüringer Waldes auf, die somit unter dem Schwellenwert zur Abwicklung der relativen Phase liegen. Daraus resultiert eine Überschätzung der absoluten Höhe der Tallagen.

Eine vergleichbare Studie von Gens (1998) aus Niedersachsen mit Daten aus dem folgenden Orbit wies bei ähnlichen Witterungsbedingungen und ähnlicher Reliefenergie einen mittleren Höhenunterschied von 20 m im Vergleich zum Referenzhöhenmodell auf. Dies wurde auch durch Ludwig et al. (2000) bestätigt, die mit dem ERS-Tandem-DHM ebenfalls Genauigkeiten von 10 - 20 m erreichten.

Von der DLR wurde im Rahmen des RIVER-Projektes ein aus ERS-Tandem-Daten abgeleitetes DHM des Ilm-Einzugsgebietes zur Verfügung gestellt (Knöpfle 1999). Dieses Höhenmodell wurde mit einem photogrammetrisch erstellten DHM des Landesvermessungsamtes Thüringen verglichen. Beide Modelle wurden dazu auf eine einheitliche Rastergröße von 25 m (Rasterweite des Referenz-DHM des LVA) gerechnet. Das LVA-DHM zeichnete sich generell durch einen glatteren Übergang zwischen den einzelnen Höhenschichten aus. Probleme ergaben sich mit dem RADAR-DHM wegen der temporären Dekorrelation über den Waldflächen. Wald stellt einen starken Volumenstreuer dar, der durch Windeinfluss ständig die Position von Ästen und Blattwerk zum Satelliten verändert und es so zur interferometrischen Dekorrelation kommt.

Die Auswirkungen zeigten sich am besten bei der Topographischen Normalisierung. Abb. 59 dokumentiert den Einfluss der temporären Dekorrelation im Bereich des Tannrodaer Sattels (Ilm-Einzugsgebiet). Das unruhige, verrauschte Radar-DHM verursacht kleinräumige Reliefunterschiede, die zu einer Über- bzw. Unterkorrektur des Geländeeinflusses führen, die Fehlklassifikationen in Waldbereichen optischer Daten (in diesem Fall IRS-1C-Daten) hervorrufen können.

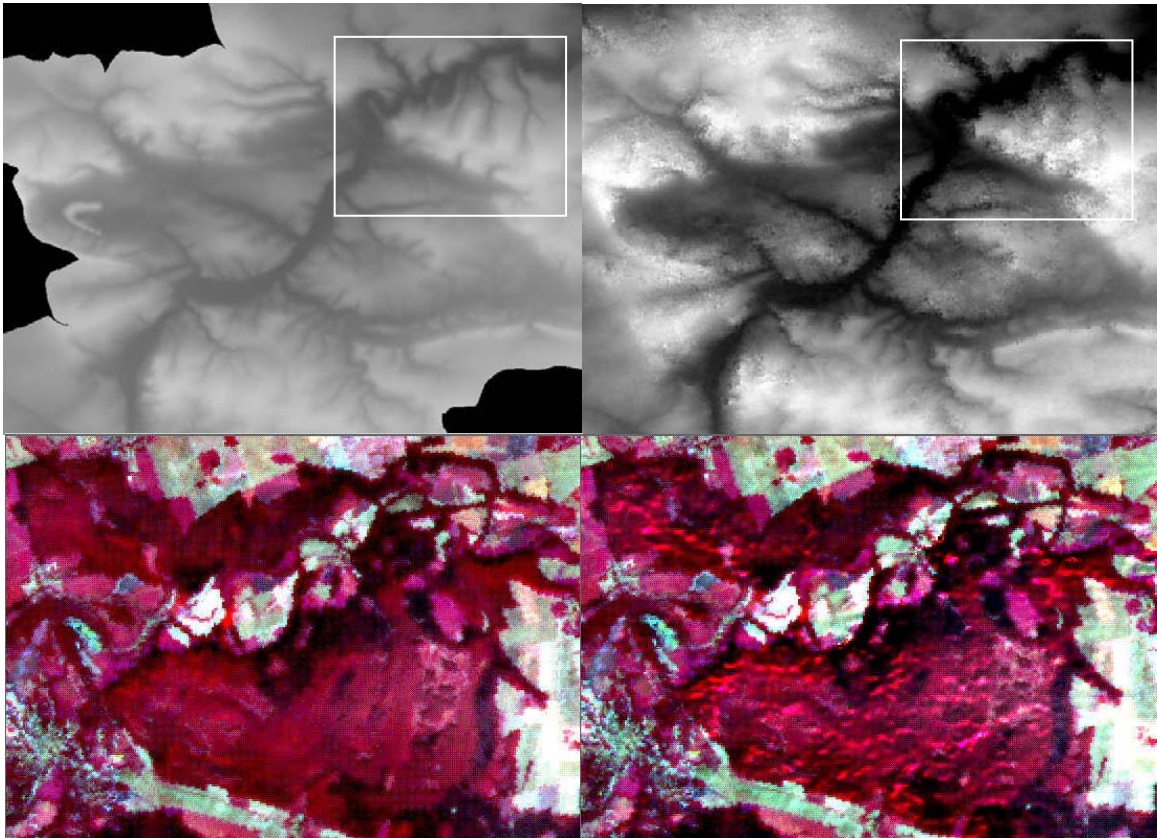


Abb. 59: Vergleich des LVA-DHM (links oben) und des Radar-DHM (rechts oben) sowie ihr Einfluss auf die Topographische Normalisierung optischer Fernerkundungsdaten (IRS-1C vom 25.09.97, links und rechts unten). Infolge der temporären Dekorrelation treten in den Waldbereichen im Radar-DHM kleinräumige Reliefartefakte auf, die sich auch in der Topographischen Normalisierung in Form von Über- bzw. Unterkorrekturen bemerkbar machen. Die weissen Rechtecke oben dokumentieren die Lage der IRS-1C-Ausschnitte unten.

Zur Überprüfung der Genauigkeit wurde ein Differenzbild zwischen dem LVA-DHM und dem interferometrisch erstellten SAR-DHM angefertigt (Abb. 60). Die Abweichungen sind normalverteilt und betragen im Mittel etwa 7 m. Generell ist das Radar-DHM höher als das LVA-DHM. Es treten keine signifikanten Lageverschiebungen auf, wie man am Verlauf des Ilmtales erkennen kann.

Als regionale Besonderheit tritt ein sichelförmiges Artefakt am Westrand des Tannrodaer Sattels als positive Abweichung auf. Diese fehlerhafte Geländeform ist nur im LVA-DHM zu finden und existiert in der Realität nicht. Die größten Abweichungen treten infolge der Aufnahmegeometrie (Seitensicht radar) in den tiefen Kerbtälern des Thüringer Waldes auf. Die Standardabweichung der Differenzen entspricht mit knapp 20 m (17,28 m) der durchschnittlichen Baumhöhe und spiegelt somit den Unterschied zwischen Höhenmodell (Radar) und Oberflächenmodell (LVA) wider.

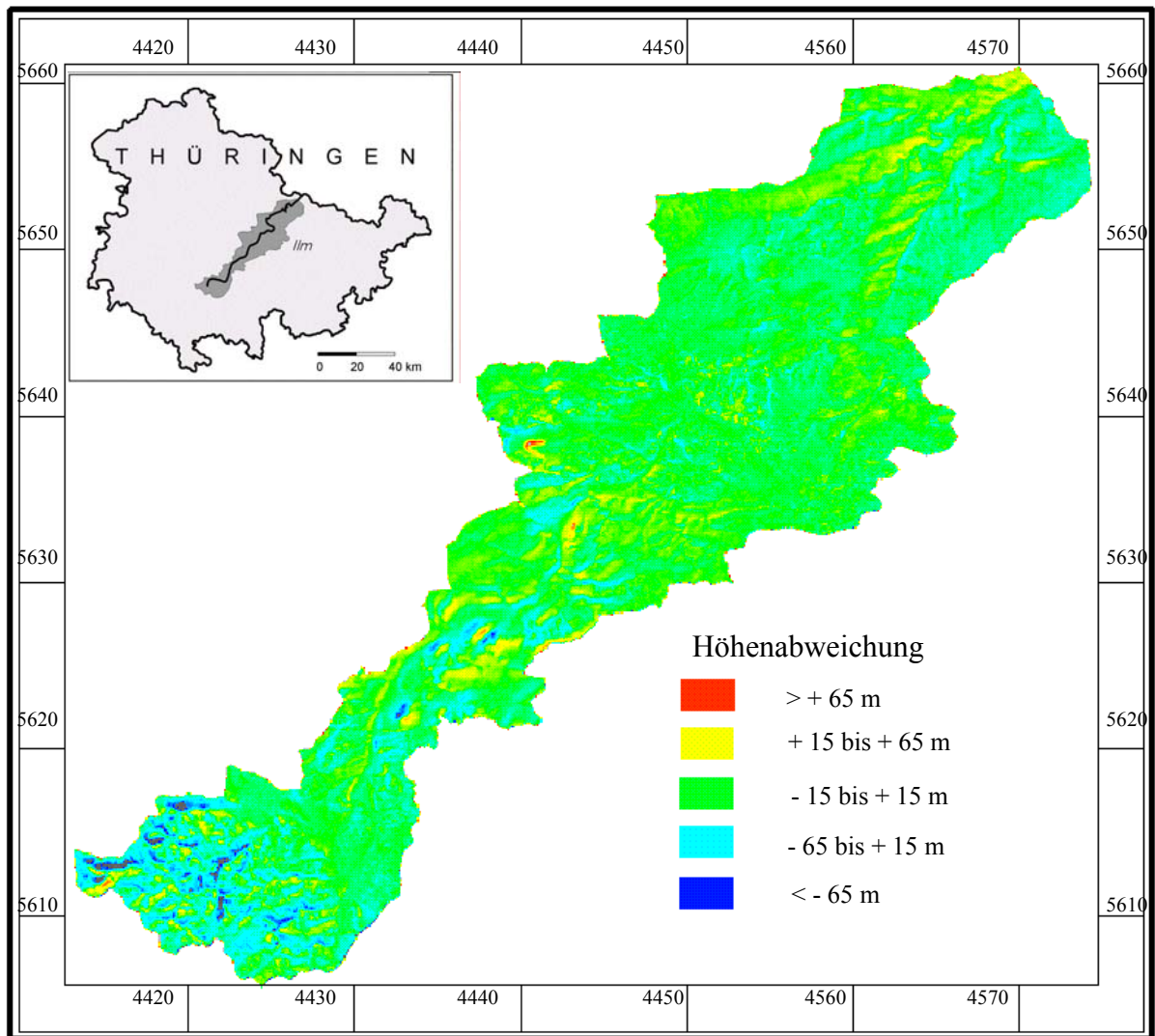


Abb. 60: Differenzialbild zwischen dem Digitalen Höhenmodell des Landesvermessungsamtes Thüringen und dem aus ERS-Tandem-Daten abgeleiteten Höhenmodell der DLR. Rot und gelb: positive Abweichungen des Radar-DHM, blau: negative Abweichungen des Radar-DHM.

6.5.3 Hochaufgelöste interferometrische Höhendaten aus flugzeuggetragenen E-SAR-Daten

Im Rahmen der E-SAR-Befliegung vom 30.03.99 im Einzugsgebiet der Talsperre Zeulenroda wurde auch ein interferometrisches single-pass X-Band-DHM innerhalb des 3 x 10 km großen Ausnahmestreifens aufgenommen. Dieses hochaufgelöste DHM hat eine Rasterweite von 5 m bei einer Höhenauflösung von < 1 m. Zu Vergleichszwecken bzw. zur Kombination stand des weiteren das Geländemodell des LVA Thüringen zur Verfügung. Abb. 61 zeigt den Ausschnitt des im Bereich des Flugstreifens aufgenommenen X-Band-DHM. Die helleren Flächen sind Nadelwälder die sich deutlich von ihrer Umgebung abheben.

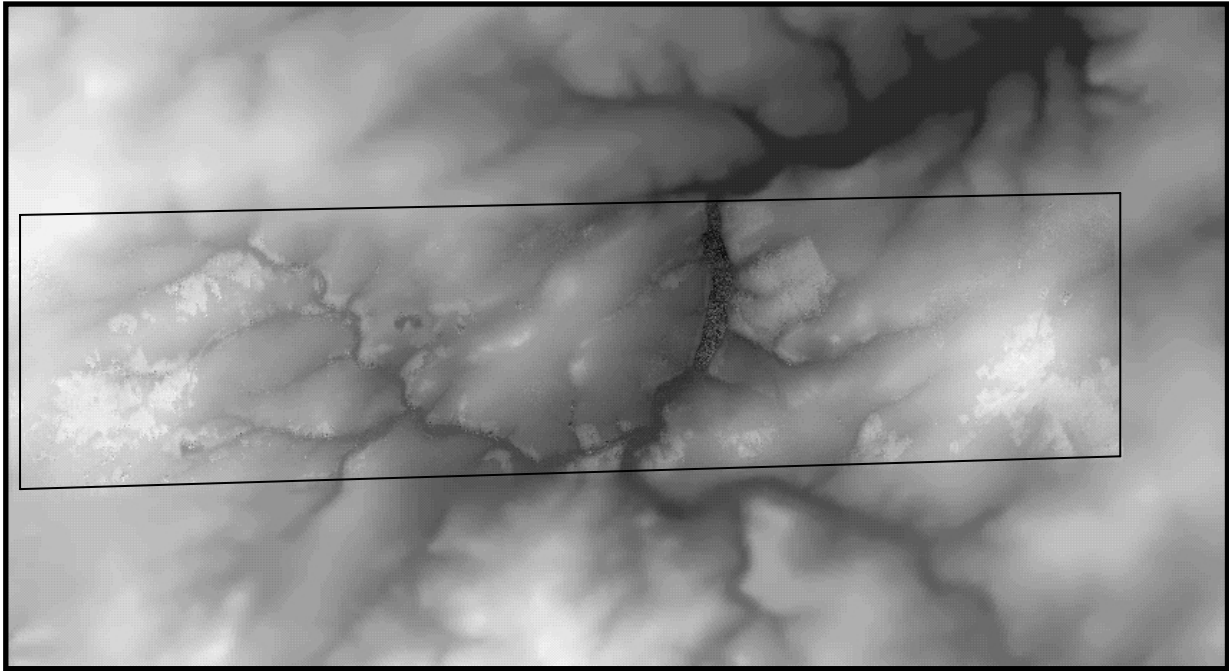


Abb. 61: Aus E-SAR-Daten abgeleitetes, interferometrisches single-pass X-Band-DHM eines Teils des Einzugsgebietes der Talsperre Zeulenroda. Die Waldflächen treten als deutlich hellere Bereiche hervor. Ausserhalb des Aufnahmestreifens stammt die Höheninformation vom LVA-DHM.

Zur Ableitung einer Baum- und Gebäudehöhenkarte wurde das LVA-DHM vom E-SAR X-Band-DHM subtrahiert. Diese Operation wurde nur für die in der Level-I-Klassifikation abgegrenzten Wald- und Siedlungsflächen (vgl. Abb. 36) durchgeführt. Im Gelände wurden zur Validierung einzelne Baumhöhen gemessen und dem Subtraktionsergebnis LVA minus X-Band-DHM gegenübergestellt. Das Ergebnis (Abb. 62, Abb. 63) zeigt eine starke Korrelation ($R^2 = 0,93$) obwohl die aus dem Radar abgeleiteten Höhen im allgemeinen etwas zu niedrig sind (Faktor 0,8). Das hängt wahrscheinlich mit dem Unterschied zwischen Geländemessung (Abstand Baumspitze zum Boden) und der DHM-Auflösung zusammen. Die Auflösung des Radar-DHM ist nicht groß genug um zwischen einzelnen Bäumen zu unterscheiden. Die Baumhöhen des Radar-DHM sind daher als Mittel zwischen den Baumspitzen und dem Raum dazwischen anzusehen und dementsprechend geringer (Thiel et al. 2001).

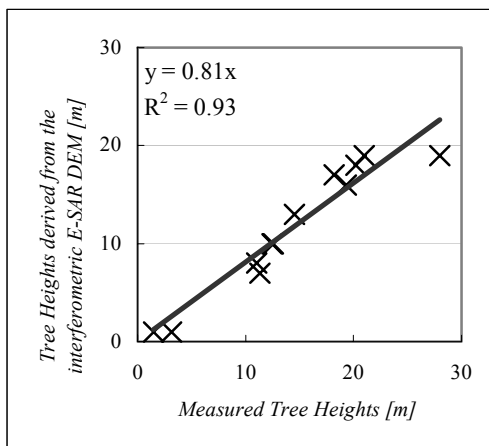


Abb. 62: Gegenüberstellung der im Gelände gemessenen und den aus dem interferometrischen Höhenmodell abgeleiteten Baumhöhen.

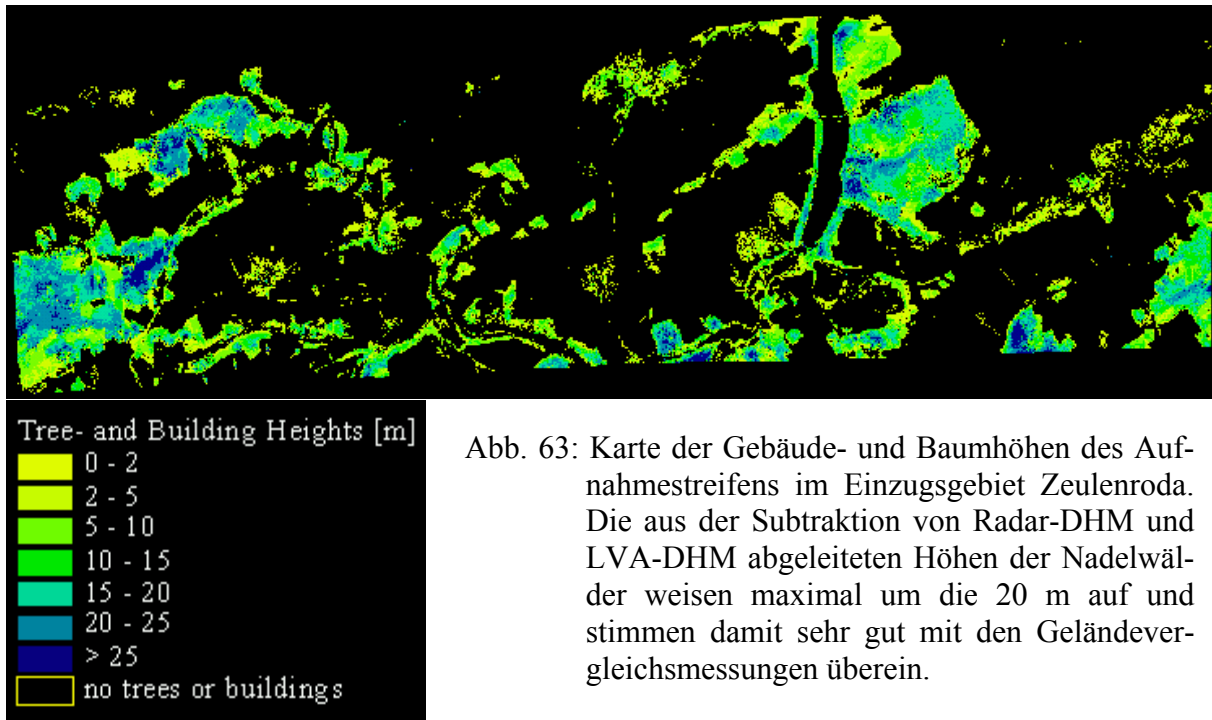


Abb. 63: Karte der Gebäude- und Baumhöhen des Aufnahmebereichs im Einzugsgebiet Zeulenroda. Die aus der Subtraktion von Radar-DHM und LVA-DHM abgeleiteten Höhen der Nadelwälder weisen maximal um die 20 m auf und stimmen damit sehr gut mit den Geländevergleichsmessungen überein.

(Entwurf: Thiel 2001)

6.5.4 Zusammenfassung Digitale Höhenmodelle

Für physikalisch basierte hydrologische Modellierungen sind im allgemeinen Geländemodelle und keine Höhenmodelle notwendig. Vegetation und Gebäude sind störende Faktoren bei der Berechnung von Hangneigung oder Exposition und sollten vor der Relieffanalyse eliminiert werden. Hier sind manuell digitalisierte Geländemodelle überlegen, da sie die tatsächliche Geländeoberfläche abbilden. Dafür besitzen sie aber in den seltensten Fällen eine hohe räumliche Auflösung und weisen trotz unterschiedlicher Interpolationsverfahren die typischen getrepten Hangstrukturen auf.

Die Studien im südlichen Afrika haben gezeigt, dass aus stereoskopischen SPOT-Daten abgeleitete Digitale Höhenmodelle für mesoskalige Reliefbeschreibungen bzw. hydrologische Anwendungen geeignet sind. Bei nur 60 x 60 km großen Ausschnitten haben sie allerdings das Problem, in den meisten Fällen nicht flächendeckend zu sein. Da sich angrenzende Stereopaare zudem nicht immer vollkommen überlappen, wird der Bereich der möglichen dreidimensionalen Auswertbarkeit noch weiter eingeschränkt. Ein Einzugsgebiet von ca. 4000 km² Fläche nur mit aus stereoskopischen SPOT-Daten abgeleiteten DHMs abzudecken kann sich daher zu einer kostspieligen Angelegenheit entwickeln.

Die Validierung des Digitalen Höhenmodells des Mooi-Einzugsgebietes mit dem offiziellen südafrikanischen DHM 200 und der Topographischen Karte 1:50 000 ergab eine Höhengenaugigkeit von 26,4 m für das Gesamt-DHM, das aus zwei Stereobildpaaren und einem Mittelteil bestand, in dem das offizielle DHM 200 eingesetzt wurde. Als mögliche Fehlerquellen bei DHMs geringerer Qualität kommen folgende Faktoren zum tragen (vgl. Helmschrot 1999):

- Reliefenergie des Untersuchungsgebietes
- Qualität der stereoskopischen Satellitendaten (Aufnahmetermin, Beobachtungswinkel, etc.)
- Anzahl und Qualität der Paßpunkte

Abgesehen von dem hydrologischen Modellinput wurden die photogrammetrisch erstellten DHMs auch zur Orthorektifizierung der hochaufgelösten panchromatischen SPOT-Szenen verwendet. Diese Satellitenbildkarten eigneten sich hervorragend als Hintergrundbilder für thematische Karten (Erosionsklassen, Verteilung der Staudämme, etc.) im offiziellen Blattschnitt der topographischen Karte 1: 50 000.

Tab. 10 gibt eine Übersicht der vertikalen Genauigkeiten der im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Digitalen Höhenmodelle. Sowohl die mit Methoden der digitalen Photogrammetrie aus stereoskopischen Satellitendaten als auch die mit Methoden der Interferometrie aus ERS-Tandem-Daten erstellten Digitalen Höhenmodelle sind mit Höhengenaugigkeiten zwischen 10 und 20 m für Anwendungen in der mesoskaligen hydrologischen Modellierung geeignet. Mikroskalige Applikationen sind jedoch nur den Flugzeugdaten der E-SAR Kampagne vorbehalten, denn nur hier werden Genauigkeiten von weniger als 1 m erreicht. Zu beachten ist die Tatsache, dass es sich bei den aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Modellen immer um Höhenmodelle handelt, die entweder Vegetations- oder Gebäudehöhen einschließen. Sie müssen vor ihrer Verwendung in hydrologischen Modellen erst in Oberflächenmodelle umgewandelt werden. Solche Korrekturen können mit hochaufgelösten DHMs wie im Falle von Zeulenroda (vgl. Kap. 6.5.3) oder durch das Hinzuziehen von Landnutzungsinformation bewerkstelligt werden.

In Industrieländern wie der Bundesrepublik Deutschland stellen aus Satellitendaten (egal ob aus optischen- oder aus Mikrowellendaten) abgeleitete Höhenmodelle in aller Regel keine Verbesserung gegenüber den bei den Landesvermessungsämtern existierenden Digitalen Höhenmodellen dar. Anders sieht es in Entwicklungsländern aus, die nicht über ausreichend Höhendaten verfügen. Dort stellen derartige fernerkundungsbasierte Höhenmodelle sehr wohl eine Verbesserung für den hydrologischen Modellinput dar.

Tab. 11: Höhengenaugigkeiten der in dieser Arbeit eingesetzten Digitalen Höhenmodelle

Testgebiet	Sensor	Rasterweite	Höhengenaugigkeit
Mupfure (Zimbabwe)	SPOT PAN	20 m	3,5 bis 10 m
Mkomazi (Südafrika)	SPOT PAN	10 m	13,8 bis 168,5 m
Umzimvubu (Südafrika)	SPOT PAN	20 m	13,4 bis 21,1 m
Gera (Thüringen)	ERS Tandem	12,5 m	33,4 m
Ilm (Thüringen)	ERS Tandem	25 m	7 m
Zeulenroda (Thüringen)	E-SAR (X-Band)	5 m	< 1 m

Große Erwartungen richten sich bezüglich Digitaler Höhenmodelle an die SRTM-Mission, deren Daten in Kürze auch für hydrologische Analysen zur Verfügung stehen werden. Für die Testgebiete in Afrika und Thüringen werden dann aus dem X-Band 50 km breite Streifen mit 5 bis 15 m Höhengenaugigkeit vorliegen. Aus hydrologischer Sicht besser geeignet dürften aber die C-Band-Daten sein, da sie flächendeckend in einem 30 m Raster zur Verfügung stehen werden. Insgesamt werden die ganzen Geowissenschaften von den homogenen und physikalisch basierten topographischen Informationen der SRTM-Mission profitieren (Schmullius et al. 2000).

6.6 Datenintegration im GIS und hydrologische Modellierung

Zur Erfassung der hydrologischen Dynamik wurden am Beispiel des Ilm-Einzugsgebiets Landnutzungs- und Vegetationsparameter sowie ein Digitales Höhenmodell aus Fernerkundungsdaten bereitgestellt. Ziel war die hydrologische Parameterisierung des MMS/PRMS-Modells und eine anschließende, vergleichende Niederschlags-Abfluß-Simulation (Hochschild et al. 2000a, Hochschild & Bongartz 2000)

Die hydrologische Dynamik im Einzugsgebiet der Ilm wird entscheidend vom Niederschlags-Input geprägt. Dieser Faktor ist eng an die hydrologischen und meteorologischen Parameter (Verdunstung, Temperatur, Solarstrahlung, etc.) gebunden, die im Einzugsgebiet eine bestimmte zeitliche und räumliche Variabilität aufweisen. Diese Variabilität wiederum wird durch weitere den Wasserhaushalt beeinflussende Faktoren (Böden, Landnutzung, etc.) modifiziert und es entsteht ein für das Einzugsgebiet individueller Abfluss.

Die Charakterisierung der räumlichen Variabilität der hydrologischen Dynamik eines Einzugsgebietes erfolgt durch eine Untergliederung in Teilflächen mit ähnlicher hydrologischer Dynamik (HRUs, vgl. Kap. 4.2.3). Für die hydrologisch relevanten Faktoren Landnutzung, Vegetation, Böden, Geologie, Topographie (Hangneigung und Exposition) werden innerhalb des Geographischen Informationssystems flächendeckende Datenebenen angelegt, aus denen durch Verschneidung neue diskretisierte Flächen homogener hydrologischer Dynamik (HRUs) abgeleitet werden. Dazu wurden die einzelnen Datenebenen nacheinander verschnitten und im Anschluß jeweils reklassifiziert, um Flächen mit einem Flächenanteil kleiner 1 % physiographisch ähnlichen Klassen zuzuordnen (Hochschild & Bongartz 2000).

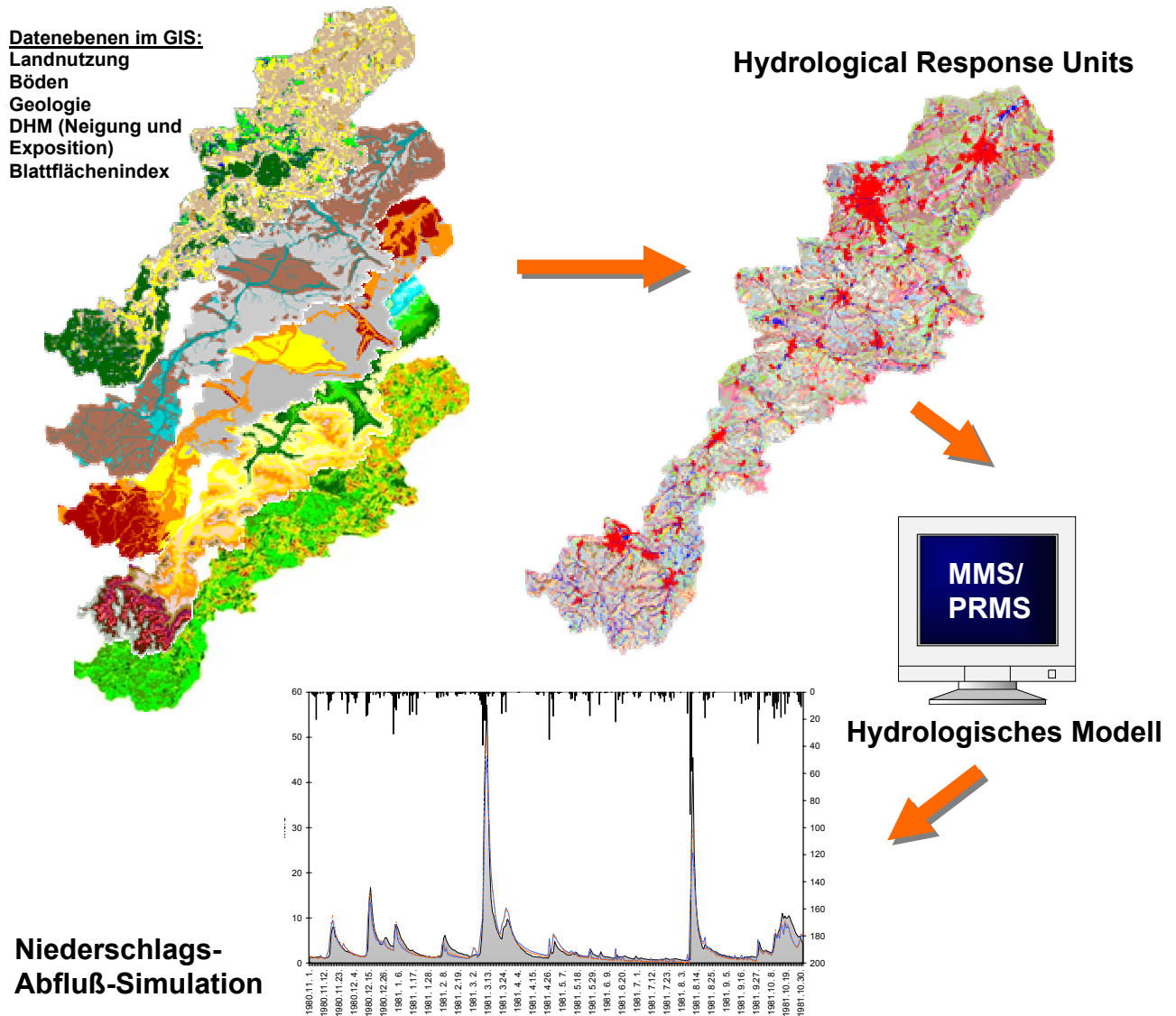


Abb. 64: Verarbeitungsschema zur distributiven hydrologischen Modellierung. Im Geographischen Informationssystem werden einzelne Datenebenen zur HRU-Ableitung verschnitten. Diese bilden den flächenhaften Input in das hydrologische MMS/PRMS-Modell. Dort wird der Abfluß simuliert und mit gemessenen Pegelwerten verglichen.

Die Flächenableitung erfolgte auf zwei Landnutzungsdatengrundlagen, und zwar zum einen die in Kap. 6.2.1 bereits beschriebene satellitenbildgestützte Fernerkundungsdatenanalyse mit multispektralen und panchromatischen IRS-1C-Daten und zum anderen auf einer auf CIR-Luftbildauswertung beruhenden Landnutzungskartierung der Thüringer Landesanstalt für Umwelt. So konnte eine vergleichende Modellierung aufgrund der verschiedenen Datengrundlagen durchgeführt werden. Abb. 65 zeigt das Ergebnis der beiden Simulationen im Vergleich zum gemessenen Abfluß am Pegel Gräfinau-Angstedt. Die Simulation mit den satellitengestützten Fernerkundungsdaten (rot) weist ein etwas höheres Bestimmtheitsmaß (0,84) auf als die CIR-Luftbild basierte Modellierung (0,79), was in erster Linie auf die Unterscheidung der Waldflächen in Laub- und Nadelwald zurückzuführen ist. Die Landnutzung besitzt entscheidenden Einfluß auf das Abflußgeschehen. Szenarische Modellierungen wie die völlige Entwaldung bzw. komplette Aufforstung wurden realistischen Szenarien wie der ge-

steuerten Umwandlung von Acker- in Grünlandflächen oder der natürlichen Sukzession gegenübergestellt. Der Wald besitzt eine wichtige Funktion als Wasserspeicher und –regler, Abflußspitzen werden gedämpft und Niedrigwasserperioden kontinuierlich mit Basisabfluß versorgt. Ohne Waldflächen würde der Abfluß im Monatsmittel um 10 % zunehmen, an einzelnen Tagen sogar um 300 % (Hochschild et al. 2000a).

Im Falle der semi-ariden Einzugsgebiete im südlichen Afrika ging es darum ein integriertes System zur nachhaltigen Wasserbewirtschaftung zu entwickeln. Fernerkundung und GIS wurden zur Parameterisierung des verteilten, hydrologischen Modells ACRU eingesetzt. ACRU basiert auf Teileinzugsgebieten in denen die prozentuale Landnutzungsverteilung als Eingangsparmeter berücksichtigt wird. Es verwendet exakt die neun Level-I-Klassen, die aus den Fernerkundungsdaten abgeleitet werden konnten. Eine verbesserte Version wird in Zukunft auch die detaillierteren Level-II-Daten (20 Klassen) nutzen.

Die Übertragbarkeit auf andere semi-aride Einzugsgebiete ist durch den mehrstufigen Ansatz der Landnutzungslegende gewährleistet. Level-I- und Level II-Klassen kommen im gesamten südlichen Afrika vor, weiterführende Informationen, die lokal aus den Fernerkundungsdaten abzuleiten sind, können ohne weiteres zu einer weiteren Aufsplittung schon bestehender Level-II-Klassen herangezogen werden.

Der größte Fortschritt hinsichtlich einer nachhaltigen Wasserbewirtschaftung konnte durch die detaillierte GIS-technische Aufnahme des Wasserbedarfs in Abhängigkeit von verschiedenen Landnutzungsklassen realisiert werden. Weitere Verbesserungen sind in Zukunft durch die Verwendung hochaufgelöster Digitaler Höhenmodelle aus der SRTM-Mission zu erwarten.

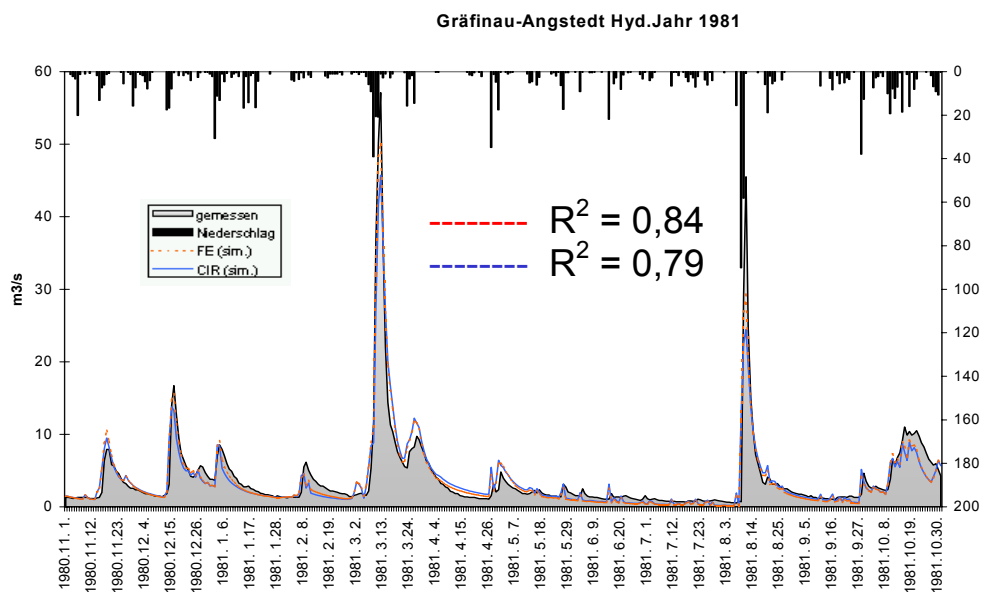


Abb. 65: Niederschlags-Abfluß-Modellierung der Ilm für das hydrologische Jahr 1981 am Pegel Gräfinau-Angstedt. Gegenübergestellt sind der gemessene Abfluß (grau), die satellitenbildgestützte HRU-Ableitung (rot) und die CIR-Luftbild basierte HRU-Ableitung (blau) (nach Hochschild et al. 2000a).

6.7 Validierung

Zur Validierung der Modellierungsergebnisse im Ilm-Einzugsgebiet wurden die Modellwerte der Evapotranspiration aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Temperaturkarten gegenübergestellt. Abb. 66 zeigt die aus dem Landsat-TM-Kanal-6 abgeleitete Temperaturverteilung für die drei Aufnahmetermine 07.08.86, 09.07.93 und 31.07.95 des Ilm-Einzugsgebietes. Für den 31.07.95 lagen keine geokodierten Daten vor, deshalb wurde der gesamte Ausschnitt des Ilmgebietes abgebildet. Die Algorithmen zur Berechnung der Oberflächentemperatur aus Landsat-TM-Daten wurde bereits in Kap. 5.2.7 erläutert (Gleichung 16).

Wie erwartet pausen sich die Landnutzungsmuster auch in der Verteilung der Oberflächentemperatur durch. Obwohl die Aufnahme vom 07.08.86 generell wärmer ist als beispielsweise der 09.07.93, treten in beiden Temperaturbildern die Städte als wärmste Flächen (reduzierte Evapotranspiration), der Thüringer Wald mit seinen Nadelwaldhängen an den tiefen Kerbtälern und die Seen als kälteste Flächen (höchste Evapotranspiration) hervor. Bei genauerer Betrachtung erscheinen südexponierte Hänge etwas wärmer. Am 07.08.86 traten die höchsten Werte auf offenen Bodenflächen und abgeernteten Äckern auf. Da die Aufnahmen ausnahmslos am späten Vormittag gemacht wurden, ist dies mit der Temperaturträgheit, also der Erwärmung in den Tagen zuvor zu erklären.

Abb. 67 zeigt die modellierte aktuelle Evapotranspiration für den 09.07.93 im Vergleich zu der aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Temperaturverteilung. In beiden Karten ist das Landnutzungsmuster mit den stärker erwärmten Tälern der Ilm und Wohlrose sowie den Städten Ilmenau, Langwiesen und Gehren zu erkennen. Hier liegt die aktuelle Evapotranspiration mit Werten unter 2,4 mm deutlich unter den Nadelwaldbereichen des Thüringer Waldes für die Werte um 4 mm charakteristisch sind. Wälder und Seen kühlen ihre Oberflächen durch Evaporation. Dies wird bei den Wäldern sowohl in der modellierten Evapotranspiration als auch in der Oberflächentemperaturverteilung bestätigt. Die Seen östlich von Ilmenau bilden da eine Ausnahme. In den Fernerkundungsdaten erscheinen sie als kühle Oberfläche, während das Modellierungsergebnis für sie relativ geringe Verdunstungswerte unter 1 mm angibt.

Bei vergleichbaren Untersuchungen in denen die Verdunstungswerte aus Landsat-TM-Daten abgeleitet wurden, stimmten diese mit den Geländemessungen mit einem Fehler von weniger als 12 % überein (vgl. Moran et al. 1989).

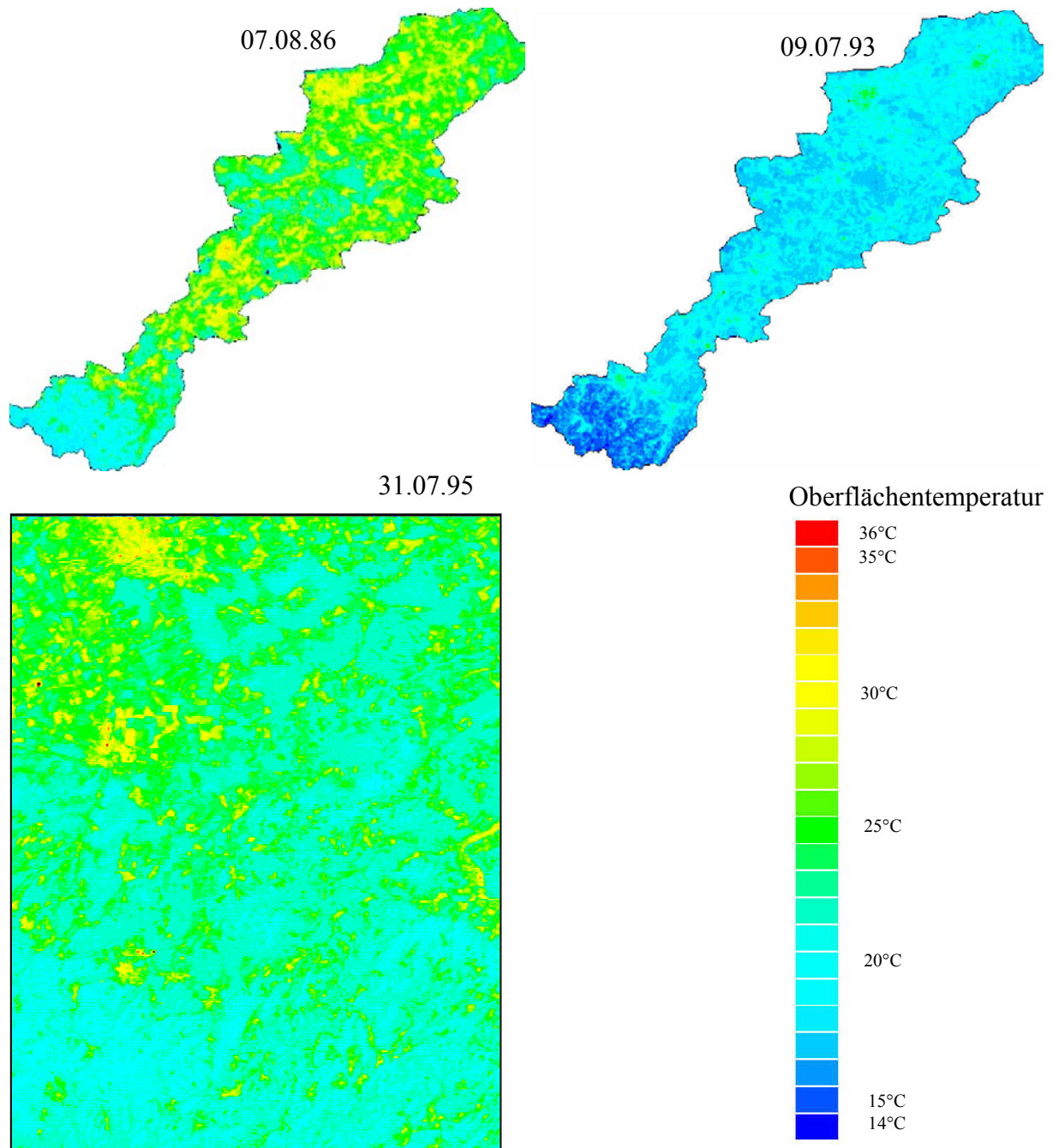


Abb. 66: Karten der Oberflächentemperatur des Irm-Einzugsgebietes vom 07.08.86, 09.07.93 und 31.07.95, abgeleitet aus Landsat-TM-Kanal-6-Daten nach dem Algorithmus von Schott & Volchok (1985).

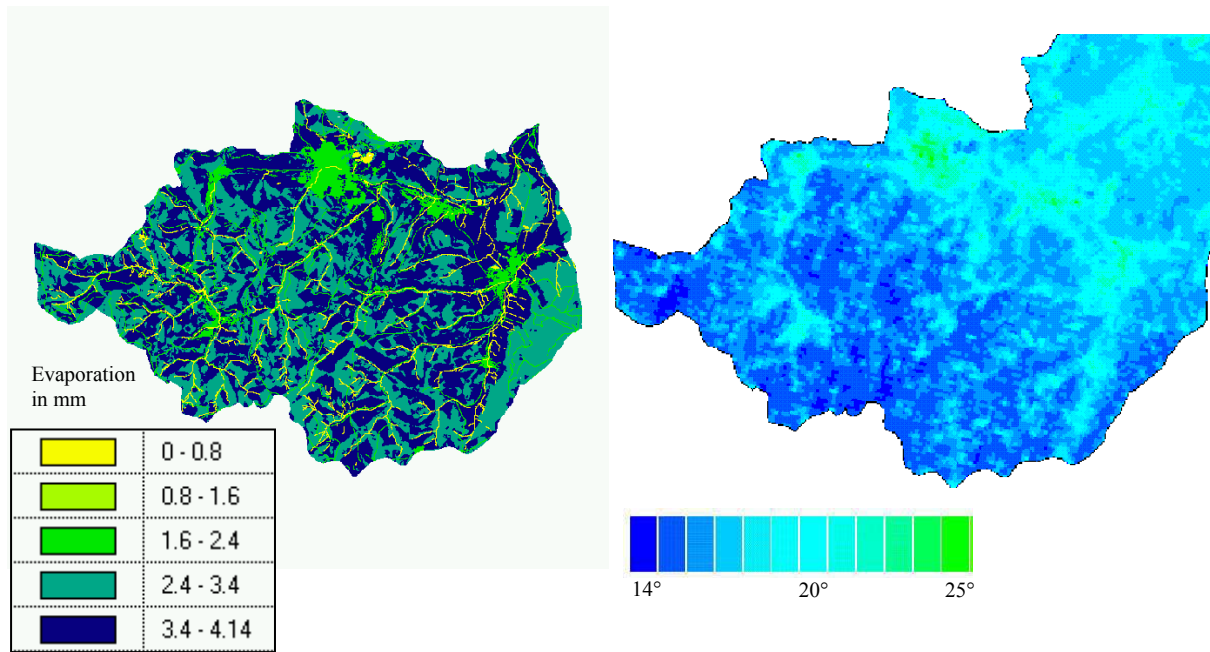


Abb. 67: Modellierte aktuelle Evapotranspiration (links) und aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Oberflächentemperatur (rechts) für den 09.07.93 im Quellgebiet der Ilm.

7. Zusammenfassung der Ergebnisse

Das in dieser Arbeit vorgestellte anwendungsorientierte Gesamtkonzept der Parameterisierung von distributiven hydrologischen Modellen integriert multisensorale Fernerkundungsauswertungen. Die vier Schwerpunkte (Landnutzung, Vegetation, Bodenfeuchte und DHM) bilden den Kern der regionalen Flusseinzugsgebietsmodellierung. Es konnte aufgezeigt werden, dass durch den Einsatz von Fernerkundungsdaten verbesserte Modellierungsergebnisse erzielt werden konnten. Im einzelnen wurden zu den vier Teilbereichen folgende Ergebnisse erarbeitet:

Landnutzung

- Die aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Landnutzung stellt eine wertvolle flächendeckende Eingangsinformation für hydrologische Modelle dar, weil in vielen Modellen Parameter für Prozesse wie Interzeption, Evapotranspiration, Infiltration oder Durchwurzelungstiefe in Abhängigkeit von der Landnutzung benötigt werden. Darüber hinaus ist die thematische Information der Landnutzung zur Segmentierung von Bilddaten geeignet, d.h. zur Trennung von verschiedenen Bildbereichen, die später unterschiedlichen Verarbeitungsschritten unterzogen werden.
- Selbst bei monotemporaler Auswertung optischer Daten sind Klassifikationsgenauigkeiten von mehr als 90 % zu erreichen. Besonders wichtig ist die Siedlungsklasse, da hier die größten oberflächigen Veränderungen mit hydrologischer Relevanz auftreten. Zu ihrer Bestimmung wurde eine Texturanalyse nach Steinnocher (1997), basierend auf den Haralick-Parametern (Haralick 1978) erfolgreich eingesetzt. Eine weitere Verfeinerung der Klassentiefe kann durch multitemporale Bestimmung der Feldfruchtarten erzielt werden.
- Die Studien im südlichen Afrika haben gezeigt, dass vergleichbare Klassifikationsgenauigkeiten auch in semi-ariden Klimazonen zu erreichen sind. Je nach Modellbedarf können den Level-Ansatz folgend unterschiedliche Detailabstufungen bereitgestellt werden.
- Mit Mikrowellensystemen werden generell geringere Klassifikationsgenauigkeiten erreicht. Zu optischen Systemen vergleichbare Ergebnisse können nur mit multitemporalen Auswertungen erzielt werden. Die Integration der interferometrischen Kohärenz sowie die Verwendung multifrequenter und multipolarimetrischer Radarsysteme erlaubt aber witterungsunabhängige Erfassungen der saisonalen Dynamik der Landnutzung, sowie weitere Differenzierungen (bspw. zwischen gemähtem und ungemähtem Grünland), die mit optischen Daten so nicht möglich sind.
- Das Potenzial der Polarimetrie bezüglich der Landnutzungserfassung ist eingeschränkt. Zwar sind Grobklassifikationen der 5 wichtigsten Landnutzungsklassen mit

hoher Genauigkeit möglich, weitere Verfeinerungen der Klassentiefe sind aber auch mit Fuzzy Logic bzw. Neuronalen Netzwerk-Ansätzen bisher nicht möglich. Da es sich zudem um hochaufgelöste Flugzeugdaten handelt, bleibt die Übertragbarkeit auf satellitengetragene Systeme fraglich.

- Die angewandten Methodiken der optischen Klassifikation mit texturbasierter Siedlungserfassung auf verschiedenen Detaillierungsstufen sowie die Kombination von Kohärenz und Intensität, mehreren Frequenzen und Polarisationen im Bereich der SAR-Datenauswertung können als Quasi-Standard angesehen werden, der seine Bestätigung durch die Ergebnisse vergleichbarer Studien erfährt. Der Informationsgewinn bezieht sich dabei nicht nur auf die weitere Erhöhung der Klassifizierungsgenauigkeit, sondern vor allem auf die Erschließung neuer, hydrologisch wichtiger Oberflächenzustände.

Vegetationsparameter

- Es besteht nach wie vor keine standardisierte Methode zur Abschätzung der Vegetationsbedeckung. Die Studien in dieser Arbeit haben jedoch gezeigt, dass flächendeckende Vegetationsparameter (LAI oder fraktaler Bedeckungsgrad) entsprechend den Modellanforderungen bereitgestellt werden können. Allerdings sind landnutzungsspezifische empirische Beziehungen notwendig, um den Blattflächenindex zu bestimmen, wie die Beispiele aus Thüringen und Sardinien gezeigt haben. Die Kalibrierung der verwendeten räumlich höher aufgelösten Daten (Landsat TM, IRS-1C PAN, etc.) ist gegenüber den häufig eingesetzten NOAA-AVHRR-Daten wesentlich einfacher.
- Die Arbeiten im südlichen Afrika haben gezeigt, dass die Erfassung unterschiedlicher Landdegradationsstufen mit optischen Fernerkundungsdaten möglich ist. Je geringer der fraktale Bedeckungsgrad, desto höher ist die vegetationsbedingte Erosionsanfälligkeit.
- Die Ableitung des Pflanzenwassergehaltes aus flugzeuggetragenen Radardaten ist mit hoher Genauigkeit möglich. Damit können Unterschiede zwischen verschiedenen Grünlandzuständen erfasst und in Wasserhaushaltsbilanzierungen verwendet werden. Die vielversprechenden Ergebnisse lassen für den zukünftigen Einsatz satellitengetragener Systeme mit multipolarimetrischen L-Band-Daten flächendeckende Abschätzungen erwarten.

Bodenfeuchte

- Die L-Band-Polarisationen sind in ihrer Sensitivität für die Erfassung der Bodenfeuchte den anderen Frequenzen (X- und C-Band) überlegen.

- Die Arbeiten in der Bröl haben gezeigt, dass die Bodenfeuchtigkeitsbestimmung durch Vegetationsbedeckung und Speckle beeinträchtigt wird. Im Einzugsgebiet der Talsperre Zeulenroda konnten mit der Verwendung vollpolarimetrischer Daten (Eigenwerte, Entropie, α -Winkel) bei günstigeren Voraussetzungen (Aufnahmeterrain im Frühjahr und vorwiegend agrarwirtschaftliche Nutzung) bessere Ergebnisse erzielt werden als in der Bröl. Die Mittelwertbildung verschiedener polarimetrischer Radarparameter reduzierte die Störeffekte und führte so zu einer gegenüber der Regressionsanalyse einzelner Polarisierungen verbesserten Bodenfeuchtigkeitsbestimmung.
- Der Vergleich von vier verschiedenen Messmethoden belegt die Möglichkeit der Bodenfeuchtigkeitsbestimmung mit L-Band-SAR-Daten. Das Ergebnis der polarimetrischen Analyse zeigt eine realistischere Abbildung als die Interpolation der TDR-Geländemesswerte, der Multiple Flow Topographical Index oder der Speicherkapazität. Der Wert für die hydrologische Modellierung besteht dabei vorwiegend in der räumlichen Validierung von Modellierungsergebnissen. Für die Bereitstellung von flächendeckenden Eingabedaten wären multitemporale Aufzeichnungen notwendig, die oft nicht verfügbar sind.

Digitale Höhenmodelle

- Aus der Fernerkundung generierte Digitale Höhenmodelle bilden nicht die in der hydrologischen Modellierung benötigte Geländeoberfläche, sondern das Relief inklusive Vegetation oder Gebäude ab. Obwohl diese „Oberflächenmodelle“ eine genauere Terrain-Korrektur von SAR-Daten ermöglichen, müssen sie vor Reliefanalysen mit Hilfe von landnutzungsspezifischen Subtraktionen in Geländemodelle umgewandelt werden.
- Stereophotogrammetrisch erzeugte Digitale Höhenmodelle sind für mesoskalige Reliefbeschreibungen bzw. hydrologische Anwendungen geeignet. Gerade im südlichen Afrika lagen Digitale Höhenmodelle in dieser räumlichen Auflösung und vertikalen Genauigkeit bisher nicht vor.
- Die erzielten Höhengenaugigkeiten sind mit 10 bis 20 m für mesoskalige hydrologische Modellierungen geeignet. Mikroskalige Höhenmodelle, die Genauigkeiten von weniger als 1 m erfordern, sind derzeit nur mit flugzeuggetragenen SAR-Daten (Beispiel Zeulenroda) oder Laserbefliegungen realisierbar.

Das Beispiel der Gegenüberstellung von modellierten Ergebnissen der aktuellen Evapotranspiration und aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Oberflächentemperaturen im oberen Ilm-Einzugsgebiet dokumentiert generell die Möglichkeiten, die sich mit Fernerkundungsdaten für die Validierung von Modellergebnissen bieten. Damit können räumliche Verteilungsmuster zu bestimmten Zeitpunkten überprüft werden.

8. Diskussion der Ergebnisse

In der vorliegenden Arbeit geht es um den Einsatz von Fernerkundungsdaten für die Parameterisierung hydrologischer Modelle. Dabei gilt es theoretisch angenommene Genauigkeitswerte empirisch zu belegen bzw. zu quantifizieren und damit die zeitlichen, räumlichen und thematischen (Klassentiefe) Anforderungen der Modelle zu erfüllen. Dies wird im folgenden für die bearbeiteten hydrologischen Modellierungskomponenten Landnutzung, Vegetation, Bodenfeuchte und Relief kritisch hinterfragt.

Es konnte gezeigt werden, dass hydrologisch relevante Landnutzungsclassifikationen für verschiedene Klimazonen in verschiedenen Detailabstufungen aus optischen- und Mikrowellenfernerkundungsdaten operationell abgeleitet werden können. Hinsichtlich der zeitlichen Modellanforderungen kann eine monatliche Diskretisierung als ausreichend angesehen werden. Dies können optische Satellitensysteme mit ihren ± 14 tägigen Überflügen in aller Regel auch erfüllen. In den Mittelbreiten, polaren oder tropischen Regionen kann sich infolge schlechter Witterungsbedingungen (Bewölkung) der zeitliche Abstand erheblich vergrößern. Dort ist man dann auf die Auswertung von Daten aus dem Mikrowellenbereich angewiesen. Die Integration von Kohärenz- und multipler Intensitätsinformation ermöglicht ebenfalls Klassifikationsgenauigkeiten von ca. 90 %. Für höhere Klassifikationsgenauigkeiten muss der Arbeitsaufwand je nach Zielsetzung in Relation zur Ergebnisverbesserung eingeschätzt werden (die Beziehung würde sich asymptotisch der 100%-Grenze nähern).

Die räumlichen Anforderungen der mesoskaligen Modelle können von den Fernerkundungsdaten erfüllt werden. Zum einen entsprechen die räumlichen Auflösungen zwischen 10 und 100 m den Modellanforderungen, multispektrale Daten liegen gar mit einer Auflösung von 4 m vor (IKONOS II). Zum anderen können auch die Lagegenauigkeitsanforderungen an die geokodierten Satellitendaten mit Fehlern von unter einem Pixel erfüllt werden.

Den Ansprüchen bezüglich der Klassentiefe, die die Modelle stellen, sind insofern keine Grenzen gesetzt, als die einzelnen Landnutzungsclassen in jedem Fall in Parameter für Prozesse wie Interzeption, Evapotranspiration, Infiltration oder Durchwurzelungstiefe umgerechnet werden. Sehr große Bedeutung kommt dabei der zuverlässigen Siedlungserkennung durch texturbasierte Ansätze zu, da es sich hier um versiegelte Flächen handelt, die Niederschläge direkt dem Oberflächenabfluss zuführen. Weiterhin handelt es sich hierbei um die, zumindest in Mitteleuropa, am stärksten zunehmende Landnutzungsclass.

Im Bereich der Erfassung von Vegetationsparametern konnte gezeigt werden, dass je nach Modellanforderung Blattflächenindex (LAI) bzw. fraktaler Bedeckungsgrad flächendeckend und klassenspezifisch aus Fernerkundungsdaten abgeleitet werden können. Gleiches gilt zumindest kleinräumig auch für den Pflanzenwassergehalt. Flächendeckende Vegetationsparameter finden u.a. in der Interzeptionsmodellierung Anwendung, wobei die einzelnen Modelle unterschiedliche Anforderungen hinsichtlich der zeitlichen Auflösung stellen. Während der fraktale Bedeckungsgrad im MMS/PRMS-Modell nur als Mittelwert für das Sommer- und Winterhalbjahr benötigt wird, ist zur Parameterisierung des WASMOD-Modells ein 14-

tägiger LAI-Wert notwendig. Die räumlichen Modellanforderungen werden von den optischen Satellitensystemen (Landsat TM, IRS-1C LISS, etc.) erfüllt.

Die Ableitung der verschiedenen Vegetationsparameter (LAI/Fraktaler Bedeckungsgrad, Pflanzenwassergehalt) befindet sich noch in einem experimentellen Stadium. Beim LAI/Fraktalen Bedeckungsgrad sind nach wie vor landnutzungsspezifische empirische Beziehungen notwendig, um aus der gemessenen Reflexion (NDVI) auf mesoskalige, biophysikalische Parameter wie LAI oder Fraktalen Bedeckungsgrad zu schließen. Bezüglich der Ableitung des Pflanzenwassergehaltes fehlt derzeit ein operationelles, multipolarimetrisches L-Band-System. Dies wird in naher Zukunft mit Systemen wie ALOS, etc. aber verfügbar sein. Die hier erarbeiteten Ergebnisse können dann zur operationellen Pflanzenwassergehaltsbestimmung (und damit des in der Vegetationsdecke gespeicherten Wassers) in mesoskaligen Einzugsgebieten eingesetzt werden.

Die hier vorgestellten Verfahren zur Bestimmung der Bodenfeuchte zeigen deutlich, dass es mit Methoden der multipolarimetrischen SAR-Datenauswertung möglich ist, die räumliche Verteilung in ausreichender Auflösung und mit ausreichender Genauigkeit zu erfassen. Es handelt sich um experimentelle Studien mit hochaufgelösten Flugzeugdaten. Ein operationelles System, das die zeitlichen Modellanforderungen (tägliche Werte) der Bodenfeuchteverteilung erfüllt, existiert bisher nicht, wird aber in naher Zukunft auch satellitengetragen zur Verfügung stehen. Dennoch haben die Studien an der Bröl und in Zeulenroda einen wesentlichen Beitrag zum Signaturverständnis geliefert und darüber hinaus den Vorteil der realistischeren Abbildung von Fernerkundungsdaten gegenüber interpolierten Punktmessungen aufgezeigt. Aufgrund des experimentellen Status besitzen Bodenfeuchtebestimmungen mit multipolarimetrischen SAR-Daten derzeit größere Bedeutung für die Modellvalidierung als zur Bereitstellung flächendeckender Eingabedaten.

Bisher kann die Bodenfeuchte zuverlässig nur für die obersten 5 cm bestimmt werden. Aus hydrologischer Sicht wäre es für die Berechnung des Gebietswasserhaushalts aber wünschenswert, flächendeckende Bodenfeuchteinformationen auch über die tieferen Schichten zu bekommen. Hier sind der Fernerkundung technische Grenzen gesetzt. Zwar existieren erste Versuche mit noch längeren Wellenlängen (P-Band: $\lambda = 68$ cm) die Eindringtiefe zu erhöhen, aber sowohl die schlechtere räumliche Auflösung als auch die Frequenzüberschneidung mit Mobilfunknetzen bereiten noch Probleme. Dennoch sind die bestehenden Möglichkeiten auch aus hydrologischer Sicht durchaus wertvoll, da nicht nur die Bodenfeuchte sondern auch oberflächige Stauwirkung oder der Sättigungsabfluss erkannt werden können. Zudem können mit Hilfe der Bodenfeuchteverteilung auch Bodenkarten validiert werden, die nach wie vor als große Unsicherheitsfaktoren in der Modellierung gelten.

Die Generierung Digitaler Höhenmodelle aus Fernerkundungsdaten kann als operationell bezeichnet werden. Zeitliche Modellanforderungen bestehen nicht, eine einmalige Aufnahme der Einzugsgebietstopographie ist ausreichend. Anders verhält es sich bei den räumlichen Anforderungen, sowohl in horizontaler Rasterweite als auch in vertikaler Genauigkeit. Für mesoskalige hydrologische Modellierungen sind in jedem Fall Rasterweiten zwischen 10 und

50 m zu fordern, 200 m, 400 m oder noch gröbere Rasterweiten sind in der Regel unzureichend. Hier können Fehler bei der Berechnung des Abflussnetzes bei engen Talungen (Cansons) und der Ableitung der Hangneigung auftreten. Problematisch ist zudem die Abdeckung bei nur 60 x 60 km großen Aufnahmegebieten optischer Satellitensysteme, die die flächendeckende DHM-Erstellung für ein mesoskaliges Einzugsgebiet aus optischen Fernerkundungsdaten unter Umständen sehr teuer machen kann. Abhilfe bringt hier die flächendeckende interferometrische Aufnahme mit dem C-Band (30 m räumliche Auflösung) während der SRTM-Mission.

Die bezüglich der Höhengenaugkeit erzielten Ergebnisse sind mit Ausnahme des DHMs des Einzugsgebiets des Mkomazi (Südafrika) für mesoskalige hydrologische Studien zufriedenstellend und entsprechen vergleichbaren Untersuchungen. Bei den abgeleiteten Modellen handelt es sich um oberflächige Höhenmodelle und keine Geländemodelle, die somit vor dem Einsatz in der hydrologischen Modellierung bezüglich der Vegetations- und Gebäudehöhen korrigiert werden müssen. Die geforderte Höhengenaugkeit hängt auch von der Reliefenergie des Untersuchungsraumes ab. Die vorgestellten Studien in Thüringen und dem südlichen Afrika weisen insgesamt eine mittlere bis hohe Reliefenergie auf, wodurch der absolute Fehler von 10 bis 20 m nicht allzusehr ins Gewicht fällt. Im Flachland würden dagegen die erreichten 10 bis 20 m Höhengenaugkeit nicht ausreichen, um das Gelände ausreichend hydrologisch parameterisieren zu können. Zur Einschätzung der Höhengenaugkeit ist außerdem immer ein Referenz-DHM notwendig, mit dem das Fernerkundungs-DHM in Form eines Differenzbildes verglichen werden kann. Nur so können Fehler wie sie am Beispiel der Ilm auftraten erkannt und vor der Modelleingabe korrigiert oder ausgeschlossen werden.

Die vorliegende Arbeit kann durchaus als standardisiertes Verfahren der modellorientierten hydrologischen Parameterisierung angesehen werden. Abb. 68 zeigt den Leitfaden für die flächendeckende Erfassung hydrologischer Modellparameter. Damit besitzt der Hydrologe eine Orientierungshilfe zur Parameterisierung aus optischen und Mikrowellenfernerkundungsdaten bzw. zur Ermittlung von Validierungsgrundlagen. Zusammen mit den vorab erwähnten Methoden- und Parameterisierungspool steht ihm damit ein wertvolles Werkzeug zur flächendeckenden Datengewinnung zur Verfügung. Es wird auch in Zukunft um innovative Anwendungsperspektiven für den weiteren Einsatz von Fernerkundungsdaten in der wasserwirtschaftlichen Planung gehen, d.h. um die Frage inwieweit Fernerkundungsdaten in operationelle Dienste integriert werden können. Dabei spielt die Kostenfrage eine erhebliche Rolle. Im Rahmen des RIVER- und des ARSGISIP-Projektes wurden Kostenaufstellungen mit untersuchungsgebietsgrößenabhängigen Quadratmeterpreisen für Fernerkundungsanalysen erstellt. Obwohl dabei ein deutlicher Vorteil gegenüber analogen Aufnahmemethoden erkannt werden konnte, wird weiterhin Überzeugungsarbeit für den Einsatz von Fernerkundungsdaten in der wasserwirtschaftlichen Praxis notwendig sein.

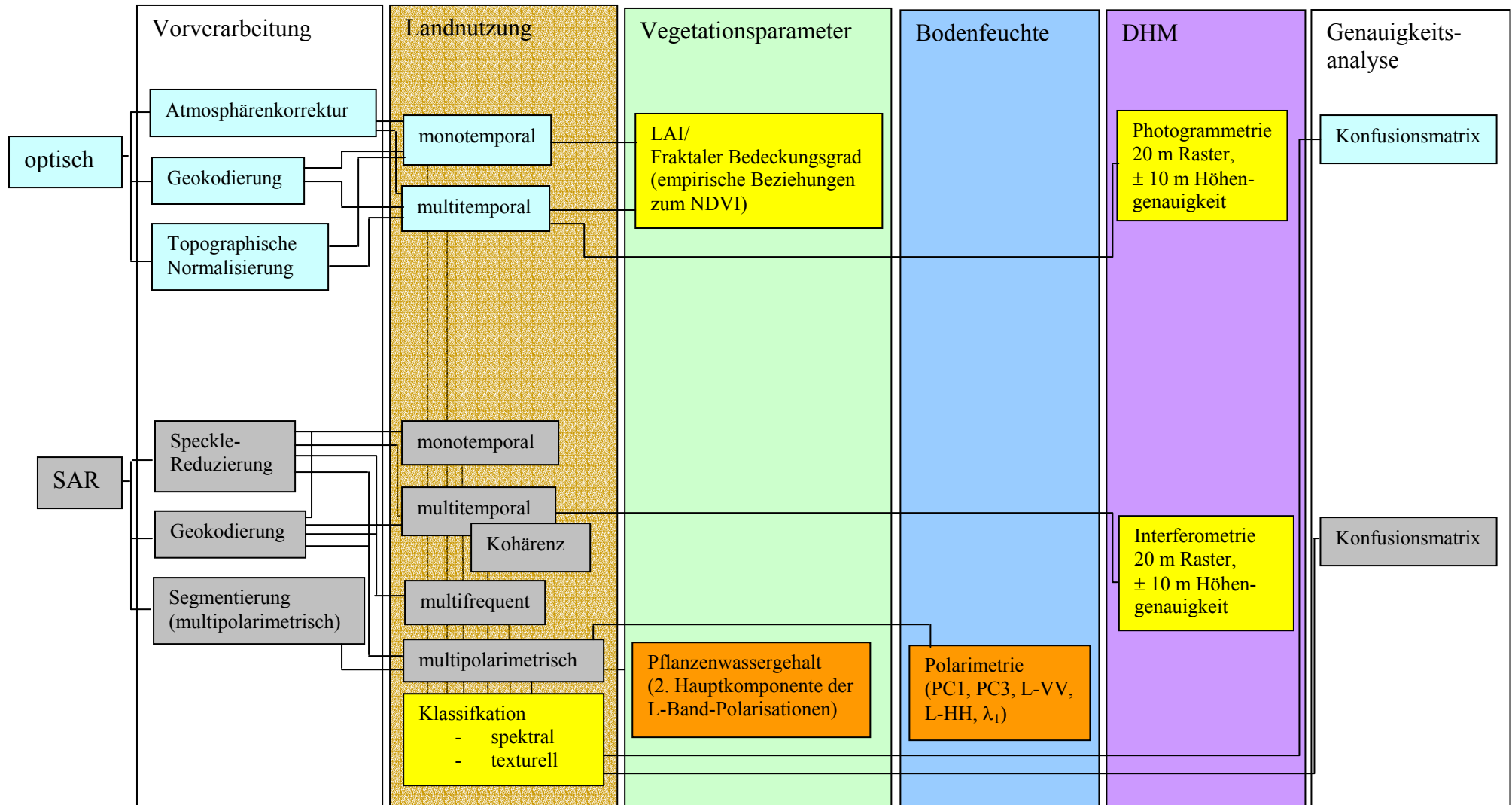


Abb. 68: Leitfaden für die Erfassung hydrologischer Modellparameter. In Gelb Eingabeparameter der optischen- und Mikrowellenauswertung, in Orange flächendeckende Validierungsgrundlagen.

9. Ausblick

Die Zukunft wird durch einen steigenden Bedarf an integrierter Umweltplanung geprägt sein. Die Entwicklungen im Bereich der Fernerkundung, der Geographischen Informationssysteme (GIS), der Datenbank-Managementsysteme (DBMS), der Expertensysteme und die wachsende Bedeutung der Modelle in der Planung und Entscheidungsfindung werden einen stärkeren Druck auf die benutzerfreundliche Modellentwicklung ausüben, vor allem hinsichtlich ihrer Zuverlässigkeit und den mit den Simulationsergebnissen verknüpften Risiken. Ohne diese Information sind Modellierungsergebnisse nutzlos. Modelle sind nicht mehr auf den akademischen Gebrauch beschränkt, sondern werden als in der Praxis anwendbare, ubiquitäre Werkzeuge (mit geringeren Restriktionen bezüglich der Klimazone, des Maßstabs, etc.) angesehen werden, aber nur dann, wenn sie einfach und leicht verständlich in ihrer Anwendung beschrieben werden.

Fernerkundungsverfahren ermöglichen mit ihrer verbesserten Fähigkeit, großräumige und unzugängliche Gebiete zu beobachten, die Entwicklung von tatsächlich distributiven hydrologischen Einzugsgebietsmodellen. Das größte Problem der Anwendung von Fernerkundungsdaten zur Abflußbestimmung ist die Lücke zwischen der räumlichen und zeitlichen Auflösung, die nicht gleichzeitig auf beiden Maßstabsebenen zur Verfügung stehen. Sensoren mit guter räumlicher Auflösung bieten nur Information über langsam ablaufende hydrologische Prozesse. Solche mit guter zeitlicher Auflösung erlauben zwar ein Monitoring dynamischer Prozesse, allerdings nur für großräumige Gebiete, da die räumliche Auflösung zu gering ist. Regionale hydrologische Modelle benötigen Daten in einer räumlichen Auflösung von mindestens einem Quadratkilometer. Deshalb müssen sogenannte „Effektive Parameter“ (Rast 1999, Seite 38) definiert werden, um in der Praxis räumlich höher auflösende hydrologische Modelle dennoch mit relativ groben (räumlich gering auflösenden) Satellitendaten zu versorgen. Hier werden in Zukunft Systeme notwendig sein, die über die zeitliche Auflösung (Stunden) von Wettersatelliten verfügen, gleichzeitig aber auch die räumlichen und spektralen Auflösungen heutiger Erdbeobachtungssatelliten bieten.

Fernerkundung kann weit mehr Information als Landnutzungsklassifikationen zur Verfügung stellen. Das Potenzial der Fernerkundung für die hydrologische Modellierung ist enorm, allerdings wird dies nur langsam umgesetzt. Bisher existiert keine systematische Integration der Fernerkundungsbeobachtungen in hydrologische Modelle, selbst für zuverlässige Parameter. Die Gründe dafür liegen in dem hohen Prozessieraufwand für größere Gebiete, der unzureichenden Verknüpfung von Punkt und Flächendaten und in der Unkenntnis hydrologischer Endnutzer von aus der Fernerkundung abgeleiteten Parametern. Dubayah et al. (2000) fordern hier eine Evolution in der Struktur hydrologischer Modelle nach dem Motto: Wie können Fernerkundungsdaten am besten genutzt werden? Man muß also die Fernerkundungsentwicklung im Bezug zur hydrologischen Modellierung im Auge behalten und veränderte Modelle fordern, um das Potenzial der neuen Sensoren voll auszuschöpfen.

Die Reihe der in nächster Zukunft geplanten Satellitensysteme ist vielfältig. Unmittelbar bevor steht der Start des hybriden ENVISAT, des schwersten Erdbeobachtungssatelliten der

jedem in den Umlauf gebracht wurde. Er wird sowohl im optischen Bereich mit MERIS (15 Kanäle bei 250 m räumlicher Auflösung) als auch im Mikrowellenbereich mit dem ASAR (2 verschiedene Polarisierungen C-VV und C-HH) Verbesserungen für die hydrologische Parameterisierung bringen. Wirkliche Fortschritte sind aus optischer Sicht aber erst von den satellitengetragenen Spektrometern ECOSAT (NASA) und SPECTRA (ESA) zu erwarten, deren Starts für 2005 bzw. 2008 geplant sind. Sie werden im Falle des SPECTRA über 250 Kanäle verfügen und somit einen kontinuierlichen Vergleich des elektromagnetischen Spektrums der Oberflächenobjekte ermöglichen. Dazu kommt die Möglichkeit, den Zielpunkt an der Erdoberfläche nicht nur aus der Nadirposition, sondern aus sieben verschiedenen Blickwinkeln zu beobachten. Dies ermöglicht vor allem bei Vegetationsoberflächen die Ableitung neuer Strukturparameter der Kronendächer.

Im Bereich der Mikrowellen wartet die Forschungsgemeinde sehnsüchtig auf den Start des japanischen ALOS, denn damit wird zum erstenmal ein satellitengetragenes, vollpolarimetrisches L-Band-SAR die Erde umkreisen. Damit ist vor allem aus hydrologischer Sicht (Bodenfeuchte) ein weiterer Schub zu erwarten. 2005 wird mit SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) ein weiterer direkt zur Bestimmung der Bodenfeuchte auf Landoberflächen ausgelegter Satellit in den Orbit gebracht.

Die wesentlichste Größe aus hydrologischer Sicht, die zeitliche Auflösung, wird sich mit dem Start des ENVISAT (35 Tage Orbit) nicht verbessern, hier wird man erst Systeme wie SPECTRA oder TerraSAR abwarten müssen, die mit ihrem 3 Tage Überflugszyklus dann auch für die Ermittlung von Vegetationsparametern oder der Bodenfeuchte ausreichende zeitliche Auflösungen liefern werden.

Im Bereich Geographischer Informationssysteme werden Datengeneralisierung und die Spezifikation der Datengenauigkeit im Fokus zukünftiger Forschungen liegen. Besonders für die Hydrologie sind wirkliche 3D-Systeme zu fordern, besser sogar 4D-Systeme, denn die zeitliche Dimension kann nach wie vor in der GIS-Modellierung nicht richtig repräsentiert werden (Langran 1992), da bisher kein System in der Lage ist, Chronologie richtig handzuhaben. Zeitlicher Wandel wird in diskreten Intervallen dargestellt, sollte aber als kontinuierliche dynamische Veränderung visualisiert werden. Diese GIS Technologie sollte transparenten Zugang zu allen Systemkomponenten ermöglichen, was wohl am besten unter dem Stichwort OpenGIS zusammengefasst werden kann (Buehler & McKee 1998, Streit 2000).

Die Qualität der Informationssysteme wird in Zukunft die Generierung immer realistischerer Umweltmodelle erlauben. Die nächste Generation dieser Modelle wird beispielsweise in der Lage sein, den Einfluß des Klimawandels zu modellieren und vorherzusagen. Zur Umsetzung all dieser Anforderungen wird gewiß noch einige Zeit vergehen, durch eine verstärkte Zusammenarbeit zwischen Fernerkundungs- und Modellierungsexperten sollte es in den nächsten Jahren möglich sein, die Lücke zwischen radiometrischen Messungen aus dem All und der an der Landoberfläche geforderten Umweltinformation zu schließen.

10. Literaturverzeichnis

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. & Rasmussen, J. 1986a: An introduction to the European Hydrologic System - Systeme Hydrologique Europeen, „SHE“ 1: history and philosophy of a physically based distributed modelling system. - Journal of Hydrology, 87: 45-59.
- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. 1986b: An introduction to the European Hydrologic System - Systeme Hydrologique Europeen, „SHE“ 2: structure of a physically based, distributed modelling system. - Journal of Hydrology, 87: 61-77.
- Alasalmi, H., Praks, J., Arslan, A.N., Koskinnen, J., Hallikainen, M. & Hyypä, J. 1998: Investigation of Snow and forest Properties by Using Airborne SAR Data. - Proceedings of the Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR data for Land applications, 21.-23.10.98. ESA SP-441, Noordwijk.
- Albertz, J. 1991: Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern. – Darmstadt.
- Allen, C.T. & Ulaby, F.T. 1984: Characterization of the Microwave Extinction Properties of Vegetation Canopies. – Radiation Laboratory Technical Report, University of Michigan, Ann Arbor.
- American Meteorological Society 1993: International conference on Radar Meteorology. – 800 p., Norman.
- Andersen, T. 1991: AVHRR data for snow mapping in Norway. – Proceedings of the 5th AVHRR Data User Meeting, Tromsø.
- Askne, J., Dammert, P. & Smith, G. 1997: Interferometric SAR observations of forested areas. - ESA SP 414, Proceedings of the 3rd ERS Symposium Florence 17.-21.03.1997, Space at the service of our Environment, 1:337-344, Noordwijk.
- Assem, S. van den 1990: Detection and Forecast of Precipitation with Radar. – Hooghart, J.C. (ed.): Water management and remote sensing, Technical Meeting 47, Wageningen, 7. November 1989, Den Haag.
- Aumann, G., Ebner, H. & Tang, L. 1990: Automatic derivation of skeleton lines from digitized contours. – International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, 28: 330-337.
- Auquiere, E. et al. 1997: ERS SAR Time Series Analysis for Maize Monitoring Using Experimental and Modeling Approaches. – ESA SP 414, Proceedings of the 3rd ERS Symposium Florence 17.-21.03.1997, Space at the service of our Environment, 1:147-152, Noordwijk.
- Bach, H. 1995: Die Bestimmung hydrologischer und landwirtschaftlicher Oberflächenparameter aus hyperspektralen Fernerkundungsdaten. – Münchner Geographische Abhandlungen, B 21, München.
- Badhwar, G.D., MacDonald, R.B. & Mehta, N.C. 1986: Satellite-derived leaf-area-index and vegetation maps as input to global carbon cycle models – a hierarchical approach. – In-

- ternational Journal of Remote Sensing, 7: 265-281.
- Badji, M. & Dautrebande, S. 1995: Characterisation of Flood Inundated Areas and Delineation of Poor Internal Drainage Soils Using ERS-1 SAR Imagery, Proceedings of the First Thematic Working Group Meeting on Flood Monitoring, ESA (ESRIN), Frascati.
- Baghdadi, N., Gauthier, Y. & Bernier, M. 1997: Capability of Multitemporal ERS-1 SAR Data for Wet-Snow Mapping. - Remote Sensing of Environment, 60: 174-186.
- Bähr, H.P. & Vögtle, T. 1998: Digitale Bildverarbeitung. – Heidelberg.
- Bamler, R. 1997: Digital Terrain Models from Radar Interferometry. – Fritsch, D. & Hobbie, D. (eds.): Photogrammetric Week 97, 93-105, Heidelberg.
- Banko, G. 1997: Waldoptimierte Korrektur von geländebedingten Beleuchtungsunterschieden in Landsat-TM-Daten. – Salzburger Geographische Materialien, 26: 1-10, Salzburg.
- Bannari, A., Morin, D. & Bonn, F. 1995: A Review of Vegetation Indices. – Remote Sensing Reviews, 13: 95-120.
- Barbieri, M., Biasutti, R. & Calabresi, G. 1997: Monitoring the Summer 1997 Floods in North-Eastern Europe through 'Earth Watching'. - EOQ 56-57: 6-13, Noordwijk.
- Baret, F. & Guyot, G. 1991: Potentials and Limits of Vegetation Indices for LAI and APAR Assessment. – Remote Sensing of Environment, 35: 161-173.
- Barling, R.R.D., Moore, I.D. & Grayson, R.B. 1994: A quasi-dynamic wetness index for characterization of the spatial distribution of zones of saturation and soil water content. – Water Resources Research, 30 (4): 1029-1044.
- Baronti, S., Del Frate, F., Ferrazzoli, P., Paloscia, S., Pampaloni, P. & Schiavon, G. 1995: SAR polarimetric features of agricultural areas. – International Journal of Remote Sensing, 16 (14): 2639-2656.
- Barrett, E.C. 1989: Satellite remote sensing of rainfall. – Applications of Remote Sensing to Agrometeorology, 305-326, Dordrecht.
- Barrett, E.C. 1991: Diagnostic, historic and predictive analyses of rainfall using passive microwave image data. – Global and Planetary Change, 4 (1-3): 99-106, Amsterdam.
- Barrett, E.C. 1997: Satellite Rainfall Monitoring: Recent Progress and Remaining Problems. - Baumgartner, M.F., Schultz, G.A. & Johnson, I. (eds.): Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems. Proceedings of the Fifth Scientific Assembly of the IAHS, 23.04.- 03.05.97, IAHS Publication, 242: 141-148, Rabat.
- Barsch, D. & Stäblein, G. 1978: EDV-gerechter Symbolschlüssel für die geomorphologische Detailaufnahme. – Berliner Geogr. Abh., 30: 63-78, Berlin.
- Bartsch, A. 1999: Auswertung von ERS-1/2 Tandemdaten zur Ableitung von Geodaten am Nordrand des Thüringer Waldes. – Diplomarbeit, Institut für Geographie, Friedrich-

Schiller-Universität Jena.

- Bartsch, A., Hochschild, V. & Flügel, W.A. 1999: Land cover change detection with the use of ERS-1/2 tandem data on the northern bound of the Thüringer Wald. – Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung, Band 8, Vorträge 18. Wissenschaftlich-Technische Jahrestagung der DGPF 13.-15.10.1999, Essen.
- Baruth, B. 1998: Satellitendaten für den Natur- und Artenschutz. – Geographische Rundschau, 50 (2): 84-88, Braunschweig.
- Baruth, B., Borg, E. & Vajen, H.H. 1996: Entwicklung von Methoden zur Analyse und Beschreibung räumlich geometrischer Strukturen in Fernerkundungsdatensätzen. - DLR-Nachrichten 83: 11-16, Oberpfaffenhofen.
- Bauer, P. 1997: Flutvorhersage mit Satellitendaten. – Geographische Rundschau, 49 (1): 49-53, Braunschweig.
- Baumgartner, M.F., Seidel, K., Martinec, J., Haefner, H. & Itten, K.I. 1985: Snow cover mapping for runoff simulations based on Landsat-MSS data in an Alpine basin. – Johnson, A.I. (ed.): Hydrologic Applications of Space Technology, IAHS Publication, 160: 191-199, Wallingford.
- Baumgartner, M.F. 1987: Schneeschmelz-Abflußsimulationen basierend auf Schneeflächenbestimmungen mit digitalen Landsat-MSS- und NOAA-AVHRR-Daten. - Remote Sensing Series, 11, Zürich.
- Baumgartner, M.F., Schultz, G.A. & Johnson, I. 1997: Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems. - Proceedings of the Fifth Scientific Assembly of the IAHS, 23.04.- 03.05.97, IAHS Publication no. 242, Rabat.
- Baumgartner, M.F. & Apfl, G.M. 1998: Die Alpine Schneedecke - Modellierung von Schneeschmelzabfluß und Klimaszenarien mit Satellitendaten und GIS. – Geographische Rundschau, 50 (2): 94-98, Braunschweig.
- Bayer, T. 1995: Untersuchung des Informationsgehalts und rechnergestützte Klassifikation multifrequenter und multipolarimetrischer DC-8-SAR-Daten des Untersuchungsgebietes Gilching-Oberpfaffenhofen. – DLR-FB-95-14, Oberpfaffenhofen.
- Bayer, T. & Hilz, M. 1997: Erfassung der kommunalen Flächenversiegelung und Flächennutzung aus hochauflösenden Fernerkundungsdaten. – ZPF, 65 (5-6): 158-163, Heidelberg.
- Beaudoin, A., Le Toan, T., Goze, S., Nezry, A., Lopes, A., Mougín, E., Hsu, C.C., Han, H.C., Kong, J.A. & Shin, R.T. 1994: Retrieval of forest biomass from SAR data. – International Journal of Remote Sensing, 15 (14): 2777-2796.
- Becker, F., Bolle, H.-J. & Rowntree, P.R. 1988: The international satellite land-surface climatology project. – ISLSCP-Report, Berlin.
- Becker, A. & Braun, P. 1999: Disaggregation, aggregation and spatial scaling in hydrological modelling. – Journal of Hydrology, 217: 239-252.

- Benallegue, M., Taconet, O., Vidal-Madjar, D. & Normand, M. 1995: The use of radar back-scattering signals for measuring soil moisture and surface roughness. – *Remote Sensing of Environment*, 53: 61-68.
- Bernstein, R. 1978: *Digital Image Processing for Remote Sensing*. – New York.
- Berroir, J.P., Flügel, W.A., Herlin, I., Hochschild, V., Ranchin, T. & Staudenrausch, H. 1998: Integrated Water Resources Management System - A Decision Support System Based on Remote Sensing Data Evaluation. - *Proceedings of the 27th International Symposium on Remote Sensing of Environment*, 08.-12.06.98, 300-303, Tromsö.
- Beven, K.J. & Kirkby, M.J. 1979: A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. – *Hydrological Science Bulletin*, 24: 43-69.
- Beven, K.J. 1985: Distributed Models. - Anderson, M.G. et al. (eds.): *Hydrological forecasting*, 405-435.
- Beven, K.J., Chevallier, P. & Planchon, O. 1992: The Prediction of Hillslope Flow Paths for Distributed Hydrological Modelling Using Digital Terrain Models. - Beven, K.J. & Moore, I.D. (eds.): *Terrain analysis and distributed modelling in hydrology*, Chichester.
- Beven, K.J. & Moore, I.D. (eds.) 1992: *Terrain analysis and distributed modelling in hydrology*. - Chichester.
- Beven, K.J., Quinn, P.F., Romanowicz, R., Freer, J., Fisher, J. & Lamp, R. 1995: TOPMODEL. – Singh, V.P. (ed.): *Computer Models of Watershed Hydrology*, Highlands Ranch.
- Beven, K.J. & Fisher, J. 1996: Remote sensing and scaling in hydrology. - Stewart, J.B., Engman, E.T., Feddes, R.A. & Kerr, Y. (eds.): *Scaling up in Hydrology using Remote Sensing*, Chichester.
- Bill, R. 1996: Fernerkundung und Geo-Informationsansätze - vom Nebeneinander zum Miteinander. - *DLR-Mitteilung*, 3: 69f, Oberpfaffenhofen.
- Blöschl, G., Gutknecht, D., Grayson, R.B., Sivapalan, M. & Moore I.D. 1993: Organization and randomness in catchments and the verification of hydrologic models. – *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 74: 317.
- Blöschl, G. & Sivapalan, M. 1995: Scale issues in hydrological modelling: A review. – *Hydrological Processes*, 9: 251-290.
- Blyth, K., Biggin, D.S. & Ragab, R. 1993: ERS-1 SAR for monitoring soil moisture and river flooding. - *Proceedings Second ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment*, Hamburg, 11.-14.10.93, ESA SP-361: 839-844, Noordwijk.
- Boisvert, J.B., Gwyn, Q.H., Brisco, B., Major, D.J. & Brown, R.J. 1995: Evaluation of soil moisture techniques and microwave penetration depth for radar applications. – *Canadian Journal of Remote Sensing*, 21: 110-123.

- Boisvert, J.B., Gwyn, Q.H., Chanzy, A., Major, D.J., Brisco, B. & Brown, R.J. 1995: Effect of surface soil moisture gradients on modelling radar backscatter from bare fields. – *International Journal of Remote Sensing*, 18 (1): 153-170.
- Borgeaud, M. & Wegmüller, U. 1996: On the Use of ERS SAR Interferometry for the Retrieval of Geo- and Bio-Physical Information. - *Proceedings of the Fringe 96 Workshop Zurich 30.09.-02.10.96*, ESA SP-406, II: 83-95, Noordwijk.
- Bork, H.R. 1992: Regionalisierung bodenhydrologischer Parameter und Zustandsvariablen. – Kleeberg, H.G. (Hrsg.): *Regionalisierung in der Hydrologie*, Mitteilung der Senatskommission fuer Wasserforschung der DFG, 201-220, Bonn.
- Börner, T. & Papathanassiou, K.P. 1998: A Model-Based Analysis of Surface Scattering Effects in Polarimetric SAR Interferometry. - *EUSAR '98 (Europ. Conf. on Synthetic Aperture Radar)*, 61-64, Friedrichshafen.
- Bossel, H. 1994: *Modellbildung und Simulation: Konzepte, Verfahren und Modelle zum Verhalten dynamischer Systeme*. – Braunschweig.
- Bouman, B.A.M. 1991: Crop Parameter Estimation from Ground –Based X-Band (3-cm Wave) Radar Backscattering Data. – *Remote Sensing of Environment*, 37: 193-205.
- Brakke, T.W., Kanemasu, E.T., Steiner, J.L., Ulaby, F.T. & Wilson, E. 1981: Microwave Response to Canopy Moisture, Leaf Area Index and Dry Weight of Wheat, Corn and Sorghum. – *Remote Sensing of Environment*, 11: 207-220.
- Braun, G., Ernst, S., Hörsch, B. & Weiers, S. 1997: Hochwasserschutz und -prävention durch räumliche Modellierung. - *GIS 10 (5)*: 10-15, Heidelberg.
- Brisco, B. & Protz, R. 1978: Evaluation of High Resolution Side Looking Airborne Radar on the University of Guelph Test Strip. – *Proceedings of the 5th Canadian Symposium on Remote Sensing*, 328-342, Victoria, Kanada.
- Brisco, B., Brown, R.J., Koehler, J.A., Sofko, G.J. & McKibben, M.J. 1990: The Diurnal Pattern of Wheat Radar Backscatter, *Remote Sensing of Environment*, 34: 37-47.
- Brisco, B., Pultz, T.J., Brown, R.J., Topp, G.C., Hares, M.A., Zebchuk, W.D. 1992: Soil moisture measurements using portable dielectric probes and time domain reflectometry. – *Water Resources Research*, 23: 1339-1346.
- Brockelbank, D.C. & Tam, A.P. 1991: Stereo elevation determination techniques for SPOT imagery. – *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 57: 1065-1073.
- Brockmann, H. 1998: Einsatzmöglichkeiten der flugzeuggestützten Laser-Scanner-Technik zur Erfassung räumlich-hydrologischer Informationen an Fließgewässern. – *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 42 (2): 68.
- Brown, R.J. et al. 1993: Multi-Temporal ERS-1 for Crop Discrimination. – *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium*, 57-62, Hamburg.
- Brüsch, W. 1996: Das Snowmelt Runoff Model ETH (SRM-ETH) als universelles Simulati-

ons- und Prognosesystem für Schneeschmelz-Abflußmengen - Ein Beispiel der Integration von Satellitenfernerkundung und Geographischen Informationssystemen (GIS). - Remote Sensing Series, 27, Zürich.

Buehler, K. & McKee, L. 1998: The OpenGIS Guide – Introduction to Interoperable Geoprocessing and the OpenGIS Specification. – The Open GIS Consortium.

Burkart, U. 1992: Simulation und Prognose des Schmelzwasserabflusses sowie Bestimmung des regionalen Schneewasseräquivalents unter Zuhilfenahme von Satellitenbilddaten – dargestellt am Beispiel des Einzugsgebietes Rhein-Felsberg und Teilgebieten. – Remote Sensing Series, 20, Zürich.

Burrough, P.A. 1986: Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment. – Monographs on Soil and Resources Survey, 12, Oxford.

Callaghan, J.F. & Mark, D.M. 1984: The Extraction of Drainage Networks from Digital Elevation Data. – Computer Vision, Graphics and Image Processing, 28: 323-344.

Carlson, T.N. & Ripley, D.A. 1997: On the Relation between NDVI, Fractional Vegetation Cover and Leaf Area Index. – Remote Sensing of Environment, 62: 241-252.

Carlson, T.N., Perry, E.M. & Schmugge, T.J. 1990: Remote Estimation of Soil Moisture Availability and Fractional Vegetation Cover for Agricultural Fields. – Agriculture, Forest, Meteorology, 52: 43-69.

Case, J.B. 1989: Report on the International Symposium on Topographic Applications of SPOT Data. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 55 (1): 94-98.

Chen, J.M. & Guilbeault, M.A. 1996: Evaluation of Vegetation Indices for Retrieving Biophysical Parameters of Boreal Conifer Forests. - Proceedings of the 26th International Symposium on Remote Sensing of Environment, 25.-29.03.96, 168-171, Vancouver.

Cihlar, J., Dobson, M.C., Schmugge, T., Hoogeboom, P., Janse, A.R.P., Baret, F., Guyot, G., LeToan, T., Pampaloni, P. 1987: Procedures for the Description of Agricultural Crops and Soils in Optical and Microwave Remote Sensing Studies. – International Journal of Remote Sensing, 8 (3): 427-439.

Civco, D. 1989: Topographic Normalization of Landsat Thematic Mapper Imagery. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 55 (9): 1303-1309.

Claassen, T.H.L. 1990: Eutrophication Observed by Remote Sensing; A Distant Point of View. - Hooghart, J.C. (ed.): Water management and remote sensing, 39-59, The Hague.

Cloude, R. S. & Pottier, E. 1995 : Concept of Polarization Entropy in Optical Scattering. – Optical Engineering, 34 (6): 1599-1610.

Cloude, R. S. & Pottier, E. 1997: An entropy based classification scheme for land applications of polarimetric SAR. - IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1: 68 - 78.

- Coenradie, B. 1992: Waldklassifizierung und Totholzkartierung im Nationalpark Bayerischer Wald unter Verwendung von Landsat TM und digitalen Zusatzdaten. - DLR Forschungsbericht, 92-10, Oberpfaffenhofen.
- Colby, J.D. 1991: Topographic Normalization in Rugged Terrain. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 57 (5): 531-537.
- Collier, C.G. 1986: Accuracy of rainfall estimated by radar. – Journal of Hydrology, 83 (4): 207-235.
- Conel, J.E. 1990: Determination of Surface Reflectance and Estimates of Atmospheric Optical Depth and Single Scattering Albedo from Landsat Thematic Mapper Data. – International Journal of Remote Sensing, 11 (5): 783-828.
- Connors-Sasowski, K., Petersen, G.W. & Evans, B.M. 1992: Accuracy of SPOT digital elevation model and derivatives: Utility for Alaska's north slope. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 58, 815-824.
- Corbley, K.P. 1994: EOSAT – India partnership broadens international remote sensing market. – Earth Space Review, 3 (4): 20-26.
- Cornaert, M.H. & Maes, J. 1992: Land cover, an essential component of the CORINE information system on the environment. GIS implications. - Proceedings of the Central Symposium of the 'International Space Year' Conference, Munich 30.03.-04.04.92, ESA-SP-341: 473-481, Noordwijk.
- COSPAR 1993: Observations from space of the Mississippi Flood. – Information Bulletin 128.
- Crawford, N.H. & Linsley, R.S. 1966: Digital simulation in hydrology: The Stanford Watershed Model IV. - Technical Report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, Palo Alto.
- Cross, A.M., Mason, D.C. & Dury, S.J. 1988: Segmentation of remotely-sensed images by a split-and-merge process. – International Journal of Remote Sensing, 9 (8): 1329-1345.
- Curran, P.J. & Williamson, H.D. 1988: Selecting a spatial resolution for estimation of per-field green leaf area index. – International Journal of Remote Sensing, 9: 1293-1250.
- Curran, P.J., Dungan, J.L. & Gholz, H.L. 1992: Seasonal LAI in slash Pine Estimated with Landsat TM. – Remote Sensing of Environment, 39: 3-13.
- Cyffka, B., Gerold, G. & Pörtge, K.-H. 1991: Möglichkeiten der Regionalisierung von Wasser- und Stoffhaushaltsuntersuchungen. – Erdkunde, 45: 220-227.
- Dahm, S., Saborowski, J. & Akca, A. 1995: Kostengünstiges Alternativkonzept für eine Flächenschätzung mit Hilfe von Satellitenaufzeichnungen im Rahmen der Bundeswaldinventur. – GIS, 8 (5): 18-25, Karlsruhe.
- Danson, F.M. 1995: Developments in the Remote sensing of forest Canopy Structure. – Danson, F.M. & Plummer, S.E. (eds.): Advances in Environmental Remote Sensing, 53-69,

Chichester.

- Danson, F.M. & Plummer, S.E. 1995: Red-Edge Response to Forest Leaf Area Index. – *International Journal of Remote Sensing*, 16 (1): 183-188.
- Daughtry, C.S.T., Ranson, K.J. & Biehl, L.L. 1991: C-Band Backscattering from Crop Canopies. – *International Journal of Remote Sensing*, 12 (5): 1097-1109.
- Dawson, M.S., Fung, A.K. & Manry, M.T. 1997: A robust statistical-based estimator for soil moisture retrieval from radar measurements. – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35 (1): 57-67.
- De Troch, F.P., Troch, P.A., Su, Z. & Lin, D.S. 1996: Application of Remote Sensing for Hydrological Modelling. – Abbott, M.B. & Refsgaard, J.C. (eds.): *Distributed Hydrological Modelling*, 165-191.
- Deane, G.C. & Churchill, P.N. 1985: Mapping Land cover Types in England and Wales Using Landsat Thematic Mapper Imagery. – *Proceedings of the 19th International Symposium on Remote Sensing of Environment*, 633-641, Ann Arbor.
- De Grandi, G.F., Lemoine, G.G., De Groof, H., Lavallo, C. & Sieber, A.J. 1994 : Fully polarimetric classification of the Black forest MAESTRO 1 AIRSAR data. – *International Journal of Remote Sensing*, 15 (14): 2755-2775.
- Demircan, A., Rombach, M. & Mauser, W. 1993: Extraction of Plant- and Soil Parameters from multitemporal ERS-1 SLC Data of the Freiburg test site. - *Proceedings of the First ERS-1 Symposium Cannes 1992*, ESA SP-359 (2): 631-634, Noordwijk.
- Demircan, A. 1995: Die Nutzung fernerkundlich bestimmter Pflanzenparameter zur flächenhaften Modellierung von Ertragsbildung und Verdunstung. – *Münchner Geographische Abhandlungen*, B, 20, München.
- Dickinson, R.E. 1995: Land Processes in Climate Models. – *Remote Sensing of the Environment*, 51: 27-38.
- Dobson, M.C. & Ulaby, F. 1986: Active microwave soil moisture research. - *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-24: 23-36.
- Dobson, M.C., Ulaby, F.T. & Pierce, L.E. 1995a: Land Cover Classification and Estimation of Terrain Attributes Using Synthetic Aperture Radar. – *Remote Sensing of Environment*, 51: 199-214.
- Dobson, M.C., Ulaby, F.T., Pierce, L.E., Sharik, T.L. Bergen, K.M., Kelndorfer, J., Kendra, J.R., Li, E., Lin, Y.C., Nashashiba, A., Sarabandi, K. & Siquera, P. 1995b: Estimation of forestal biophysical characteristics in Northern Michigan using SIR-C/X-SAR. - *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33: 877-895.
- Dong, Y., Forster, B. & Ticehurst, C. 1997: Radar Backscatter Analysis for Urban Environments. – *International Journal of Remote Sensing*, 18 (6): 1351-1364.
- Donker, N. H. W. 1992: Automatic extraction of catchment hydrologic properties from digital

- elevation data. ITC-Journal, 92 (3): 257-263, Enschede.
- Dozier, J. 1989: Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. – Remote Sensing of Environment, 28: 9-22.
- Dreher, J., Kuba, G., Nagler, T., Rott, H., Schönerklee, M., Triebnig, G. & Gampe, F. 2000: Hydrological Services: The Need to Integrate Space-Based Information. – ESA Bulletin, 103: 57-63, Noordwijk.
- D'Souza, G., Barrett, E.C. & Power, C.H. 1990: Satellite rainfall estimation techniques using visible and infrared imagery. – Remote Sensing Reviews, 4 (2): 379-414.
- Dubayah, R.O. 1992: Estimating net solar radiation using Landsat Thematic Mapper and digital elevation data. – Water Resources Research, 28 (9): 2469-2484.
- Dubayah, R.O., Wood, E.F., Engman, E.T., Czajkowski, K.P., Zion, M. & Rhoads, J. 2000: Remote Sensing in Hydrological Modelling. – Schultz, G.A. & Engman, E.T. (eds.): Remote Sensing in Hydrology and Water Management, 85-110, Berlin.
- Dubois, P.C., van Zyl, J. & Engman, T. 1995: Measuring soil moisture with imaging radars. – IEEE transactions on Geoscience Remote Sensing, 4: 915-926.
- Duchossois, G. & Martin, P. 1995 : ERS-1 and ERS-2 Tandem Operations. – ESA Bulletin, 83 : 54-60.
- Dyke, S. & Peschke, G. 1995: Grundlagen der Hydrologie. – Berlin.
- Ebner, H. 1992: Digital Elevation Models and their Applications. – GIS, 5 (3): 27-30, Karlsruhe.
- Eckhardt, D.W., Verdin, J.P. & Lyford, G.R. 1990: Automated update of an irrigated lands GIS using SPOT HRV imagery. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 56 (11): 1515-1522.
- EEA - European Environmental Agency 1996: CORINE land cover programm.
- Ehlers, M., Edwards, G. & Bedard, Y. 1989: Integration of remote sensing with geographic information systems: A necessary evolution. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 55 (11): 1619-1627.
- Elvidge, C.D. & Chen, Z. 1995: Comparison of Broad-Band and Narrow-Band Red and Near-Infrared Vegetation Indices. – Remote Sensing of Environment, 54: 38-48.
- El-Rayes, M.A. & Ulaby, F.T. 1987: Microwave Dielectric Spectrum of Vegetation – Part I: Experimental Observations. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, GE 25 (5): 541-549.
- Enderlein, R., Glugla, G. & Eyrieh, A. 1982: Grid method for calculating groundwater recharge from geographical and climatological characteristics. – Application of Results from Representative and Experimental Basins. UNESCO Stud. Rep. Hydrol., 32: 163-176.

- Endlicher, W. 1998: Geographie von ganz oben. – Geographische Rundschau, 50 (2): 66-70, Braunschweig.
- Endlicher, W. & Kirchhof, W. 1990: Die Nutzung von Landsat TM Daten bei der Inventur von Kiefernauaufforstungen in Mittelchile. – Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen des Deutschen Geographentages Saarbrücken 1989, 106-109, Stuttgart.
- Engdahl, M.E. & Hyypä, J.M. 1997: Forest Inventory Using Interferometric SAT Techniques. – ESA SP 414, Proceedings of the 3rd ERS Symposium Florence 17.-21.03.1997, Space at the service of our Environment, 1: 345-350, Noordwijk.
- Engman, E.T. & Chauhan, N. 1995: Status of Microwave Soil Moisture Measurements with Remote Sensing. – Remote Sensing of Environment, 51:189-198.
- Engman, E.T. & Gurney, R.J. 1991: Remote Sensing in Hydrology. London.
- Engman, E.T. 1997: Soil moisture, the hydrologic interface between surface and ground waters. - Baumgartner, M.F., Schultz, G.A. & Johnson, I. (eds.): Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems. Proceedings of the Fifth Scientific Assembly of the IAHS, 23.04.- 03.05.97, IAHS Publication, 242: 129-140, Rabat.
- Entekhabi, D., Nakamura, H. & Njoku 1994 : Solving the inverse problem for soil moisture and temperature profiles by sequential assimilation of multifrequency remotely sensed observations. – IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing, 2: 438-448.
- Entekhabi, D., Rodriguez-Iturbe, I. & Castelli, F. 1996 : Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. – Journal of Hydrology, 184: 3-17.
- Ernstberger, H. 1987: Einfluss der Landnutzung auf Verdunstung und Wasserbilanz. Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration von unterschiedlich genutzten Standorten zur Ermittlung der Wasserbilanz von Einzugsgebieten in unteren Mittelgebirgslagen Hessens. - Dissertation im Fachbereich D 26 – Geowissenschaften und Geographie der Justus Liebig Universität Gießen, Kirchzarten.
- ESA 1995: First ERS Thematic Working Group Meeting on Flood Monitoring. 26.-27. June 1995, ESRIN, Frascati.
- ESA 1997a: ERS SAR Interferometry. – Proceedings of the Fringe 96 Workshop Zurich 30.09.-02.10.96, ESA SP-406, Noordwijk.
- ESA 1997b: Satellite Data in Hydrology – Experience with ERS. – ESA SP-1207, Noordwijk.
- ESYS 1994: Remote Sensing Applications in Hydrological Modelling. - ESTEC Final Report, Contract: PO 140110.
- European Commission 1996a: Environment and Climate 1994-1998 – Information Package. – Office for Official Publications of the European Communities, CG-96-96-004-EN-C, Luxembourg.

- European Commission 1996b: Centre for Earth Observation (CEO) - CEO Concept. – EC, Directorate General XII, Document Reference: CEO/160/1995, Issue 1.0.
- Evans, D. A., Farr, T. G., Van Zyl, J. J. Zebker, H. A. 1988: Radar polarimetry: analysis tools and application. - IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 26: 774 – 798.
- Evans, D.L. (ed.) 1995: Spaceborne Synthetic Aperture Radar: Current Status and Future Directions - A Report to the Committee on Earth Sciences. - NASA Technical Memorandum 4679, Washington D.C.
- Ewen, J., Sloan, W.T., Kilsby, C.G. & O'Connell, P.E. 1998: UP modelling system for large scale hydrology: deriving large-scale physically-based parameters for the Arkansas-Red river basin. – Hydrol. Earth System Sci.
- Eymard, L. & Taconet, O. 1995: The Methods for Inferring Surface Fluxes from Satellite Data and their Use for Atmosphere Model Validation. – International Journal of Remote Sensing, 16 (11): 1907-1930.
- Famiglietti, J.S. & Wood, E.F. 1994: Multiscale modelling of spatially variable water and energy balance processes. – Water Resources Research, 30: 3061-3078.
- FAO, Food and Agricultural Organization of the United Nations 1989: Remote sensing applications to water resources. – Remote Sensing Centre Series, 50, Rom.
- Fellah, K., Besnus, Y., Clandillon, S., Ettajani, C., Meyer, P. & de Fraipont, P. 1994: Multitemporal ERS-1 SAR data in environmental studies: researching a quantitative approach for soil moisture retrieval. - Proceedings of the First ERS-1 Pilot Project Workshop, Toledo, 22.-24.06.94, ESA SP-365: 85-92, Noordwijk.
- Fellah, K. 2000: Assessment of the ERS time series fusion and coherence analysis for the monitoring of environmental sensitive areas in Alsace. - Proceedings of the 4th ERS-ENVISAT Symposium, “Looking down to Earth in the New Millennium”, 16.-20.10.00, Gothenburg.
- Ferrazzoli, P., Paloscia, S., Pampaloni, P., Schiavon, G., Solimini, D. & Coppo, P. (1992): Sensitivity of microwave measurements to vegetation biomass and soil moisture content: a case study. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30 (4): 750-756.
- Ferrazzoli, P., Paloscia, S., Pampaloni, P., Schiavon, G., Solimini, D. & Sigismondi, S. 1997: The potential of multifrequency polarimetric SAR in assessing agricultural and arboreal biomass. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35 (1): 5-17.
- Ferretti, A., Prati, C. & Rocca, F. 1998: recent Advances in INSAR with ERS. – Proceedings of the 27th International Symposium on Remote Sensing of Environment, 08.-12.06.98, 800-804, Tromsø.
- Ferro-Famil, L., Pottier, E., Saillard, J., Dedieu, J.P., Bernier, M. & Fortin, J.P. 1999: The Potential of Full Polarimetric SAR Data to Classify Dry Snowcover. - Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 28.06.-02.07.99, Hamburg.

- Fetter, C.W. 1993: Contaminant Hydrogeology. 54-65, New Jersey.
- Fily, M., Bourdelles, B., Dedieu, J.P. & Sergent, C. 1997 : Thematic Mapper derived snow grain characteristics in the Alps. – Remote Sensing of Environment, 59 (3): 452-460.
- Fink, M., Kralisch, S., Flügel, W. A. u. Beckstein, C. 2001: Optimizing land use management - a new approach for hydrologic modelling. - Freiburger Hydrologische Schriften, im Druck.
- Florinsky, I.V. 1998: Combined analysis of digital terrain models and remotely sensed data in landscape investigations. – Progress in Physical Geography, 22 (1): 33-60.
- Floury, N., Le Toan, T., Souyris, J.C., Singh, K., Stussi, N., Hsu, C.C. & Kong, J.A. 1997: Interferometry for Forest Studies. - Proceedings of the Fringe 96 Workshop Zurich 30.09.-02.10.96, ESA SP-406, II: 57-70, Noordwijk.
- Flügel, W.A. & Lüllwitz, Th. 1993: Using a distributed hydrologic model with the aid of GIS for comparative hydrological modelling of micro- and mesoscale catchments in the USA and Germany. - Macroscale Modelling of the Hydrosphere. Proceedings of the Yokohama Symposium. IAHS Publ. no.214.
- Flügel, W.A. 1995: Delineating Hydrological Response Units by Geographical Information System Analyses for Regional Hydrological Modelling Using PRMS/MMS in the Drainage Basin of the River Bröl, Germany. - Hydrological Processes, 9: 423-436.
- Flügel, W.A. 1996: Hydrological Response Units (HRU's) as modelling entities for hydrological river basin simulation and their methodological potential for modelling complex environmental process systems - Results from the Sieg catchment. - Die Erde, 127: 42-62, Berlin.
- Flügel, W.A., Märker, M., Moretti, S., Rodolfi, G. & Staudenrausch, H. 1999: Soil erosion hazard assessment in the Mkomazi river catchment (KwaZulu/Natal – South Africa) by using aerial photo interpretation. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, I (5-6): 641-653, Stuttgart.
- Flügel, W.A., Müschen, B. & Hochschild, V. 2001: Results of the EU project ARSGISIP on applied remote sensing for hydrological, erosion and solute transport model parameterization. - Proceedings of the IGARSS'01 Symposium "Scanning the Present and Resolving the Future, 09.-13.07.01, Sydney (im Druck).
- Flügel, W.A. & Müschen, B. 2001: Applied Remote Sensing and GIS Integration for Model Parameterization (ARSGISIP). – Final Report, EU-Contract No. ENV4-CT97-0396, Jena.
- Forster, B.C. 1984: Derivation of atmospheric correction procedures for Landsat MSS with particular reference to urban data. – International Journal of Remote Sensing, 5: 799-817.
- Fortin, J.P. & Bernier, M. 1991: Processing of remotely sensed data to derive useful input data for the hydrotel hydrological model. – IEEE.

- Foster, J.L., Chang, A.T.C., Hall, D.K. & Rango, A. 1991: Derivation of snow water equivalent in boreal forests using microwave radiometry. – *Arctic*, 44: 147-152.
- Franklin, S.E., Lavigne, M.B., Deuling, M.J., Wulder, M.A. & Hunt, E.R. 1997: Estimation of Forest Leaf Area Index Using Remote Sensing and GIS Data for Modelling Net Primary Production. – *International Journal of Remote Sensing*, 18 (16): 2459-3471.
- Fraser, R.S., Ferrare, R.A., Kaufman, Y.J., Markham, G.L. & Mattoo, S. 1992: Algorithms for atmospheric corrections of aircraft and satellite imagery. – *Applied Optics*, 24: 81-93.
- Freeman, A., Villasenor, J., Klein, J.D., Hoozeboom, P. & Groot, J. 1994: On the use of multi-frequency and polarimetric radar backscatter features for classification of agricultural crops. – *International Journal of Remote Sensing*, 15 (9): 1799-1812.
- Fritsch, D. 1999: IKONOS 2 im Orbit – Beginn einer neuen Ära in der optischen Fernerkundung. – *GIS*, 12 (6): 2-3, Heidelberg.
- Fritzsche, A.E. 1982: The National Weather Service Gamma Snow System Physics and Calibration. – NWS-Publication, 8201, Las Vegas.
- Frost, V.S., Stiles, J.A., Sam Shanmugam, K., Holtzman, J.C. & Smith, S.A. 1981: An Adaptive Filter for Smoothing Noisy Radar Images. – *Proceedings of the IEEE*, 69 (1): 133-135.
- Fuller, R. 1993: The land cover map of Great Britain. – *Earth Space Review*, 2 (4): 13-18.
- Fung, A.K., Li, Z. & Chen, K.Z. 1992: Backscattering from a Randomly Rough Dielectric Surface, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30 (2): 356-369.
- Gabella, M., Joss, J. & Perona, G. 1998: Improving the effectiveness of radar for precipitation measurements: the 1994 peidmont flood as a case study. - *Proceedings of the 27th International Symposium on Remote Sensing of Environment*, 08.-12.06.98, 342-345, Tromsö.
- Gabriel, A.K. & Goldstein, R.M. 1988: Crossed Orbit Interferometry : Theory and Experimental Results from SIR-B. – *International Journal of Remote Sensing*, 9 (5): 857-872.
- Gabriel, J., Schmallius, C., Papathanassiou, K., Darizhapov, Tathkov, G., Tsybjitov, T. & Börner, W. 1999: Tree Height Extraction Using Polarimetric SAR Interferometry. - *Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 28.06.-02.07.99, 2131-2133, Hamburg.
- Gagnon, L. & Jouan, A. 1997 : Speckle Filtering of SAR Images – A Comparative Study Between Complex-Wavelet-Based and Standard Filters. – *Wavelet Applications in Signal and Image Processing*, V: 80-91.
- Gallant, J.C. & Reed, M.M. 1999: Representing Scale in the Open Modelling Engine. – Oxley, L., Scrimgeour, F. & Jakeman, A. (eds.): *Proceedings International Congress on Modelling and Simulation MODSIM'99*, 06.-09.12.99, *Modelling the Dynamics of Natural, Agricultural, Tourism and Socio-economic Systems*, 3: 735-740, Hamilton,

New Zealand.

- Gao, B. 1996: NDWI – A Normalized Difference Water Index for Remote Sensing of Vegetation Liquid Water From Space. – *Remote Sensing of Environment*, 58: 257-266.
- Gaschnig, J., Reboh, R. & Reiter, J. 1981: Development of a knowledge-based expert system for water resource problems. - Final Report, SR1 Project 1619, SRI International.
- Gege, P. 1996: Klassifizierung von Phytoplankton durch Modellieren der Gewässerabbedo. - *ZPF 64 (5)*: 147-154, Heidelberg.
- Geiger, R. 1957: *The climate near the ground*. – Boston.
- Gens, R. & Genderen, J.L.v. 1996: SAR Interferometry – Issues, Techniques, Applications. – *International Journal of Remote Sensing*, 17 (10): 1803-1835.
- Gens, R. 1998: *Quality Assessment of SAR Interferometric Data*. – ITC Publication 61, Enschede.
- Geudtner, D. 1995: Die interferometrische Verarbeitung von SAR-Daten des ERS-1. – DLR Forschungsbericht, 95-28, Oberpfaffenhofen.
- Giles, P.T. & Franklin, S.E. 1996: Comparison of derivative topographic surfaces of a DEM generated from stereoscopic SPOT images with field measurements. – *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62 (10): 1165-1171.
- Goetz, S.J. 1997: Multi-sensor Analysis of NDVI, Surface Temperature and Biophysical Variables at a Mixed Grassland Site. – *International Journal of Remote Sensing*, 18 (1): 71-94.
- Goldstein, R.M., Zebker, H.A. & Werner, C.L. 1988: Satellite Radar Interferometry: Two-Dimensional Phase Unwrapping. – *Radio Science* 23 (4): 713-720.
- Gooding, R., Dokter, K., Kupfer, G. & Kühbauch, W. 1989: Eignung von SAR-Daten zur Gewinnung von Agrarinformation. - *GIS*, 2 (2): 23-28, Karlsruhe.
- Goodrich, D.C., Schmutge, T.J., Jackson, T.J., Unkirch, C.L., Keefer, T.O., Parry, R., Bach, L.B. & Amer, S.A. 1994: Runoff simulation sensitivity to remotely sensed initial soil water content. – *Water Resources Research*, 30 (5): 1393-1405.
- Gorte, B.G.H. 2000: Land-use and Catchment Characteristics. – Schultz, G.A. & Engman, E.T. (eds.): *Remote Sensing in Hydrology and Water Management*, 133-156, Berlin.
- Graetz, R.D., Pech, R.R. & Davis, A.W.: 1988: The assessment and monitoring of sparsely vegetated rangelands using calibrated Landsat data. – *International Journal of Remote Sensing*, 9: 1201-1222.
- Grafton, A. 1999: Automatic DEMs from SPOT Images. - *GIM International*, 13 (6): 53.
- Grayson, R.B. & Western, A.W. 1998: Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space stability of mean response. – *Journal of Hydrology*,

207: 68-82.

- Green, R.M. 1998: Relationship between polarimetric SAR backscatter and forest canopy and sub-canopy biophysical properties. – *International Journal of Remote Sensing*, 19 (12): 2395-2412.
- Gugan, D.J. & Dowman, I.J. 1988: Accuracy and completeness of topographic mapping from SPOT imagery. – *Photogrammetric Record*, 12 (72): 787-796.
- Gündra, H, Assmann, A. & Jäger, S. 2000: Geomorphometrische Parameter mit hydrologischer Relevanz und die Qualität der zugrunde liegenden Digitalen Höhenmodelle. – *Hydrologie und Wasserwirtschaft*, 44 (3): 114-121.
- Guneriussen, T. 1997: Backscattering properties of a wet snow cover derived from DEM corrected ERS-1 SAR data. - *International Journal of Remote Sensing*, 18 (2): 375-392.
- Häckel, H. 1993: *Meteorologie*. – Stuttgart.
- Haefner, H. & Rott, H. 1991: Water resources, snow and ice. – Report of the Earth Observation User Consultation Meeting, ESA SP-1143: 148-160, Noordwijk.
- Haefner, H. & Pampaloni, P. 1992: Water resources. – *International Journal of Remote Sensing*, 13 (6,7): 1277-1303.
- Haefner, H. & Schumann, A.H. 1992: *Remote Sensing Applications in Hydrology and Water Resources Management*. – Remote Sensing Series, 21, Zürich.
- Haefner, H., Holecz, F., Meier, E. & Nüesch, D. 1993: Monitoring of snowcover in high mountain terrain with ERS-1 SAR. - *Proceedings First ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment*, Cannes, 04.-06.11.92, ESA SP-359: 583-588, Noordwijk.
- Haefner, H. & Piesbergen, J. 1997: High alpine snow cover monitoring using ERS-1 SAR and Landsat TM data. - Baumgartner, M.F., Schultz, G.A. & Johnson, I. (eds.): *Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems*. Proceedings of the Fifth Scientific Assembly of the IAHS, 23.04.-03.05.97, IAHS Publication no. 242: 133-118, Rabat.
- Hagg, W. & Sties, M. 1996: Bundesweite Landnutzungskartierung mit ERS-1 SAR-Bilddaten. - Karlsruhe.
- Hajnsek, I., Busche, T., Schmullius, C. & Ergenzinger, P. 1999a: Determination of Hydrological Parameters Using Airborne-Radar Data (DLR E-SAR). - *Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 28.06.-02.07.99, II: 1108-1110, Hamburg.
- Hajnsek, I., Pappathanassiou, K.P., Reigber, A. & Cloude, S.R. 1999b: Soil-Moisture Estimation Using Polarimetric SAR Data. - *Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 28.06.-02.07.99, V: 2440-2443, Hamburg.
- Hall, D.K. & Martinec, J. 1985: *Remote Sensing of Ice and Snow*. London.

- Hall, D.K., Foster, J.L., Chang, A.T.C., Benson, C.S. & Chien, J.Y.L. 1995: Determination of snow covered area in different land covers in central Alaska from aircraft data. – *Annales of Glaciology*, 26 (1): 149-155.
- Haralick, R.M., Wang, S., Shapiro, L.G. & Campell, J.B. 1985: Extraction of Drainage Networks Using a Consistent Labeling Technique. – *Remote Sensing of Environment*, 18: 163-175.
- Haralick, R.M. & Shapiro, L.G. 1985: Survey: Image segmentation techniques. – *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 29: 100-132.
- Hartl, P. & Thiel, K.-H. 1993: Bestimmung von topographischen Feinstrukturen mit interferometrischem ERS-1-SAR. – *Zeitschrift für Photogrammetrie und Fernerkundung*, 61 (3): 108-114.
- Hellmann, M. & Krätzschar, E. 1997: Interpretation of SAR-Data using Polarimetric Techniques. – *Proceedings of the Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR data for Land applications*, 21.-23.10.98. ESA SP-441, Noordwijk.
- Hellmann, M. 2000: Classification of Fully Polarimetric SAR-Data for Cartographic Applications. – *DLR Mitteilung 2000-19*, Oberpfaffenhofen.
- Helmschrot, J. 1999: Integration von Fernerkundung, GIS und empirischer Geländeaufnahme zur Parameterisierung physiographischer Faktoren für die distributive hydrologische Modellierung – Eine Fallstudie im semiariden Flußeinzugsgebiet des Umzimvubu, Ostkap-Provinz, Südafrika. – *Diplomarbeit, Institut für Geographie, Friedrich-Schiller-Universität Jena*.
- Henderson, F.M. & Lewis, A.J. (eds.) 1998: Principles and Applications of Imaging Radar. *Manual of Remote Sensing*, 2, New York.
- Henebry, G.M. 1997: Advantages of Principal Components analysis for Land Cover Segmentation from SAR Image Series. - *ESA SP 414, Proceedings of the 3rd ERS Symposium Florence 17.-21.03.1997, Space at the service of our Environment*, 1:175-178, Noordwijk.
- Herland, E.A. 1996: Operational Use of SAR Interferometry for DEM Generation and Land Use Mapping. - *Proceedings of the Fringe 96 ERS SAR Interferometry Workshop Zurich 30.09.-02.10.96, ESA SP-406*, Noordwijk.
- Herold, M. 2000a: Bestimmung hydrologischer Parameter aus multifrequenten und multipolarimetrischen E-SAR-Flugzeugdaten. – *Diplomarbeit, Institut für Geographie, Friedrich-Schiller-Universität Jena*.
- Herold, M. 2000b: Hydrologische Auswertung von multifrequenten und multipolarimetrischen E-SAR-Flugzeugdaten. - *Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung, Band 8, Vorträge 19. Wissenschaftlich-Technische Jahrestagung der DGPF, Oktober 1999, Essen*.
- Herold, M., Hochschild, V., Klenke, M. & Müller, A. 1999: Classification and Analysis of

- Multifrequent and Multipolarimetric Airborne E-SAR Data for Hydrological Applications. – Proceedings des AK Interpretation von Fernerkundungsdaten, „Environmental Assessment and Monitoring“, 28.-29.04.99, Halle.
- Herold, M., Müschen, B., Müller, A., Klenke, M. & Steinnocher, K. 2000a: Zur radiometrischen Reliefkorrektur von Fernerkundungsdaten. – Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation, 5: 347-354, Stuttgart.
- Herold, M., Hochschild, V. & Schmullius, C. 2000b: Multifrequente und multipolarimetrische Radarfernerkundung hydrologisch relevanter Parameter der Landoberfläche. - Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation, 5: 355-360, Stuttgart.
- Hildebrandt, G. 1992: Potential operational use of remote sensing from space in forestry. - Proceedings of the Central Symposium of the 'International Space Year' Conference, Munich 30.03.-04.04.92, ESA-SP-341: 639-646, Noordwijk.
- Hildebrandt, G. 1996: Fernerkundung und Luftbildmessung für Forstwirtschaft, Vegetationskartierung und Landschaftsökologie. – Heidelberg.
- Hill, J. & Sturm, B. 1991: Radiometric correction of multitemporal Thematic Mapper data for use in agricultural land-cover classification and vegetation monitoring. – International Journal of Remote Sensing, 12 (7): 1471-1491.
- Hill, J., Donald, G.E. & Vickery, P.J. 1999: Relating radar backscatter to biophysical properties of temperate perennial grassland. – Remote Sensing of Environment, 67: 15-31.
- Hochschild, V. & Klenke, M. 1998: Comparison of Multifrequency Airborne E-SAR Data with Ground Measurements of Hillslope Hydrology. – Ranchin, Th. & Wald, L. (eds.): Fusion of Earth Data: merging point measurements, raster maps and remotely sensed images, 161-166, Sophia Antipolis.
- Hochschild, V. 1999: Parameterization of Hydrological Models: The Contribution of Remote Sensing to Water Resources Management. – Oxley, L. & Scrimgeour, F. (eds.): Modelling the Dynamics of Natural, Agricultural, Tourism and Socio-economic Systems, Proceedings of the MODSIM'99, International Congress on Modelling and Simulation, 06.-09.12.99, 1: 105-110, Hamilton, New Zealand.
- Hochschild, V., Klenke, M., Bartsch, A. & Flügel, W.A. 1999: Land cover classification in a hilly watershed using SAR backscatter intensity and interferometric coherence information. – Proceedings of the 2nd International Symposium „Operationalization of Remote Sensing“, 16.-20.08.99, Enschede.
- Hochschild, V., Bongartz, K. & Selsam, P. 2000a: Einsatz der Fernerkundung für die hydrologische Modellierung Thüringer Flußeinzugsgebiete. - Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation, 5: 311-318, Stuttgart.
- Hochschild, V., Bartsch, A. & Klenke, M. 2000b: Auswertung von ERS-Tandem-Daten zur Bestimmung der Flächennutzung im Mittelgebirgsraum. – Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation, 5: 343-346, Stuttgart.
- Hochschild, V., Herlin, I., Moretti, S., Ranchin, Th. & Staudenrausch, H. 2000c: Application

- of Remote Sensing to the Development of an Integrated Water Resources Management System (IWRMS). - Proceedings of the 28th International Symposium on Remote Sensing of Environment, 27.-31.03.00, Kapstadt.
- Hochschild, V. & Bongartz, K. 2000: Forschungs- und Entwicklungsprojekt RIVER – Untersuchung der operationellen Anwendbarkeit von Fernerkundungsdaten für hydrologische Fragestellungen. – Abschlußbericht MOMS-2P Pilotprojekt RIVER, Jena.
- Hochschild, V. & Herold, M. 2000: Hydrological Analysis of High Resolution Multifrequent, Multipolarimetric and Interferometric Airborne SAR Data. – Proceedings of the Remote Sensing and Hydrology 2000 Symposium 02.-07.04.00, Santa Fe, (im Druck).
- Hochschild, V., Staudenrausch, H., Müller, A. & Gerlach, R. 2001: Land Cover Legend. – Staudenrausch, H. (ed.): IWRMS – The development of an innovative computer based Integrated Water Resources Management System, Final Report, EU-INCO-DC Projekt ERBIC18-CT97-0144, Jena.
- Horn, R. 1996: The DLR Airborne SAR Project E-SAR. - http://www.op.dlr.de/neshf/projects/ESAR/igars96_scheiber.html.
- Horn, R., Scheiber, R., Buckreuss, S., Zink, M., Moreira, A., Sansosti, E. & Lanari, R. 1999: E-SAR Generates Level-3 SAR Products for ProSmart. – Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 28.06.-02.07.99, II: 1195-1202, Hamburg.
- Huete, A.R. 1988: A soil adjusted vegetation index (SAVI). - Remote Sensing of Environment, 25: 295-309.
- Hussey, G.C., Sofko, G.J., Brisco, B., Koehler, J., McKibben, M.J. 1989: The Effect of Agricultural Parameters on Radar Cross-Section: A Linear Regression Model. – Proceedings of International Geoscience and Remote Sensing Symposium / 12th Canadian Symposium on Remote Sensing, 10.-14.07., 2112-2115, Vancouver.
- Idso, S.B., Hatfield, J.L., Reginato, R.J. & Jackson, R.D. 1978: Wheat Yield Estimation by Albedo Measurement. – Remote Sensing of Environment, 7: 273-276.
- Imhoff, M.L. 1995: A theoretical analysis of the effect of structure on synthetic Aperture radar backscatter and the remote sensing of biomass. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 33: 341-352.
- ISRSE - International Symposium on Remote Sensing of Environment 1998: Information for Sustainability. - Proceedings for the International Symposium on Remote Sensing of Environment, 08.-12.06.98, Tromsø.
- Itten, K.I., Meyer, P., Kellenberger, T., Leu, R., Sandmeier, S., Bitter, P. & Seidel, K. 1992: Correction of the impact of topography and atmosphere on Landsat TM forest mapping of Alpine regions. - Remote Sensing Series 18, Zurich.
- Jackson, T.J., Ragan, R.M. & Fitch, W.N. 1977: Test of Landsat-Based Urban Hydrologic Modelling. – ASCE Journal of Water Resources Planning and Management, Div. V 103, WR1, Proceedings 12950: 141-158.

- Jackson, R.D., Reginato, R.J. & Idso, S.B. 1977: Wheat canopy temperatures: a practical tool for evaluating water requirements. – *Water Resources Research*, 13: 651-656.
- James, L.D., Bowles, D.S. & Hawkins, R.H. 1982: A taxonomy for evaluating surface water quantity model reliability. - Singh, V.P. (ed.): *Applied Modelling in Catchment Hydrology*, Water Resources Publication, 189-228, Fort Collins.
- Jones, J.A.A. 1997: *Global Hydrology – Processes, resources and environmental management*. – Singapur.
- JRC - Joint Research Centre 1995: *Remote Sensing Applications*. - Institute Annual Report 95, Report EUR 16384 EN, Luxembourg.
- Jürgens, C. & Fander, M. 1993: Soil erosion assessment and simulation by means of SGEOS and acillary digital data. – *International Journal of Remote Sensing*, 14 (15): 2847-2855.
- Kalma, J.D., Bates, B.C. & Woods, R.A. 1995: Predicting catchment scale soil moisture status with limited field measurements, *Hydrological Processes*, 9: 445-467.
- Kaschinke, E., Bourgeau-Chavez, L.L. & Christensen, N.L. Jr. 1995 : Correlating radar backscatter with components of biomass in Loblolly pine forest. – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33: 643-659.
- Kattenborn, G. 1991: *Atmosphärenkorrektur von multispektralen Satellitendaten für forstliche Anwendungen*. - Dissertation Universität Freiburg.
- Kattenborn, G., Nezry, E., De Grandi, G., Sieber, A.J. 1993: High Resolution Detection and Monitoring of Changes Using ERS-1 Time Series. – *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium*, 635-642, Hamburg.
- Kaufman, Y.J., Gitelson, A., Karnieli, A., Ganor, E., Fraser, R.S., Nakajima, T., Mattoo, S. & Holben, B.N. 1994: Size distribution and scattering phase function of aerosol particles retrieved from sky brightness measurements. – *JGR-Atmospheres*, 99: 10341-10356.
- Kauth, R.J. & Thomas, G.S. 1976: The Tasseled Cap – A graphic description of the spectral-temporal development of agricultural crops as seen by Landsat. – *Proceedings of the Symposium on Machine Processing of Remotely-Sensed Data*, Purdue University, 4B: 41-50, West Lafayette.
- Keller, M. 2000: *Analyse poplarimetrischer Radarbilddaten zur Bestimmung von Bodeneigenschaften*. – Diplomarbeit am Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe, Karlsruhe.
- Kelly, R.E.J., Engeset, R., Kennett, M., Barrett, E.C. & Theakstone, W. 1997: Characteristic snow and ice properties of a norwegian ice cap determined from complex ERS SAR. - ESA SP 414, *Proceedings of the 3rd ERS Symposium Florence 17.-21.03.1997*, Space at the service of our Environment, 2: 831-836, Noordwijk.
- Kilian, J. & English, M. 1994: Topographische Geländeerfassung mit flächenhaft abtastenden Lasersystemen. – *ZPF*, 62 (6): 207-214, Heidelberg.

- Kite, G.W. & Kouwen, N. 1992: Watershed modelling using land classifications. - *Water Resources Research*, 28 (12): 3193-3200.
- Klein, A.G., Hall, D.K. & Riggs, G.A. 1998: Improving snow-cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model. – *Hydrological Processes*, 12: 1723-1744.
- Klenke, M. 1997: Aufbau eines hydrologischen Informationssystems für das Einzugsgebiet der Sieg: Erfassung von Landnutzungsstrukturen aus Fernerkundungsdaten. - Dollinger, F. & Strobl, J. (Hrsg.): *Angewandte Geographische Informationsverarbeitung, IX*, Salzburger Geographische Materialien, H. 26, Salzburg.
- Klenke, M. 1999: GIS-gestützte Landnutzungsklassifikationen auf Grundlage von Daten passiver und aktiver Fernerkundungssensoren zur distributiven Einzugsgebietsmodellierung. – Dissertation, Institut für Geographie, Friedrich-Schiller- Universität Jena.
- Klenke, M. & Hochschild, V. 1999: Improving SAR intensity-based land cover classification results by the use of interferometric coherence information and GIS-analysis. – *Proceedings of the IEEE - IGARSS'99 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Remote Sensing of the System Earth, 28.06.-02.07.99, IV*: 2108-2110, Hamburg.
- Knick, S.T., Rothenberry, J.T. & Zarriello, T.J. 1997: Supervised Classification of Landsat thematic Mapper Imagery in a Semi-Arid Rangeland by Nonparametric Discriminant Analysis. – *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 63 (1): 79-86.
- Knöpfle, W. 1999: Vergleich des InSAR DEMs aus ERS-Tandem mit Referenzdaten des LVA Thüringen und von AmilGeo. Schriftliche Mitteilung zur Auslieferung des Digitalen Höhenmodells von Thüringen, DLR, Oberpfaffenhofen.
- Knorr, D. 2001: Entwurf und Implementierung einer XML-basierten Auszeichnungssprache für Methoden der Fernerkundung am Beispiel des Projektes ARSGISIP. - Unveröffentlichtes Studienprojekt, Institut für Geographie, Friedrich-Schiller-Universität Jena.
- Kondratyev, K.J., Kozoderov, V.V. & Smotky, O.L. 1992: *Remote Sensing of the Earth from Space: Atmospheric Correction*. – New York.
- Konecny, G. 1995: Satelliten-Fernerkundung und Kartographie. – *GIS*, 8 (2): 3-13, Heidelberg.
- Kouwen, N., Soulis, E.D., Pietroniro, A., Donald, J. & Harrington, R.A. 1993: Grouped response units for distributed hydrological modelling. – *Journal of Water Resources Planning and Management*, 119 (3): 289-305.
- Kramer, H.J. 1995: *Observation of the Earth and its Environment – Survey of Missions and Sensors*. – Berlin.
- Krupnik, A. 1999: DEMs from SPOT images. – *GIM International*, 13 (5): 32-35.
- Kuan, D.T. 1987: Adaptive Restoration of Images with Speckle. – *IEEE Trans. ASSP*, 35 (3):

373-383.

- Kuittinen, R. 1990: Remote sensing of ice and snow. – Proceedings International Symposium “Remote Sensing and Water Resources”, 105-116, Enschede.
- Kumar, V.S., Haefner, H. & Seidel, K. 1991: Satellite snow cover mapping and snowmelt runoff modelling in Beas basin. – IAHS Publication, 205: 101-105.
- Kunz, S. 1983: Anwendungsorientierte Kartierung der Besonnung im regionalen Maßstab. – Geographica Bernensia, G 19, Geographisches Institut der Universität Bern, Bern.
- Kurvonen, L., Pulliainen, J. & Hallikainen, M. 1999: Biomass estimation from satelliteborne SAR data. - Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 28.06.-02.07.99, 1904, Hamburg.
- Kustas, W.P. & Norman, J.M. 1996: Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. - Rango, A. & Ritchie, J.C. (eds.): Remote sensing applications to hydrology. - Hydrological Science Journal, 41 (4): 495-516.
- Lacaze, B. 1996: Spectral characterisation of Vegetation Communities and Practical Approaches to Vegetation Cover Changes Monitoring. – Hill, J. & Peter, D. (eds.): The Use of Remote Sensing for Land Degradation and Desertification Monitoring in the Mediterranean Basin, Proceedings of an Expert Workshop, 13.-15.06.94, 149-165, Valencia.
- Lagouarde, J.P. 1991: Use of NOAA-AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. – International Journal of Remote Sensing, 12 (9): 1853-1864.
- Lambert, N.J. 1995: Spectral characterization and Regression-Based classification of forest Damage in Norway Spruce Stads in the Czech Republic Using Landsat Thematic Mapper Data. – International Journal of Remote Sensing, 16 (7): 1261-1287.
- Langran, G. 1992: Time in GIS. – New York.
- Lauer, W. 1990: Klimatologie. – Skriptum zur Vorlesung an der Rheinischen Friedrich Willhelms Universität, Bonn.
- Leavesley, G.H., Lichty, R.W., Troutman, B.M. & Saindon, L.G. 1983: Precipitation Runoff Modelling System. User's manual. Technical Report 83-4238, USGS Water Resources Investigations.
- Leavesley, G.H. & Stannard, L.G. 1984: Application of remotely-sensed data in a distributed parameter watershed model. - Kite, G.W. & Wankiewicz (eds.): Proceedings of Workshop on Applications of remote sensing in Hydrology, NHRI Symposium 5: 47-68, Natl. Hydrol. Res. Inst., Saskatoon.
- Leavesley, G.H. 1996: The Modular Modelling System (MMS) - A modelling framework for multidisciplinary research and operational applications. - GIS and Environmental Modelling - Progress and Research Issues: 155-158, Fort Collins.

- Leckie, D.G. & Ranson, K.J. 1998: Forestry applications using imagine Radar. - Henderson, F.M. & Lewis, A.J. (eds.): Principles and Applications of Imaging Radar. Manual of Remote Sensing, 2: 435-510, New York.
- Lee, J.S. 1981: Refined Filtering of Image Noise Using Local Statistics. – Computer Graphic and Image Processing, 15: 380-389.
- Lee, J.S. & Hoppel, K. 1992: Principal component transformation of multifrequency polarimetric SAR imagery. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32: 1017-1028.
- Lee, J.S. 1994: Speckle Filtering of Synthetic Aperture Radar Images: A Review. – Remote Sensing Reviews, 8: 313-340.
- Legates, D.R. 2000: Real-time Calibration of Radar Precipitation Estimates. – Professional Geographer, 52 (2): 235-246.
- Lehner, M. & Reinhartz, P. 1995: Digitale Höhenmodelle aus MOMS-Stereoaufnahmen. – DLR-Nachrichten, 77: 48-51, Oberpfaffenhofen.
- Lemoine, G., Kidd, R., van Leeuwen, H. & de Groof, H. 1997: Methodological Advancements in Using ERS SAR Data for Crop Area Estimation. – ESA SP 414, Proceedings of the 3rd ERS Symposium Florence 17.-21.03.1997, Space at the service of our Environment, 1: 125-130, Noordwijk.
- Leprieur, C., Durrand, J. & Peyron, J. 1988 : Influence of Topography on Forest Reflectance Using Landsat Thematic Mapper and Digital Terrain Data. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 54 (4): 491-496.
- Le Toan, T. 1982: Active microwave signature of soil and crops. Significant results of three years of experiments. - IGARSS 82, Cat. No. 82CH14723-6: 3.1-3.5.
- Le Toan, T., Lopes, A. & Huet, M. 1984: On the Relationships Between Radar Backscattering Coefficient and Vegetation Canopy Characteristics. – International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, 155-160, Strasburg.
- Le Toan, T., Beaudoin, A., Riou, J. & Guyon, D. 1992 : Relating forest biomass to SAR data. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30: 403-411.
- Le Vine, D.M. & Karam, M.A. 1996: Dependence of Attenuation in a Vegetation Canopy on Frequency and Plant Water Content. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 34 (5): 1090-1096.
- Liedtke, J., Roberts, A. & Luternauer, J. 1995: Practical Remote Sensing of Suspended Sediment Concentration. - Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 61 (2): 167-175.
- Lillesand, T.M. & Kiefer, R.W. 1994: Remote Sensing and Image Interpretation. – New York.
- Lin, D.S., Wood, E.F., Famiglietti, J.S. & Mancini, M. 1994: Impact of microwave derived

- soil moisture on hydrologic simulations using a spatially distributed water balance model. – Proceedings of the 6th International Symposium on Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, Val d'Isere.
- Lohr, U. 1997: DGM-Erstellung durch Laserscanning. – List, F.K. (Hrsg.): Photogrammetrie im Wandel – Lehre – Forschung – Anwendung. Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung, Vorträge 17. Wissenschaftlich-Technische Jahrestagung 03.-05.09.97, Band 6: 189-195, Frankfurt.
- Lopes, A., Nezry, E., Touzi, R. & Laur, H. 1993: Structure Detection and statistical adaptive speckle filtering in SAR images. – International Journal of Remote Sensing, 14 (9): 1735-1758.
- Loudjani, P. 1995: Remote Sensing and Crop Yield Estimation. An Overview. - Cost 77 Document - Technical EUR Report 16275/EN.
- Ludwig, R., Hellwich, O., Strunz, G., Roth, A. & Eder, K. 2000: Applications of Digital elevation Models from SAR Interferometry for Hydrologic Modelling. – Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation, 2: 81-94, Stuttgart.
- Lunden, B. 1987: Satellite Thermography – A Study of a Landsat-5 Sub-Scene over Stockholm. – Geografiska Annaler, 69 A (3-4): 367-374.
- Maas, S. J. & Doraiswamy, P. C. 1996: Integration of satellite data and model simulations in a GIS for monitoring regional evaporation and biomass production. – Proceedings of the 3rd International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling, Santa Fe.
- Major, D.J., Baret, F. & Guyot, G. 1990: A ratio vegetation index adjusted for soil brightness. – Remote Sensing of Environment, 11: 727-740.
- Major, D.J., Brisco, B. & Brown, R.J. 1991: Seasonal Trajectory of Radar Backscatter of Wheat and Canola Canopies. – Proceedings of 4th Canadian Symposium on Remote Sensing, Calgary.
- Märker, M., Flügel, W.A. & Rodolfi, G. 1999: Das Konzept der „Erosion Response Units“ (ERU) und seine Anwendung am Beispiel des semi-ariden Mkomazi-Einzugsgebietes in der Provinz Kwazulu/Natal, Südafrika. – Tübinger Geowissenschaftliche Studien, Reihe D, Geoökologie und Quartärforschung, Angewandte Studien zu Massenverlagerungen, Tübingen.
- Märker, M., Moretti, S. & Rodolfi, G. 2001: Integrated Approach (Geomorphology-Hydrology) for the Assessment of Erosion Processes and Dynamics in Semi-Arid Regions of Southern Africa: KwaZulu/Natal (Republic of South Africa) and Swaziland. – Geografia Fisica e Dinamica Quarternaria (im Druck).
- Martz, L.W. & Garbrecht, J. 1993: Automated extraction of drainage network and watershed data from digital elevation models. – Water Resources Bulletin, 29 (6): 901-908.
- Massonet, D. & Rabaute, T. 1993: Radar Interferometry: Limits and Potential. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 31: 455-464.

- Matejka, E. 2000: Die Bestimmung zeitlicher und räumlicher Verteilungsmuster von Pigment und Temperatur für das Talsperrensystem Weida-Zeulenroda-Lössau mit Landsat-TM Satellitendaten. – Unveröffentlichtes Studienprojekt, Institut für Geographie, Friedrich-Schiller-Universität Jena.
- Mather, P.M. 1987: Computer processing of remotely sensed images. – Chichester.
- Mattikalli, N.M. 1995: Integration of Remotely-Sensed Data with a Vector-Based Geographical Information System for Land-Use Change Detection. – *International Journal of Remote Sensing*, 16 (15): 2813-2828.
- Mattikalli, N.M., Engman, E.T., Jackson, T.J. & Ahuja, L.R. 1996: Application of multitemporal remotely sensed soil moisture for the estimation of soil physical properties. – Proceedings of the 3rd International Workshop on Applied Remote Sensing in Hydrology, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt.
- Mattikalli, N.M. & Engman, E.T. 1997: Microwave Remote Sensing and GIS for Monitoring Surface Soil Moisture and Estimation of Soil Properties. - Baumgartner, M.F., Schultz, G.A. & Johnson, I. (eds.): *Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems*. Proceedings of the Fifth Scientific Assembly of the IAHS, 23.04.- 03.05.97, IAHS Publication, 242: 229-236, Rabat.
- Mattikalli, N.M., Engman, E.T., Jackson, T.J. & Ahuja, L.R. 1998 : Microwave remote sensing of temporal variations of brightness temperature and near-surface soil water content during a watershed-scale field experiment and its application to the estimation of soil physical properties. – *Water Resources Research*, 34 (9): 2289-2299.
- Mattikalli, N.M. & Engman, E.T. 2000: Integration of Remotely Sensed Data into Geographical Information Systems. - Schultz, G.A. & Engman, E.T. (eds.): *Remote Sensing in Hydrology and Water Management*, 65-82, Berlin.
- Mätzler, C., Strozzi, T. & Weise, T. 1997: Microwave snowpack studies made in the Austrian Alps during the SIR-C/X-SAR experiment. - *International Journal of Remote Sensing*, 18 (12): 2505-2530.
- Mausser, W. 1987: Agricultural Land-Use Classification in the Upper Rhine Valley Using Multitemporal TM-Data. – Proceedings of the Landsat Thematic Mapper Applications Workshop: Results of the ESA/Earthnet Pilot Projects, Frascati.
- Mausser, W. 1991: The use of multitemporal TM and SPOT-data in a geographical information system to model the spatial variability of evaporation. - Proceeding of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS '91, 59-62, Helsinki.
- Mausser, W., Bach, H., Demircan, A., Eibl, B., Riegler, G. & Schneider, K. 1997a: The Contribution of Microwave Data to Distributed Hydrologic Modelling. – ESA SP 414, Proceedings of the 3rd ERS Symposium Florence 17.-21.03.1997, Space at the service of our Environment, 1: 77-84, Noordwijk.
- Mausser, W., Bach, H., Ludwig, R. & Riegler, G. 1997b: Bestimmung hydrologischer Modellparameter mittels Fernerkundung. - *ZPF*, 65 (5-6): 170-177, Heidelberg.

- Mauser, W., Bach, H., Strasser, U. & Schneider, K. 1998: The Contribution of Remote Sensing Data to distributed Hydrological Modelling. - Proceedings of the 27th International Symposium on Remote Sensing of Environment, 08.-12.06.98, 295-299, Tromsø.
- Mauser, W. & Schädlich, S. 1998: Modelling the spatial distribution of evapotranspiration on different scales using remote sensing data. – Journal of Hydrology, 212-213: 250-267.
- Mégie, G. & Readings, C.J. 2000: The Earth Explorer Missions – Current Status. – Earth Observation Quarterly, 66: 1-5, Noordwijk.
- Mehlhorn, H. & Röhrle, B. 1990: Die Nitratbelastung der Grundwasservorkommen und Maßnahmen zur Reduzierung der Belastung. – Wasserwirtschaft, 80 (10).
- Meijerink, A.M., de Brouwer, H.A.M., Mannaerts, C.M. & Valenzuela, C.R. 1994: Introduction to the use of Geographic Information Systems for practical hydrology. - ITC-Publ. No. 23, 243 p., Enschede.
- Meinel, G., Knapp, C., Gössel, J., Buchroithner, M.F. & Prechtel, N. 1996: Kartierung von Flächennutzungsänderungen mittels Landsat-TM-Daten. Methodische Untersuchungen im Raum Dresden. – ZPF, 64 (5): 163-175.
- Mendel, H.G. & Schultz, G.A. 1987: Satelliten-Fernerkundung: Anwendungsmöglichkeiten in Hydrologie und Wasserwirtschaft. - Wasserwirtschaft, 77 (1): 13-18.
- Menenti, M. 1984: Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques. – Report 10, Institute for Land Water Management Research, Wageningen.
- Menenti, M. 2000: Evaporation. - Schultz, G.A. & Engman, E.T. (eds.): Remote Sensing in Hydrology and Water Management, 157-188, Berlin.
- Menz, G. 1996: Niederschlag und Biomasse in den wechselfeuchten Tropen Ostafrikas. Stuttgart.
- Meyer-Roux, J. 1992: Remote Sensing applied to agriculture - state of the art and new trends. - Proceedings of the Central Symposium of the 'International Space Year' Conference, Munich 30.03.-04.04.92, ESA-SP-341: 647-649, Noordwijk.
- Michl, C. 1999: Prozessorientierte Modellierung des Wasserhaushalts zweier Quelleinzugsgebiete im Thüringer Wald. – Dissertation, Institut für Geographie, Friedrich-Schiller-Universität Jena.
- Minnaert, J.L. & Szeicz, G. 1961: The Reciprocity Principle in Lunar Photometry. – Astrophysics Journal, 93: 403-410.
- Moik, J.G. 1980: Digital Processing of Remotely sensed Images. – NASA SP-431, Washington D.C.
- Moore, I.D., Grayson, R.B. & Ladson A.R. 1992: Digital Terrain Modelling: A Review of Hydrological, Geomorphological and Biological Applications. - Beven, K.J. & Moore,

- I.D. (eds.): Terrain analysis and distributed modelling in hydrology, Chichester.
- Moorman, B.J. 1998: Advances in glacial hydrology using remote sensing. - Proceedings of the 27th International Symposium on Remote Sensing of Environment, 08.12.06.98, 367-370, Tromsø.
- Moran, S.M., Jackson, R.D., Raymond, L.H., Gay, L.W. & Slater, P.N. 1989: Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground based meteorological data. – Remote Sensing of Environment, 30: 77-87.
- Moran, S.M., Clarke, T.R., Inoue, Y. & Vidal, A. 1994 : Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. – Remote Sensing of Environment, 49 (3): 246-263.
- Müschen, B., Flügel, W.A., Hochschild, V., Steinnocher, K., Quiel, F. & Xie, X. 2000: Derivation of Hydrological and Solute Transport Model Parameters by Remote Sensing Methods in the ARSGISIP Project. – Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation, 5: 319-329, Stuttgart.
- Mynemi, R.B. 1995: Optical Remote sensing of Vegetation: Modeling, Caveats and Algorithms. – Remote Sensing of Environment, 51: 169-188.
- Nagler, T. & Rott, H. 1997: The application of ERS-1 SAR for snowmelt runoff modelling. - Baumgartner, M.F., Schultz, G.A. & Johnson, I. (eds.): Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems. Proceedings of the Fifth Scientific Assembly of the IAHS, 23.04.- 03.05.97, IAHS Publication no. 242: 119-128, Rabat.
- Nagler, T. & Rott, H. 1999: SAR Snow Cover Retrievals for Snowmelt Runoff Modelling. – Earth Observation Quarterly, 62: 29-31, Noordwijk.
- Neusch, T. & Sties, M. 1998: Experiments with Multi-Frequency and Multi-Polarization SAR Data for Hydrological Parameter Modelling. – International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, XXXII (7): 549-554, Budapest.
- Neusch, T. & Sties, M. 1999: Application of the Dubois-model using experimental synthetic aperture radar for the determination of soil moisture and surface roughness. – ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 54: 273-278.
- Nezry, E., 1998: Control Systems Principles Applied to Speckle filtering and to the Retrieval of Geophysical Parameters through Radarsat and ERS Bayesian Data Fusion. – Proceedings of the Second International Conference Fusion of Earth Data, Sophia Antipolis.
- Noernberg, M.A., Novo, E.M. & Krug, T. 1999: The use of biophysical indices and coefficient of variation from airborne synthetic aperture radar for monitoring the spread of aquatic vegetation in tropical reservoirs. – International Journal of Remote Sensing, 20 (1): 67-82.
- Nordberg, M.L. 1998: Vegetation and Biomass Changes in Mountainous Areas in Sweden Using Satellite and Airborne Imaging Scanner Data. - Proceedings of the 27th Interna-

- tional Symposium on Remote Sensing of Environment, 08.12.06.98, 431-435, Tromsø.
- Oh, Y., Sarabandi, K. & Ulaby, F.T. 1992: An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soils. – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30: 370-381.
- O'Neill, P.E., Chauhan, N.S. & Jackson T.J. 1996: Use of active and passive microwave remote sensing for soil moisture estimation through corn. – *International Journal of Remote Sensing*, 10: 1851-1865.
- Ottle, C. & Vidal-Madjar, D. 1994: Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region. – *Journal of Hydrology*, 158: 241-264.
- Painter, T.H., Roberts, D.A., Green, R.O. & Dozier J. 1998: The effect of grain size on spectral mixture analysis of snow-covered area from AVIRIS data. – *Remote Sensing of Environment*, 65: 320 –322.
- Paloscia, S. & Pampaloni, P. 1992: Microwave Vegetation Indexes for detecting Biomass and Water Conditions of Agricultural Crops. – *Remote Sensing of Environment*, 40: 15-26.
- Palubinskas, G., Keil, M. & Winter, R. 1994: Fuzzy classification of a Bavarian forest area using Landsat TM data. - *GIS 7 (4)*: 15-24, Karlsruhe.
- Pampaloni, P., Macelloni, G., Paloscia, S. & Sigismondi, S. 1997: ERS-1 SAR Sensitivity to Hydrological Parameters: a Comparison with SIR-C and AIRSAR Data. - ESA SP 414, Proceedings of the 3rd ERS Symposium Florence 17.-21.03.1997, Space at the service of our Environment, 1: 115-118, Noordwijk.
- Paradine, D. 1996: Operational remote sensing for forest management: requirements, applications and the future. - Proceedings of the 26th International Symposium on Remote Sensing of Environment, 25.-29.03.96, 112, Vancouver.
- Parlow, E. (ed.), 1996a: Environmental Research and Applications. - Proceedings of the 15th EARSeL Symposium, 04.-06.09.95, Basel. Rotterdam.
- Parlow, E. 1996b: Correction of terrain controlled illumination effects in satellite data. - Parlow, E. (ed.): Progress in Environmental Remote Sensing Research and Applications, 139-146, Basel.
- Pearcy, R.L., Ehrlinger, J.R., Moonay, H.A. & Rundel, P.W. (eds.) 1989: Plant physiological ecology, field methods and instruments. London.
- Peschel, G.J. (Hrsg.) 1992: Wissensbasierte Systeme in den Geowissenschaften. - Beiträge zur Mathematischen Geologie und Geoinformatik, Band 4, Köln.
- Peterson, D.L., Spanner, M.L., Running, S.W. & Teuber, K.B. 1987: Relationship of thematic mapper simulator data to leaf area index of temperate coniferous forests. – *Remote Sensing of environment*, 22: 323-341.
- Petty, G.W. 1995: The Status of Satellite-Based Rainfall Estimation over Land. – *Remote*

- Sensing of Environment, 51: 125-137.
- Petty, G.W. & Krajewski, W.F. 1996: Satellite estimation of precipitation over land. - Rango, A. & Ritchie, J.C. (eds.): Remote sensing applications to hydrology. - Hydrological Science Journal, 41 (4): 433-451.
- Phillipson, W.R. & Teng, W.L. 1988: Operational Interpretation of AVHRR Vegetation Indices for World Crop Information. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 54 (1): 55-59.
- Pilouk, M. & Tempfli, K. 1992: A digital image processing approach to creating DTMs from digitized contours. – International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, 29 (B4-IV): 956-961.
- Popp, T. 1993: Korrektur der atmosphärischen Maskierung zur Bestimmung der spektralen Albedo von Landoberflächen aus Satellitenmessungen. – DLR-Forschungsbericht 93-32, Oberpfaffenhofen.
- Pouncey, R., Swanson, K. & Hart, K. 1999: Erdas Field Guide. Atlanta.
- Prati, C. & Rocca, F. 1990: Limits to the Resolution of Elevation Maps from Stereo SAR Images. – International Journal of Remote Sensing, 11 (12): 2215-2235.
- Preuschen, G. 1994: Landnutzung und Abfluß. – Ökologie und Landbau, 22 (90): 19-24.
- Price, J.C. & Bausch, W.C. 1995: Leaf Area Index Estimation from Visible and Near-Infrared Reflectance Data. – Remote Sensing of Environment, 52: 55-65.
- Pullianen, J.T., Heiska, K., Hyypä, J. & Hallikainen, M.T. 1994: Backscattering Properties of boreal Forests at the C- and X-Bands. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32 (5): 1041-1050.
- Purevdorj, T., Tateishi, R., Ishiyama, T. & Honda, Y. 1998: Relationships between Percent Vegetation Cover and Vegetation Indices. – International Journal of Remote Sensing, 19 (18): 3519-3535.
- Quattrochi, D.A. & Goodchild, M.F. 1997: Scale in Remote Sensing and GIS. Boca Raton.
- Quegan, S., LeToan, T., Yu, J.J., Ribbes, F. & Floury, N. 1998: Estimating Forest Area with Multitemporal ERS Data. - Proceedings of the 2. International Workshop on Retrieval of Bio- and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications, ESTEC, ESA SP-441: 277-284, Noordwijk.
- Quegan, S. & LeToan, T. 1998: Analysing multitemporal SAR images. – Proceedings of the 2nd Latino-American Seminar on Radar Remote Sensing, Santos, ESA SP-434: 17-25, Noordwijk.
- Quiel, F. 1986: Landnutzungskartierung mit Landsat-Daten. – Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung, Schriftenreihe Fernerkundung in Raumordnung und Städtebau, 17, Bonn.

- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P. & Planchon, O. 1992 : The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using Digital Terrain Models. – Beven, K. & Moore, I.D. (eds.): *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, 7-34.
- Rango, A. 1990: Remote sensing of water resources: accomplishments, challenges and relevance to global monitoring. – *Proceedings International Symposium "Remote sensing and Water Resources"*, 3-16, Enschede.
- Rango, A. & Ritchie, J.C. (eds.) 1996: Remote sensing applications to hydrology. - *Hydrological Science Journal*, 41 (4), Special Issue.
- Rango, A. 1996: Spaceborne remote sensing for snow hydrology applications. - *Hydrological Science Journal*, 41 (4): 477-494.
- Rango, A. & Shalaby, A.I. 1999: Current Operational Applications of Remote Sensing in Hydrology. – *WMO Operational Hydrology Report*, 43 (WMO-No. 884), Geneva.
- Rango, A., Walker, A.E. & Goodison, B.E. 2000: Snow and Ice. – Schultz, G.A. & Engman, E.T. (eds.): *Remote Sensing in Hydrology and Water Management*, 239-262, Berlin.
- Ranson, K.J., Saatchi, S. & Sun, G. 1995: Boreal ecosystem characterisation with SIR-C/X-SAR. – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33: 867-876.
- Ranson, K.J., Sun, G. Weishampel, J.F. & Knox, R.G. 1997: Forest Biomass from Combined Ecosystem and Radar Backscatter Modeling. – *Remote Sensing of Environment*, 59: 118-133.
- Raptis, V.S., 1998: Assessment of Different Data Fusion Methods for the Classification of an Urban Environment. – *Proceedings of the Second International Conference Fusion of Earth Data*, Sophia Antipolis.
- Rast, M. (ed.) 1999: *Land-Surface Processes and Interactions Mission*. – ESA SP-1233 (2), Noordwijk.
- Raupach, M.R. 1995: Vegetation-atmosphere interaction and surface conductance at leaf, canopy and regional scales. – *Agricultural and Forest Meteorology*, 73: 151-179.
- Regens, J.L., Hodges, D.G., Gunter, J.T., Swalm, C.M. & Brown, C. 1996: Assessing the impact of land use and economic activity on water quality. - *Proceedings of the 26th International Symposium on Remote Sensing of Environment*, 25.-29.03.96, 394-397, Vancouver.
- Reiche, E.W. 1991: Entwicklung, Validierung und Anwendung eines Modellsystems zur Beschreibung und flächenhaften Bilanzierung der Wasser- und Stoffdynamik in Böden. – *Kieler Geographische Schriften*, 79, Kiel.
- Renard, K.G., Rawls, W.J. & Fogel, M.M. 1982: Currently available models. - Haan, C.T., Johnson, H.P. & Brakensiek, D.L. (eds.): *Hydrologic Modelling of Small Watersheds*. - ASAE No. 5: 507-522, American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph.
- Ressl, R. 1996: Aufbau eines fernerkundungsbasierten Geographischen Informationssystems

- zur Optimierung der Landnutzung im Amu-Dar'ja-Delta, Aralsee. - DLR-Mitteilung 5: 151-162, Oberpfaffenhofen.
- Richards, J.A. 1993: Remote sensing digital image analysis. - Berlin.
- Richards, J.A., Landgrebe, D.A. & Swain, P.H. 1982: A means for utilizing ancillary information in multispectral classification. - *Remote Sensing of Environment*, 12: 463-477.
- Richter, R. 1990: A fast atmospheric correction algorithm applied to Landsat TM images. - *International Journal of Remote Sensing*, 11 (1): 159-166.
- Richter, R. 1996: A Spatially-Adaptive Fast Atmospheric Correction Algorithm. – ERDAS IMAGINE ATCOR2 User Manual, Version 1.0, München.
- Ritchie, J.C., Schiebe, F.R. & McHenry, J.R. 1976: Remote Sensing of Suspended Sediments in Surface Waters. – *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 42 (12): 1539-1545.
- Robinson, M., Gannon, B. & Schuch, M. 1991: A comparison of moorland under natural conditions, agricultural use and forestry. – *Hydrological Sciences Journal*, 36 (6).
- Rodriguez-Iturbe, I., Vogel, G., Rigon, R., Entekhabi, D., Castelli, F. & Rinaldo, A. 1995: On the spatial organisation of soil moisture fields. – *Geophysical Research Letters*, 22: 2757-2760.
- Romanowicz, R., Beven, K. & Freer, J. 1993: TOPMODEL as an application module within WIS. – *IAHS Publication*, 211: 211-223.
- Rombach, M., Demircan, A. & Mauser, W. 1993: Correlation between Soil Moisture and the Backscattering Coefficient of ERS-1 Data. – *Proceedings of the 2nd ERS-1 Symposium Hamburg, ESA SP-361 (II): 861-864, Noordwijk.*
- Rosenthal, W.D., Blanchard, B.J. & Blanchard, A.J. 1985: Visible/Infrared/Microwave Agriculture Classification, Biomass and Plant Height Algorithms. – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE 23 (2): 84-90.
- Roth, A., Knöpfle, W., Rabus, B., Gebhardt, S. & Scales, D. 1999: GEMOS – A System for Geocoding and Mosaicking of Interferometric Digital Elevation Models. - *Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 28.06.-02.07.99, 1124-1127, Hamburg.*
- Rott, H., Aschbacher, J. & Lenhart, K.G. 1986: Study of River Runoff Prediction based on Satellite Data. – *European Space Agency Final Report 5376.*
- Rott, H. & Mätzler, C. 1987: Possibilities and limits of synthetic aperture radar for snow and glacier surveying. – *Annals of Glaciology*, 9: 195-199.
- Rott, H. & Davis, R.E. 1991: Multi-parameter airborne SAR experiments at the Alpine test site. – *Proceedings of IGARSS '91, III: 1563-1566, Helsinki.*
- Rott, H. & Nagler, T. 1993: Snow and glacier investigations by ERS-1 SAR - first results. -

- ESA SP 359 (2): 577-582, Noordwijk.
- Rouse, J.W., Haas, R.W., Schell, J.A., Deering, D.W. & Harlan, J.C. 1974: Monitoring the vernal advancement and retrogradation (Greenwave effect) of natural vegetation. – NASA/GSFCT Type III Final Report, Greenbelt.
- Rufino, G., Moccia, A. & Esposito, S. 1996: DEM Generation by Means of ERS Tandem Data. - Proceedings of the Fringe 96 Workshop Zurich 30.09.-02.10.96, ESA SP-406, Noordwijk.
- Samimi, C. 1997: Satellitenbildgestützte Modellierung der aktuellen Evapotranspiration und der Bodenfeuchte. – Dollinger, F. & Strobl, J. (Hrsg.): Angewandte Geographische Informationsverarbeitung IX, Salzburger Geographische Materialien, 26, Salzburg.
- Sandmeier, S. 1997: Radiometrische Korrektur des Topographieeffekts in optischen Satellitenbilddaten - Vergleich eines semi-empirischen Verfahrens mit einem physikalisch basierten Modell. - Photogrammetrie Fernerkundung Geoinformation 1: 23-32, Stuttgart.
- Sarabandi, K., Brown, C.G. & Pierce, L. 1999: Tree Height Estimation from the Polarimetric and Interferometric Radar Response. - Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 28.06.-02.07.99, 1986-1988, Hamburg.
- Saurer, H., Wunderle, S. & Goßmann, H. 1998: Radarfernerkundung der Antarktischen Halbinsel. – Geographische Rundschau, 50 (2): 71-77, Braunschweig.
- Sawaya-Lacoste, H. 1999: Fringe 99 – Advancing ERS SAR Interferometry from Applications towards Operations. – ESA SP-478, Noordwijk.
- Scheffel, C. 1998: Der Einsatz von Fernerkundung und GIS zur Parameterisierung von hydrologischen Kenngrößen in einem semiariden Einzugsgebiet in KwaZulu-Natal/Südafrika. - Diplomarbeit, Institut für Geographie, Friedrich-Schiller-Universität Jena.
- Scherer, D. 1994: Slush stream initiation in a high arctic drainage basin in NW-Spitsbergen. - Stratus 1, Basel.
- Scherer, D., Hall, D.K., Hochschild, V., König, M., Mätzler, C., Rau, F., Schaper, J., Seidel, K., Solberg, R., Walker, A. & Winther, J.G. 2001: Snow covers. – Duguay, C.R. & Pietroniro, A. (eds.): Remote Sensing in Northern Hydrology. American Geophysical Union (in press).
- Schmidt, J. & Dikau, R. 1999: Extracting geomorphometric attributes and objects from digital elevation models – semantics, methods, future needs. – Dikau, R. & Saurer, H. (eds.): GIS for Earth Surface Systems, 153-174, Stuttgart.
- Schmullius, C. 1992: Radarfernerkundung landwirtschaftlicher Flächen mit einem flugzeuggetragenen L-, C- und X-Band Scatterometer. - Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe D, Band 3, Berlin.
- Schmullius, C. & Furrer, R. 1992: Some critical remarks on the use of C-Band radar data for soil moisture detection. – International Journal of Remote Sensing, 13 (17): 3387-3390.

- Schmullius, C., Nithack, J. & Kern, M. 1994: Comparison of multitemporal ERS-1 and airborne E-SAR image data for crop monitoring. - *Earth Observation Quarterly*, 43: 9-12, Noordwijk.
- Schmullius, C. 1995: Dependence of X-, C- and L-band measurements to soil moisture on vegetated fields. A comparison of airborne scatterometer and SAR data. - *IGARSS Proceedings*, IEEE 0-7803-2567, Lincoln.
- Schmullius, C. & Nithack, J. 1996: Temporal multiparameter airborne DLR E-SAR images for crop monitoring - Summary of the CLEOPATRA Campaign 1992.
- Schmullius, C. & Evans, D. 1997: Synthetic Aperture Radar Frequency and Polarization Requirements for Applications in Ecology, Geology, Hydrology and Oceanography - a Tabular Status Quo after SIR-C/X-SAR. - *Int. J. Remote Sensing* 18 (13): 2713-2722.
- Schmullius, C., Flügel, W., Frotscher, K., Hochschild, V. & Müschen, B. 2000: The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) and Applications in Europe, Africa and Siberia. – *Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation*, 5: 361-366, Stuttgart.
- Schneider, K. 1996: Die Bestimmung zeitlicher und räumlicher Verteilungsmuster von Chlorophyll und Temperatur im Bodensee. – *Münchner Geographische Abhandlungen*, B 29, München.
- Schneider, S. & Kroesch, V. 1989: Gewässerüberwachung durch Fernerkundung. - Markwitz, R. & Winter, R. (eds.): *Fernerkundung - Daten und Anwendungen*, 11-17, Karlsruhe.
- Schotten, C.G.J. et al. 1995: Assessment of the Capabilities of Multi-Temporal ERS-1 SAR Data to Discriminate between Agricultural Crops. – *International Journal of Remote Sensing*, 16 (14).
- Schreier, G. (ed.): *SAR Geocoding – Data and Systems*. – Karlsruhe.
- Schultz, G.A. & Barrett, E.C. 1989: Advances in remote sensing for hydrology and water resources management. – IHP-III Project 5.1, UNESCO Technical Documents in Hydrology, Paris.
- Schultz, G.A. 1989: Remote sensing of watershed characteristics and rainfall input. – Morel-Seytoux, H.J. (ed.): *Unsaturated flow in Hydrologic Modeling – Theory and Practice*. NATO ASI Series, C 275: 301-323, Dordrecht.
- Schultz, G.A. 1993: Hydrological modelling based on remote sensing information. – *Advanced Space Research*, 13 (5): 149-166.
- Schultz, G.A. 1994: Meso-scale modelling of runoff and water balances using remote sensing and other GIS data. – *Hydrological Sciences Journal*, 39 (2): 121-142.
- Schultz, G.A. 1997: Use of remote sensing data in a GIS environment for water resources management. - Baumgartner, M.F., Schultz, G.A. & Johnson, A.I. (eds.): *Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems*. Proceedings of an international symposium held during the Fifth Scientific assembly of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS), Rabat, Mo-

- rocco, 23.04.-03.05.1997. IAHS Publication No. 242, 3-15, Wallingford.
- Schultz, G.A. & Engman, E.T. 2000: Remote Sensing in Hydrology and Water Management. – Berlin.
- Schulze, R.E. & Hohls, B.C. 1993: A generic hydrological land cover and land use classification with decision support systems for use in models. - Proceedings of the Sixth South African National Hydrological Symposium, Vol. II, Pietermaritzburg.
- Schulze, R.E. 1999: Hydrological Modelling – Concepts and Practice. Pietermaritzburg.
- Schumann, A.H. & Schultz, G.A. 2000: Detection of Land Cover Change Tendencies and their Effect on Water Management. - Schultz, G.A. & Engman, E.T. (eds.): Remote Sensing in Hydrology and Water Management, 419-434, Berlin.
- Schwäbisch, M. & Moreira, J. 2000: Das hochauflösende interferometrische SAR-System AeS-1 – Konzeption, Datenaufbereitung und Anwendungsspektrum. – Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation, 4: 237-246.
- Scofield, R.A. 1991: Operational estimation of precipitation from satellite data. – Global and Planetary Change, 4 (1-3): 79-86, Amsterdam.
- Segal, R., Avissar, M., McCumber, C. and Pielke, R.A. 1988: Evaluations of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations. – Journal of Atmospheric Science, 45: 2268-2292.
- Seguin, B. 1993: NOAA/AVHRR data for crop monitoring at a regional level: possibilities and limits in the European context. – EARSeL Adv. Remote Sensing, 2 (2-VI): 87-93.
- Shi, J., Wang, J., Hsu, A.Y., O'Neill, P. & Engman, T. 1997: Estimation of bare surface soil moisture and surface roughness parameter using L-Band SAR image data, - IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35 (5): 1254-1265.
- Shuttleworth, W.J. & Wallace, J.S. 1985: Evaporation from sparse crops – an energy combination theory. – Quart. J. R. Met. Soc., 111 : 839-855.
- Simmers, I. 1984: A Systematic Problem-Oriented Approach to Hydrological Data Regionalisation. – Journal of Hydrology, 73 (1/2): 71-87.
- Singh, S.M. 1992: Fast atmospheric correction algorithm. – International Journal of Remote Sensing, 13: 933-938.
- Singh, V. P. 1989: Hydrologic Systems, Vol. 2. Watershed Modelling. Englewood Cliffs.
- Singh, V.P. 1995 (ed.): Computer Models of Watershed Hydrology. Highlands Ranch.
- Skidmore, A.K. 1989: An expert system classifies eucalypt forest types using Landsat Thematic Mapper data and a digital terrain model. - Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 55 (10): 1449-1464.
- Skidmore, A.K., Bijker, W., Schmidt, K. & Kumar, L. 1997: Use of remote sensing and GIS

- for sustainable land management. - ITC Journal 3/4: 302-315, Enschede.
- Skriver, H. 2000: Land Use Mapping Using Airborne Polarimetric SAR. – Proceedings of the 4th ERS-ENVISAT Symposium, “Looking down to Earth in the New Millennium”, 16.-20.10.00, Gothenburg.
- Smith, J.A., Lin, T.L. & Ranson, K.J. 1980: The Lambertian Assumption and Landsat Data. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 46 (9): 1183-1189.
- Spanner, M.A., Pierce, L., Peterson, D.L. & Running, S.W. 1990: Remote Sensing of Coniferous Forest Leaf Area Index – The influence of Canopy closure, Understory Vegetation and Background Reflectance. – International Journal of Remote Sensing, 11 (1): 95-111.
- Spanner, M.A., Johnson, L., Miller, J., McCreight, R., Freemantle, J., Runyon, J. & Gong, P. 1994: Remote sensing of Seasonal Leaf Area Index Across the Oregon Transect. – Ecological Applications 4 (2): 258-271.
- Spitzer, F. 1997: Bestimmung der Überbauungsdichte aus digitalen Satellitenbildern. – ZPF, 65 (3): 102-104, Heidelberg.
- Staudenrausch, H. 1997: Entwicklung und Evaluierung von Netzwerktopologien für homogene hydrologische Modelleinheiten durch GIS-Methoden. - Salzburger Geographische Materialien, 26: 405-410, Salzburg.
- Staudenrausch, H., Hochschild, V., Helmschrot, J., Müller, A., Gerlach, R., Reineke A. & Flügel, W.A. 2000: Application of Remote Sensing and GIS for Integrated Water Resources Management in Southern Africa. – Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation, 5: 331-342, Stuttgart.
- Stebler, O. 1998: Die interferometrische Kohärenz in SAR-Bildern für Landnutzungsanalysen. – Photogrammetrie und Fernerkundung – Globale und lokale Perspektiven, 18. wissenschaftlich-Technische Jahrestagung der DGPF, 14.-16.10.98, München.
- Steinnocher, K. 1994: Methodische Erweiterung der Landnutzungsklassifikation und Implementierung auf einem Transputernetzwerk. – Geowissenschaftliche Mitteilungen, 40, Technische Universität Wien, Wien.
- Steinnocher, K. 1997: Texturanalyse zur Detektion von Siedlungsgebieten in hochauflösenden panchromatischen Satellitenbilddaten. – Salzburger Geographische Materialien, 24: 143-152, Salzburg.
- Sterhagel, M. 1998: Methodisches Konzept zur Analyse der Flächenversiegelung. – Unveröffentlichter Bericht, Thüringer Landesanstalt für Umwelt, Jena.
- Stewart, J.B., Engman, E.T., Feddes, R.A. & Kerr, Y. (eds.) 1996: Scaling up in Hydrology using Remote Sensing, Chichester.
- Stolz, R. & Mauser, W. 1996: A fuzzy approach for improving landcover classifications by integrating remote sensing and GIS data. - Parlow, E. (ed.): Environmental Research and Applications. - Proceedings of the 15th EARSeL Symposium, 04.-06.09.95, Basel.

Rotterdam.

- Strahler, A.H., Logan, T.L. & Bryant N.A. 1978: Improving forest cover classification accuracy from Landsat by incorporating topographic information. - Proceedings of the 12th International Symposium on Remote Sensing of Environment, Vol. 2: 927-942, ERIM, Ann Arbor.
- Strasser, G., Schneider, K. & Mauser, W. 1999: The use of ERS SAR data derived soil moisture distributions for SVAT-model validation. - Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 28.06.-02.07.99, IV: 1921-1923, Hamburg.
- Streit, U. 2000: Interoperable, offene geowissenschaftliche Informationssysteme. – GIS, 13 (2): 2-3, Heidelberg.
- Strobl, J. 1988: Reliefanalyse mit dem Computer. – Geographische Rundschau, 40 (5): 38-43, Braunschweig.
- Strozzi, T. & Wegmüller, U. 1998: A forest map of a part of Switzerland. – Proceedings of IGARSS'98, 06.-10.07.98, Seattle.
- Su, Z., Neumann, P., Fett, W., Schumann, A. & Schultz, G.A. 1992: Application of Remote Sensing and Geographic Information Systems in Hydrological Modelling. – EARSeL Advances in Remote Sensing.
- Su, Z., Troch, P.A. & De Troch, F.P. 1997: Remote sensing of bare soil moisture using EMAC/ESAR data. – International Journal of Remote Sensing, 18 (10): 2105-2124.
- Su, Z. 2000: Remote sensing of land use and vegetation for mesoscale hydrological studies. – International Journal of Remote Sensing, 21 (2): 213-233.
- Svendsen, M.T. & Sarabandi, K. 1998: Retrieval of Vegetation Parameters from SAR Data Using a Coherent Scattering Model for Grassland. - Proceedings of the 2. International Workshop on Retrieval of Bio- and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications, ESTEC, Noordwijk.
- Swamy, A.N. & Brivio, P.A. 1996: Hydrological modelling of snowmelt in the Italian Alps using visible and infrared remote sensing. - International Journal of Remote Sensing, 17 (16): 3169-3188.
- Swann, R., Hawkins, D., Westwell-Roper, A. & Johnstone, W. 1988: The potential for automated mapping from geocoded digital image data. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. – 54 (2): 187-193.
- Swedish University of Agricultural Sciences 1990: The usability of remote sensing for forest inventory and planning. - Proceedings from SNS/IUFRO workshop, 26.-28.02.90, Umea.
- Taconet, O., Bernard, R. & Vidal-Madjar, D. 1986: Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux temperature model based on NOAA-AVHRR data. – Journal of Climate and Applied Meteorology, 25: 284-307.

- Taconet, O., Benallegue, M., Vidal-Madjar, D., Prevot, L., Dechambre, M. & Normand, M. 1994: Estimation of Soil and Crop Parameters for Wheat from Airborne Radar Backscattering Data in C and X Bands. - *Remote Sensing of Environment*, 50: 287-294.
- Taconet, O., Vidal-Madjar, D., Emblanch, C. & Normand, D. 1996 : Taking into account vegetation effects to estimate soil moisture from C-Band radar measurements. – *Remote Sensing of Environment*, 56: 52-56.
- Taylor, G.R., Mah, A.H., Kruse, F.A. Kierein-Young, K.S., Hewson, R.D. & Bennett, B.A. 1996: The extraction of soil dielectric properties from AIRSAR data. – *International Journal of Remote Sensing*, 17 (3): 501-512.
- Theodossiou, E.I. & Dowman, I.J. 1990: Height accuracy of SPOT. – *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 56: 1643-1649.
- Thiel, C., Gruenler, S., Herold, M., Hochschild, V., Jaeger, G. & Hellmann, M. 2001: Interpretation and Analysis of Polarimetric L-Band E-SAR-Data for the Derivation of Hydrologic Land Surface Parameters. – *Proceedings of the IGARSS'01 Symposium "Scanning the Present and Resolving the Future, 09.-13.07.01, Sydney (im Druck)*.
- Thiemann, S. 2000: Erfassung von Wasserinhaltsstoffen und Ableitung der Trophiestufen nordbrandenburgischer Seen mit Hilfe von Fernerkundung. – *Scientific Technical Report 00/04, GeoForschungsZentrum, Potsdam*.
- Tholey, N., Clandillon, S. & de Fraipont, P. 1996: The Contribution of SAR and Optical Data in Monitoring Flood Events Extraction. - *Int. Journal of Hydrological Processes*.
- Tholey, N., de Fraipont, P., Clandillon, S., Fella, K. & Yesou, H. 1995: Examples of the use of Remote Sensing at SERTIT in the Field of Water Management, *Satellite Systems for Environment Crisis Management*. - *EUCOSAT Workshop on Water Management, 06.07.95, Dijon*.
- Thompson, M. 1996: A standard land cover classification scheme for remote sensing applications in South Africa. - *South African Journal of Science*, 92: 34-42.
- Todd, S.W., Hofer, R.M. & Milchunas, D.G. 1998: Biomass estimation of grazed and ungrazed rangelands using spectral indices. – *International Journal of Remote Sensing*, 19 (3): 427-438.
- Touré, A., Thomson, K.P.B., Edwards, G., Brown, R.J. & Brisco, B. 1991: Applying the MIMICS Backscattering Model in an Agricultural Context. – *Canadian Journal of Remote Sensing*, 17 (4): 339-347.
- Toutin, T. & Gray, L. 2000 : State-of-the-art of elevation extraction from satellite SAR data. – *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 55 (1): 13-33.
- Tribe, A. 1992: Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid elevation models: A review and a new method. - *Journal of Hydrology*, 139: 263-293.
- Troch, P.A., Su, Z. & De Troch, F.P. 1996: Remote Sensing of Surface Soil Moisture Using EMAC/ESAR Data. - *Earth Observation Quarterly*, 53: 17-21, Noordwijk.

- Troch, P.A., De Troch, F. F., Grayson, R., Western, A., Derauw, D. & Barbier, C. 1997: Spatial organization of hydrological processes in small catchments derived from advanced SAR image processing – field work and preliminary results. - ESA SP 414, Proceedings of the 3rd ERS Symposium Florence 17.-21.03.1997, Space at the service of our Environment, Noordwijk.
- Trotter, C.M. & Dymond, J.R. 1993: The acquisition and application of digital elevation data using GIS and remote sensing. – IGARSS Proceedings, 1713-1716, Tokyo.
- Ulaby, F.T. 1975: Radar Response to Vegetation. – IEEE Transactions on Antennas and Propagation, AP 23 (1): 36-45.
- Ulaby, F.T. & Bush, T.F. 1976: Monitoring Wheat Growth with Radar. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 42 (4): 557-568.
- Ulaby, F.T., Batvilava, P.P. & Dobson, M.C. 1978: Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture and soil texture: part 1 – bare soil. – IEEE Transactions on Geoscience Electronics, 16 (4): 286-295.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K. & Fung, A.K. 1982: Surface scattering and emission theory. - Microwave Remote Sensing, 2: 457-1064, Norwood.
- Ulaby, F.T., Brisco, B. & Dobson, M.C. 1983: Improved Spatial Mapping of Rainfall Events with Spaceborne SAR Imagery. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, GE 21 (1): 118-121.
- Ulaby, F.T., Allen, C.T., Eger, G. & Kanemasu, E. 1984: Relating microwave backscatter coefficients to leaf area index. – Remote Sensing of Environment, 14: 113-133.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K. & Fung, A.K. 1986: From theory to applications. - Microwave Remote Sensing, 3: 1065-2162, Norwood.
- Ulaby, F.T., Sarabandi, K., McDonald, K., Whitt, M. & Dobson, M.C. 1990: Michigan Microwave Canopy Scattering Model. – International Journal of Remote Sensing, 11 (7): 1223-1253.
- Ulaby, F.T. & Elachi, C. (eds.) 1990: Radar Polarimetry for Geoscience Applications. – Boston.
- Ulaby, F.T. 1998: SAR Biophysical Retrievals: Lessons learned and Challenges to Overcome. - Proceedings of the 2. International Workshop on Retrieval of Bio- and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications, ESTEC, Noordwijk.
- Volk, M. & Bannholzer, M. 1999: Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf den Gebietswasserhaushalt. – Geoökodynamik, 20: 193-210, Bensheim.
- Von Hoyningen-Huene, H. 1983: Die Interzeption des Niederschlages in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. – Schriftenreihen des DVWK, 57: 153.
- Vyas, S.P., Steven, M.D., Jaggard, K.W. 1997: Leaf Area Estimation for Sugar Beet Yield

- Prediction Using ERS SAR Data. – ESA SP 414, Proceedings of the 3rd ERS Symposium Florence 17.-21.03.1997, Space at the service of our Environment, 1: 237-240, Noordwijk.
- Wang, J.A., Shiue, J.C., Schmugge, T.J., Engman, E.T. 1990: The L-Band PBMR Measurements of Surface Soil Moisture in FIFE. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 28: 906-914.
- Wang, Y., Davis, F.W. & Melack, J.M. 1995: The Effects of Changes in Forest Biomass on Radar Backscatter from Tree Canopies. – International Journal of Remote Sensing, 16 (3): 503-513.
- Wang, Y. & Davis, F.W. 1997: Decomposition of polarimetric synthetic aperture radar backscatter from upland and flooded forests. – International Journal of Remote Sensing, 18 (6): 1319-1332.
- Wang, Y. & Dong, D. 1997: Retrieving forest stand parameters from SAR backscatter data using a neural network trained by a canopy backscatter model. – International Journal of Remote Sensing, 18 (4): 981-989.
- Watson, F.G.R. & Vertessy, R.A. 1996: Estimating Leaf Area Index from Stem diameter Measurements in Mountain Ash Forest. – Report 96/7, Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, Melbourne.
- Wegmüller, U. & Werner, C.L. 1995: SAR interferometric signatures of forests. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 33: 1153-1161.
- Wegmüller, U., Werner, C. L., Nüesch, D. & Borgeaud, M. 1995: Forest Mapping Using ERS Repeat-Pass SAR Interferometry. – Earth Observation Quarterly, 49: 4-7, Noordwijk.
- Wegmüller, U. & Werner, C. 1997: Retrieval of Vegetation Parameters with SAR Interferometry. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35 (1): 18-24.
- Weimann, A. 1996: Bestimmung der Bodenfeuchte mittels aktiver Mikrowellensensoren. – Dissertation am Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin.
- Weiss, M. & Baret, F. 1999: Evaluation of Canopy biophysical Variable Retrieval Performances from the Accumulation of Large Swath Satellite Data. – Remote Sens. Environ., 70: 293-306, New York.
- Western, A.W., Grayson, R.B., Blöschl, G., Willgoose, G.R. & McMahon, T.A. 1998a: Observed spatial organisation of soil moisture and its relation to terrain indices. – Water Resources Research, 35 (3): 797-810.
- Western, A.W., Blöschl, G. & Grayson, R.B. 1998b: Geostatistical Characterization of soil moisture in the patterns in the Tarrawarra catchment. – Journal of Hydrology, 205: 20-37.
- Western, A.W. & Blöschl, G. 1999: On the spatial scaling of soil moisture. – Journal of Hydrology, 217: 203-224.

- Wever, Chr. 1999: Laserscannermessungen – ein Verfahren setzt sich durch. – GIS 12 (2): 12-17, Heidelberg.
- Wever, T. & Bodechtel, J. 1994: Simulation eines mehrfrequenten X-SAR/SIR-C Bildes aus Flugzeugdaten für die Erfassung der Landnutzung. - ZPF 62 (2): 72-75, Karlsruhe.
- Wiegand, C., Shibayama, M., Yamagata, Y. & Akiyama, T. 1989: Spectral Observations for Estimating the Growth and Yield of Rice. – Japanese Journal of Crop Science, 58 (4): 673-683.
- Wimmer, C., Siegmund, R. & Moreira, J. 1999: Derivation and Validation of High Precision Topography Models in the Waddensea with Airborne SAR-Interferometry. - Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 28.06.-02.07.99, IV: 2167-2170, Hamburg.
- Winther, J. 1993: Snow and glacier ice characteristics measured using Landsat TM data. – University of Trondheim.
- Wohlrab, B., Ernstberger, H., Meuser, A. & Sokollek, V. 1992: Landschaftswasserhaushalt: Wasserkreislauf und Gewässer im ländlichen Raum – Veränderungen durch Bodennutzung, Wasserbau und Kulturtechnik. – Hamburg.
- Wood, E.F., Lin, D.S., Mancini, M., Thongs, D., Troch, P.A., Jackson, T.J., Famiglietti, J.S. & Engman, E.T. 1993: Intercomparisons between passive and active microwave remote sensing and hydrological modelling for soil moisture. – Advanced Space Research, 13 (5): 167-176.
- Wooding, M.G., Zmuda, A.D. & Griffiths, G.H. 1993: Crop Discrimination Using Multi-Temporal ERS-1 SAR Data. – Proceedings of the Second ERS-1 Symposium, 51-56, Hamburg.
- Wooding, M.G. 1995: Satellite Radar in Agriculture, Experience with ERS-1. – Earth Observation Quarterly, 49: 22-24, Noordwijk.
- Woolhiser, D.A. & Brakensiek, D.L. 1982: Hydrologic modelling of small watersheds. - Haan, C.T., Johnson, H.P. & Brakensiek, D.L. (eds.): Hydrologic Modelling of Small Watersheds. - ASAE No. 5: 3-16, American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph.
- Wulder, M. 1998: Optical remote sensing techniques for the assessment of forest inventory and biophysical parameters. – Progress in Physical Geography, 22 (4): 449-476.
- Wunderle, S. & Saurer, H. 1995: Snow properties of the Antarctic Peninsula derived from ERS-1 SAR images. - Proceedings of the 21st Annual Conference of the Remote Sensing Society, 11.-14.09.95, University of Southampton: 1231-1237, Southampton.
- Wunderle, S. 1996: Die Schneedeckendynamik der Antarktischen Halbinsel und ihre Erfassung mit aktiven und passiven Fernerkundungsverfahren. - Freiburger Geographische Hefte, 48, Freiburg.
- Wunderle, S., Goßmann, H. & Saurer, H. 1994: Snow cover development as a component of

- the local geosystem on Potter Peninsula, King George Island, Antarctica. - Proceedings of the Second ERS-1 Symposium, Space at the Service of our Environment, 11.-14.10.93, Hamburg, ESA SP-361 (2): 987-991, Noordwijk.
- Xu, H., Steven, M.D., Jaggard, K.W. 1996: Monitoring Leaf Area of Sugar Beet Using ERS-1 SAR Data. – International Journal of Remote Sensing, 17 (17): 3401-3410.
- Yin, Z. & Williams, T.H.L. 1997: Obtaining Spatial and Temporal Vegetation Data from Landsat MSS and AVHRR/NOAA Satellite Images for a Hydrologic Model. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 63 (1): 69-77.
- Zebker, H.A. & Goldstein, R.M. 1986: Topographic Mapping from Interferometric Synthetic Aperture Radar Observations. – Journal of Geophysical Research, 91 (B5): 4993-4999.
- Zebker, H.A., Madsen, S.N., Martin, J., Wheeler, K.B., Miller, T., Lou, Y., Alberti, G., Vetrilla, S. & Cucci, A. 1992: The TOPSAR Interferometric Radar Topographic Mapping Instrument. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30: 933-940.
- Zhang, L., Dawes, W.R., Hatton, T.J., Reece, P.H. Beale, G.T.H. & Packer, I. 1999: Estimation of soil moisture and groundwater recharge using the TPOG_IRM model. – Water Resources Research, 35 (1): 149-161.
- Zhang, W. & Montgomery, D.R. 1994: Digital elevation model grid size, landscape representation and hydrologic simulations. – Water Resources Research, 30: 1019-1028.
- Zink, M., Kietzmann, H., Börner, T., Blötscher, H., Seifert, F.M., Zimmermann, R., McDonald, K. & Koch, B. 1997: Microwave Remote Sensing for Monitoring Forest Vitality. - ESA SP 414, Proceedings of the 3rd ERS Symposium Florence 17.-21.03.1997, Space at the service of our Environment, 3: 1891-1897, Noordwijk.