

Institut für
Wasserwirtschaft und Kulturtechnik
Universität Karlsruhe (TH)

Nutzung von Landsat Thematic Mapper Daten zur Ermittlung hydrologischer Parameter

Stefan Belz

Heft 206

Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik
der Universität Karlsruhe (TH)
mit „Theodor-Rehbock-Wasserbaulaboratorium“
Herausgeber: Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c.mult. Franz Nestmann, Ordinarius

2000

Nutzung von Landsat Thematic Mapper Daten zur Ermittlung hydrologischer Parameter

Zur Erlangung des akademischen Grades eines

DOKTOR-INGENIEURS

an der Fakultät für

Bauingenieur- und Vermessungswesen
der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH)

genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Ing. Stefan Belz

aus Karlsruhe

Tag der mündlichen Prüfung: 26.01.2000

Hauptreferent: Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c.mult. Franz Nestmann
Korreferent: Prof. Dr.-Ing. habil. Hans-Peter Bähr

Karlsruhe 2000

Vorwort

Der Druck auf die Ressource Wasser nimmt vor allem in semi-ariden Entwicklungsländern immer stärker zu. Folglich gewinnt die genaue Kenntnis der verfügbaren Wassermengen ständig an Bedeutung. Um nun mit Hilfe hydrologischer Modelle die notwendigen wasserwirtschaftlichen Planungsgrundlagen schaffen zu können, bedarf es einer Vielzahl von Daten, an genau derer es wiederum vielerorts mangelt. Vor diesem Hintergrund erscheint die Möglichkeit aus Fernerkundungsdaten Informationen über spärlich mit Messnetzen ausgerüstete Einzugsgebiete zu erhalten vielversprechend.

Im Rahmen eines Projektes der algerisch-deutschen Technischen Zusammenarbeit, finanziert durch die Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit, GTZ, GmbH wertete Herr Dipl.-Ing. Stefan Belz Daten des amerikanischen Fernerkundungssatelliten „Landsat Thematic Mapper“ aus. Neben der guten räumlichen Auflösung verbunden mit der großen Flächendeckung stellen die Ergebnisse in Form von flächenhaften Verteilungen der physikalischen Bodenklassen und der relativen Bodenfeuchte eine wertvolle und bisher in der hydrologischen Modellierung praktisch ungenutzte Information dar.

Durch den Vergleich des aus den Satellitendaten abgeleiteten Bodenfeuchteindex mit punktuellen Bodenfeuchtemessungen aus dem Weiherbachgebiet (Kraichgau, Süddeutschland) wurde zum ersten Mal in detaillierter Form die Möglichkeit der Kalibrierung des Bodenfeuchteindex untersucht. Ein besonders interessanter Aspekt dieser Auswertung ist die flächengenaue Erfassung homogener Strukturen, die zudem noch unabhängig von der Vegetationsbedeckung sind.

Die relativ einfache und wenig subjektive Auswertungsmethode hat, wie von Herrn Belz vorgestellt, ein großes Anwendungspotential vor allem für die flächendetaillierte, physikalisch begründete hydrologische Modellierung, aber auch für eine Reihe von direkten Anwendungen z.B. im Bereich der Landwirtschaft.

Karlsruhe, im Februar 2000

Franz Nestmann

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand zum Teil im Rahmen des algerisch-deutschen Projektes der Technischen Zusammenarbeit *Förderung der Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), Alger* am Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe.

Herrn Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c.mult. Franz Nestmann danke ich besonders für die Übernahme des Hauptreferats und das Vertrauen welches er mir und meiner Arbeit entgegenbrachte. Herrn Prof. Dr.-Ing. habil. Hans-Peter Bähr danke ich für die Übernahme des Korreferates und die kritischen Diskussionen. Herrn Prof. Dr.-Ing. Günther Meon möchte ich für die ermutigenden Gespräche und Anregungen danken, die für mich eine große moralische Unterstützung darstellten.

Mein ganz besonderer Dank gilt Herrn Dr.-Ing. Jürgen Ihringer, der als Leiter der Abteilung Hydrologie immer ein offenes Ohr für meine Anliegen hatte und mir in einer Vielzahl von Gesprächen kritisch aber stets konstruktiv zur Seite stand. Bedanken möchte ich mich stellvertretend für alle Kollegen der Abteilung Hydrologie bei Herrn Dr.-Ing. Erwin Zehe, Herrn Dipl.-Phys. Rolf Becker, Herrn Dipl.-Geoökol. Markus Casper, Herrn Dipl.-Hydrol. Martin Helms und Herrn Dipl.-Ing. Bruno Büchele für die zahlreichen Anregungen und interessanten Diskussionen über Sinn und Unsinn unseres gemeinsamen Tuns. Nicht fehlen darf in dieser Aufzählung Herr cand.-ing. Patrick Preuß, der mir als Hiwi eine wertvolle Unterstützung im Kampf mit den unterschiedlichsten Datenformaten und -auswertungen war.

Ein ganz spezieller Dank geht an Frau Dr. Thea Vogt, die mir mit viel Ausdauer die Auswertung von Fernerkundungsdaten näher gebracht hat. Ebenso möchte ich mich ganz herzlich bei Herrn Prof. Henri Vogt bedanken, der mir eine große fachliche Unterstützung war.

Eine herausragende Rolle, die nur sehr schwer in Worte zu fassen ist, kommt Herrn Dr.-Ing. Dieter Gomer zu, der nicht nur einen wesentlichen Beitrag dazu geleistet hat, mich in Richtung einer Dissertation zu orientieren, sondern auch, und das vor allem in den schwereren Momenten, mir stets als ein guter Freund mit fachlichem und persönlichem Rat beigestanden ist.

Zu guter Letzt gilt mein Dank selbstverständlich meiner Frau Estelle und meinen Söhnen Sebastian Olivier und Timon Alexandre, die mit mir zusammen die Geburtswehen dieser Arbeit durchgestanden haben. Vor allem meine Frau Estelle hat dies in mehrfacher Hinsicht getan, da sie während meines Schreibens unseren Sohn Timon zur Welt brachte.

Kurzfassung

Wenige und schlecht dokumentierte hydrologische Daten gehören zum Arbeitsalltag des in Entwicklungsländern wasserwirtschaftlich planenden Ingenieurs. Auch Informationen zur Topographie, Geologie oder Pedologie sind häufig inexistent, inkonsistent oder veraltet.

Die Nutzung von *Landsat Thematic Mapper* Daten bietet die Möglichkeit unter vertretbarem Kostenaufwand Informationen zur Beschreibung von Einzugsgebieten großer Ausdehnung zu erhalten. Neben der großen räumlichen Ausdehnung und der guten räumlichen Auflösung zeichnen sich Landsat TM Daten durch einen weitabgedeckten Spektralbereich aus.

In der vorliegenden Arbeit werden die räumliche Verteilung der Parameter, physikalische Bodenklassen und Bodenfeuchte aus den Satellitendaten abgeleitet. Für die Klassifikation der Böden nach physikalischen Kriterien wird das Verfahren der schrittweisen Diskriminanzanalyse in Kombination mit einer Hauptkomponententransformation genutzt. Die Ermittlung der flächenhaften Bodenfeuchte erfolgt durch eine normierte Hauptkomponententransformation und Faktoranalyse.

Die in der hydrologischen Literatur beschriebenen Verfahren zur Bestimmung der Bodenfeuchte aus Fernerkundungsdaten nutzen fast ausschließlich Mikrowellen. Diese Techniken unterliegen einigen Einschränkungen, so dass sie zum heutigen Stand noch weit von einer operationell einsetzbaren Technik entfernt sind.

Der in dieser Arbeit genutzte Bodenfeuchteindex aus Landsat TM Daten hat den Vorteil einer sehr einfachen Handhabung kombiniert mit der Unabhängigkeit von der Vegetationsbedeckung. Anhand des intensiv beprobten Weiherbachgebietes wird die Plausibilität der erfassten Bodenfeuchtestrukturen aufgezeigt und erstmals ein detaillierter Vergleich mit punktuellen Bodenfeuchtemesswerten durchgeführt.

Angewandt auf ein mesoskaliges Einzugsgebiet in Nordalgerien wird der Informationsgewinn durch Fernerkundungsdaten für eine hydrologische Modellierung demonstriert. Aufgrund der besonderen Situation in Algerien beschränkt sich diese Arbeit jedoch auf die Bestimmung der Parameter, da der wichtige Schritt der Verifikation durch Feldbegehungen nicht ausreichend durchführbar war.

Als Fazit der Arbeit lassen sich zwei Haupteinsatzgebiete für den Bodenfeuchteindex aus Landsat TM Daten identifizieren: einerseits in Kombination mit der Bodenklassifizierung als Dateninput für die hydrologische Modellierung großer Einzugsgebiete mit geringer Datenlage und andererseits als Grundlage zur Messnetzoptimierung von großflächigen Bodenfeuchteuntersuchungen z.B. im Rahmen von Forschungsprojekten.

Abstract

Water Management Engineers working in third world countries generally have to face few and sparsely documented data as part of their everyday working conditions. Furthermore information on topography, geology and pedology are often inexistent, inconsistent or outdated.

The use of *Landsat Thematic Mapper* data offers the opportunity to obtain useful information with reasonable costs for the description of large drainage basins. Beside the large spatial extend and the good spatial resolution Landsat TM data have the advantage of a huge coverage of the electromagnetic spectrum.

Within the presented work the spatial distribution of the parameters *physical soil classes* and *soil moisture* is derived from satellite data. The technique applied for the classification of soils according to their physical properties is based on a stepwise discriminant analysis in combination with a principal component transformation. The determination of spatial soil moisture patterns is carried out via a normalized principal component transformation and a factor analysis.

Most of the methods for remotely sensed soil moisture mentioned in the hydrological literature make use of microwaves. Due to a couple of limitations those techniques are far from being operational nowadays.

The soil moisture index, derived from Landsat TM data, applied in this work, is easy to use and independent from the vegetation cover. Making use of the huge data base established for the small but intensively researched Weiherbach catchment area the plausibility of the moisture patterns is shown. For the first time a detailed comparison with punctual soil moisture field measurements is undertaken.

Applied to a mesoscale catchment area in northern Algeria the gain of information through satellite data is shown. Due to the special situation in Algeria this work has to limit itself to the elaboration of the parameters, as it has proven impossible to completely undertake the essential step of ground truth validation.

In conclusion two main fields of application for the soil moisture index from Landsat TM data can be identified: on the one hand it may serve as input to the hydrological modeling of large drainage areas with scarce data; on the other hand it may be the basis for the optimization of soil moisture field measurement systems, i.e. within the framework of research projects.

Résumé

L'ingénieur travaillant dans le domaine de la gestion de l'eau dans les pays du tiers monde doit souvent faire face à un manque de données fiables et bien documentées. De plus l'information relative à la topographie, la géologie et le pédologie est souvent inexistante, inconsistante ou dépassée.

L'utilisation de données *Landsat Thematic Mapper* offre la possibilité d'obtenir des informations utiles pour la description de bassins versants de grande taille. Mis à part la grande couverture spatiale et la bonne résolution spatiale, les données Landsat TM ont comme avantage de couvrir une grande partie du spectre électromagnétique.

Dans ce travail nous déterminerons la répartition spatiale des paramètres de classes physique de sol et d'humidité de sol à partir de données de télédétection. La technique appliquée pour la classification des sols en fonction de leur comportement physique se base sur une analyse discriminante pas-à-pas en combinaison avec une transformation en composantes principales. La détermination de l'humidité de sol est réalisée en appliquant une analyse en composantes principales et une analyse factorielle.

La plupart des méthodes pour l'étude de l'humidité de sol, dérivée de données télédétectées exposées dans la littérature hydrologique font appel aux micro-ondes. A cause d'un grand nombre de contraintes ces techniques sont encore loin d'être opérationnelles.

L'indice d'humidité dérivé des données Landsat TM, qui est appliqué dans ce travail est d'une utilisation facile et ne dépend pas de la couverture végétale. La plausibilité des structures spatiales d'humidité de sol est démontré en profitant de l'énorme base de données, celle ci établie pour le petit bassin versant du Weiherbach lors d'un programme intensif de recherche. Pour la première fois, une comparaison détaillée est ici réalisée avec des mesures ponctuelles d'humidité de sol.

Le gain d'information apporté par la donnée télédétectée, est montré à travers l'étude d'un bassin versant de taille moyenne au nord de l'Algérie. A cause de la situation particulière en Algérie, ce travail doit se limiter à l'élaboration des paramètres, car il s'est avéré impossible de réaliser d'une manière suffisante l'étape essentielle de la validation sur le terrain.

En conclusion deux champs d'application principaux de l'indice d'humidité dérivée de données Landsat TM peuvent être identifiés : d'une part cet indice peut servir comme donnée d'entrée à la modélisation hydrologique de bassins versants de grande taille; d'autre part il peut être la base pour l'optimisation des systèmes de mesure de l'humidité de sol sur le terrain, comme par exemple dans le cadre de projets de recherche.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Problemstellung	1
1.1.1	Wasserwirtschaftliche Planung in semi-ariden Gebieten mit geringer Datenverfügbarkeit	2
1.2	Beschreibung des Projektrahmens	4
1.3	Zielsetzung	4
1.4	Vorgehensweise	4
2	Einsatz von Fernerkundungsdaten in der Hydrologie	7
2.1	Physikalische Grundlagen der Fernerkundung	7
2.2	Anwendung auf hydrologische Fragestellungen	9
2.3	Einsatz von Mikrowellen	11
2.3.1	Passive Mikrowellen	12
2.3.2	Aktive Mikrowellen	12
2.3.3	Vor- und Nachteile	13
2.3.4	Mikrowellen und Oberbodenfeuchte: Untersuchungsergebnisse aus der Literatur	14
2.4	Landsat Thematic Mapper: Vor- und Nachteile	16
2.5	Wahl des Fernerkundungssystems	18
2.6	Methoden der Datenverarbeitung	18
2.6.1	Überwachte Klassifizierungen	19
2.6.2	Unüberwachte Klassifizierungen	19
2.7	Bodenklassifikation nach physikalischen Eigenschaften	20
2.7.1	Schrittweise Diskriminanzanalyse	21
2.8	Ermittlung der Bodenfeuchteverteilung	22
3	Vergleich der Bodenfeuchteindices mit Bodenfeuchtemessungen	25
3.1	Bodenfeuchtemessungen	26
3.1.1	Einflussfaktoren auf die Bodenfeuchte	26
3.1.2	Skalen der Bodenfeuchtemessung	27
3.2	Beispiel Weiherbachgebiet	29
3.2.1	Projektrahmen	29
3.2.2	Lage des Projektgebietes	29
3.2.3	Geologie und Böden	29

3.2.4	Klima und Niederschläge	34
3.2.5	Landnutzung	37
3.2.6	Bodenfeuchte	39
3.2.7	Gegenüberstellung Feuchteindex und punktuelle Bodenfeuchtemesswerte	44
3.2.8	Bodenfeuchte und Bodenbeschaffenheit	49
3.2.9	Analyse der flächenhaften Verteilung der Bodenfeuchte	53
3.2.10	Interpretation	56
3.3	Beispiel Oued Mina	66
3.3.1	Projektrahmen	66
3.3.2	Projektgebiet	66
3.3.3	Bodenfeuchteuntersuchungen	67
3.4	Schlussfolgerungen für das weitere Vorgehen	69
4	Das Einzugsgebiet des Chott el Hodna	71
4.1	Randbedingungen	72
4.2	Situation der Datenverfügbarkeit	73
4.2.1	Literatur	73
4.2.2	Meteorologische und hydrologische Daten	73
4.2.3	Karten	73
4.2.4	Felddaten	74
4.3	Klima, besonders Niederschläge	75
4.4	Geologie	81
4.5	Das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa	81
4.5.1	Morphologie	81
4.5.2	Reliefanalyse	82
4.5.3	Das Vorfluternetz	88
4.6	Verteilung der Niederschläge	89
4.7	Abfluss	92
4.7.1	Abflussentstehung	92
4.7.2	Abflussbilanzierung am Pegel Ain Nessissa	92
4.7.3	Untersuchung einzelner Niederschlags-Abfluss-Ereignisse	94
4.8	Evapotranspiration	96
5	Auswertung der Landsat TM Szenen	101
5.1	Geometrische Korrektur	101
5.2	Bodenklassifizierung der Landsat Szene vom August 1986	102
5.2.1	Analyse der Bodenverteilung im Einzugsgebiet Ain Nessissa	104
5.3	Ermittlung der Bodenfeuchteverteilung	106
5.4	Vergleich der Bodenklassen mit den Feuchteverteilungen	110
5.5	Beurteilung der Ergebnisse	116
6	Schlussfolgerungen und Ausblick	119

Literaturverzeichnis	123
Abkürzungs- und Symbolverzeichnis	133
A Anhang	137
A.1 Grundlagen	137
A.1.1 Hauptkomponententransformation	137
A.2 Ergänzende Daten Weiherbach	138
A.2.1 Niederschlagsdaten	138
A.2.2 Kartierungsschlüssel Landnutzungsklassen	139
A.2.3 Bodenfeuchte	141
A.2.4 Ackerzahlen	143
A.3 Ergänzende Daten Chott el Hodna	144
A.3.1 Niederschlagsdaten	144
A.3.2 Niederschlags-Abfluss-Ereignisse	144
A.3.3 Verteilung der feuchten Flächen der verschiedenen Bodenklassen im Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa	150

Abbildungsverzeichnis

2.1	Das elektromagnetische Spektrum	7
2.2	Interaktionen elektromagnetischer Strahlung	8
2.3	Abgedeckte Spektralbereiche verschiedener Satelliten	10
2.4	Vergleich Überwachte Klassifizierung - Klassifizierung mit CARTEL	23
3.1	Bindungsformen des Bodenwassers	26
3.2	Beziehung zwischen Saugspannung und Wassergehalt verschiedener Böden .	27
3.3	Skalentriplet von Messgrößen: Ausdehnung, Abstand, Stützung	28
3.4	Lage des Einzugsgebietes des Weiherbachs	30
3.5	Topographie und Exposition des Weiherbachgebietes	31
3.6	Bodenverteilung anhand der typische Hangcatena	32
3.7	Geologischer Schnitt durch den Messhang Neuenbürger Pfad	33
3.8	Bodenwasserbilanz und Summenkurve der klimatischen Wasserbilanz 1991 .	35
3.9	Verhältnis von aktueller zu potentieller Verdunstung 1991	35
3.10	Bodenwasserbilanz und Summenkurve der klimatischen Wasserbilanz 1993 .	36
3.11	Verhältnis von aktueller zu potentieller Verdunstung 1993	36
3.12	Gemessene Niederschlagsmengen 1991 und 1993	37
3.13	Landnutzungsklassen Weiherbach Sommer 1991 und Sommer 1993	38
3.14	Vegetationsdauer der landwirtschaftlichen Kulturpflanzen im Weiherbachgebiet	39
3.15	Anordnung der TDR-Sonden	40
3.16	Bodenfeuchtemessungen für die Termine vom 26.08.1991 und 03.05.1993 . . .	42
3.17	Bodenfeuchteganglinien für die hydrologischen Jahre 1991 und 1993	43
3.18	Ganglinien der Bodenfeuchtemessungen an der zentralen meteorologischen Messstation	44
3.19	Tasseled Cap vs. Hauptkomponentenanalyse - Weiherbach	45
3.20	Feuchteindex Weiherbachgebiet aus Landsat TM Szene 28.08.1991	46
3.21	Feuchteindex Weiherbachgebiet aus Landsat TM Szene 27.04.1993	47
3.22	Korrektur der Zuordnung der Indexwerte für einzelne Bodenfeuchtemesspunkte	48
3.23	Landsat TM Feuchteindex vs. TDR Bodenfeuchtemessungen August 1991 und April 1993	50
3.24	Bodenfeuchtemesspunkte und zugeordnete Bodenprofile	52
3.25	Flächenhafte Bodenfeuchteverteilung Weiherbachgebiet 28.08.1991	54
3.26	Flächenhafte Bodenfeuchteverteilung Weiherbachgebiet 27.04.1993	55
3.27	Vergleich der Bodenfeuchteverteilung mit der Landnutzung Weiherbachgebiet	57

3.28	Vergleich der Bodenfeuchteverteilung 1991 mit der Exposition Weiherbachgebiet	59
3.29	Bodenfeuchteverteilung über dem Geländemodell des Weiherbachgebietes . .	63
3.30	Bilddokumentation spezieller Strukturen des Feuchteindex	65
3.31	Lage des Einzugsgebietes des Oued Mina	66
3.32	Tasseled Cap vs. Hauptkomponentenanalyse - Oued Mina	67
3.33	Landsat TM Feuchteindex vs. TDR Bodenfeuchtemessungen Oued Mina . .	68
4.1	Lage des Projektgebietes Chott el Hodna	71
4.2	Lage des Einzugsgebietes der Station Ain Nessissa	72
4.3	Lage der Messstationen im Nordwesten des Chott el Hodna	74
4.4	Datendichteindex der Niederschlagsstationen im Nordwesten des Chott el Hodna	75
4.5	Ombrothermische Diagramme zweier Stationen im Nord-Westen des Chott el Hodna	77
4.6	Variabilität der Jahresniederschläge im Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa	79
4.7	Trendanalyse der Jahresniederschläge der Station Sidi Aissa, Zeitreihe 1904 - 1974	79
4.8	Jahresniederschläge der Station Alger Port, Zeitreihe 1844 - 1992	80
4.9	Feuchte- und Trockenperioden 1922-1995 für den Oued Chelif	80
4.10	Teileinzugsgebiete des Einzugsgebietes Ain Nessissa	82
4.11	DGM und Hangneigungskarte der Station Ain Nessissa	84
4.12	Reliefanalyse Einzugsgebiet Ain Nessissa	85
4.13	Hangneigungsklassen im Einzugsgebiet Ain Nessissa	86
4.14	Hypsometrische Darstellung Einzugsgebiet Ain Nessissa und Teilgebiete . . .	87
4.15	Vorfluternetz und Strahlerordnung Einzugsgebiet Ain Nessissa	88
4.16	Fließzeit-Zonen (a) und Summen (b) für das Einzugsgebiet Ain Nessissa . . .	90
4.17	Abflussentstehungsmechanismen in Relation zu den sie maßgeblich kontrollierenden naturräumlichen Faktoren	93
4.18	Niederschlags-Abflussereignis Station Ain Nessissa vom 03.04.69 - 09.04.69 .	97
5.1	Falschfarbenbilder der Landsat TM Szene <i>Chott el Hodna</i> vom August 1986	103
5.2	Bodenklassifizierung Landsat TM Szene August 1986	105
5.3	Tasseled Cap Transformation vs. Hauptkomponentenanalyse	107
5.4	Histogramme der Feuchtefaktoren August 1986 und März 1988	108
5.5	Überlagerung der Feuchtefaktoren vom August 1986 und März 1988	110
5.6	Plausibilisierung der diachronischen Feuchteauswertung	111
5.7	Entwicklung der Spektralkurven eines sandigen Schluffs mit unterschiedlichem Feuchtegehalt	112
5.8	Vergleich der Spektralkurven der beiden Szenen für die Klassen der Salzböden	113
5.9	Vergleich der Spektralkurven der beiden Szenen für die Klassen der Mergelböden	113
5.10	Verteilung der feuchten Flächen der Klasse Mergel (a) und helle Mergel (b) .	115
5.11	Boden- und diachronische Feuchteverteilung EZG Ain Nessissa über Geländemodell	117

A.1	Niederschlagscharakteristik der hydrologischen Jahre 1990 - 1996 im Weiherbachgebiet	138
A.2	Landsat TM Feuchtindex vs. TDR Bodenfeuchtemessungen April 1993 . . .	141
A.3	Ackerzahlen für das Weiherbachgebiet nach der Reichsbodenschätzung aus den Jahren 1935/36	143
A.4	Niederschlags-Abflussereignis Station Ain Nessissa vom 11.06.70 - 15.06.70 .	145
A.5	Niederschlags-Abflussereignis Station Ain Nessissa vom 24.11.71 - 14.12.71 .	146
A.6	Niederschlags-Abflussereignis Station Ain Nessissa vom 15.01.72 - 30.01.72 .	147
A.7	Niederschlags-Abflussereignis Station Ain Nessissa vom 27.03.74 - 05.04.74 .	148
A.8	Niederschlags-Abflussereignis Station Ain Nessissa vom 07.05.75 - 10.05.75 .	149
A.9	Verteilung der feuchten Flächen der Klassen dunkle Mergel (a) und Sandstein (b)	151
A.10	Verteilung der feuchten Flächen der Klassen tonig-schluffige Salzböden (a) und Salzböden (b)	152
A.11	Verteilung der feuchten Flächen der Klassen Salzböden auf Hängen (a) und Kalkstein (b)	153

Tabellenverzeichnis

1.1	Wasserressourcen im Maghreb	1
2.1	Eigenschaften einiger Erdbeobachtungssatelliten	11
2.2	Charakteristika der gebräuchlichsten Mikrowellenbänder	13
3.1	Jahresmittelwerte einiger ausgewählter Klimadaten des Weiherbachgebietes .	34
3.2	Niederschläge der Monate Juli/August 1991 und März/April 1993	38
3.3	Durch die Hauptkomponenten erklärte Varianz der Rohdaten der beiden Landsat TM Szenen Weiherbach	45
3.4	Den Bodenfeuchtemesspunkten zugeordnete Bodenprofile	51
3.5	Analyse der Bodenfeuchte je Landnutzungs-kategorie für die Landsat TM Szenen vom August 1991 und März 1993	56
3.6	Analyse der Bodenfeuchte je Expositionskategorie für die Landsat TM Szenen vom August 1991 und März 1993	60
3.7	Hauptkomponentenanalyse und multiple Regression für den Feuchteindex vom 27.04.1993	61
4.1	Klimastufen im Chott el Hodna	77
4.2	Vergleich der mittleren Jahressummen der Studien CHAUMONT & PAQUIN (1971) und ANRH (1993)	78
4.3	Morphologische Parameter Einzugsgebiet Ain Nessissa und Teilgebiete	83
4.4	Jahresniederschläge im Einzugsgebiet Ain Nessissa	91
4.5	Maximale Tagesniederschläge verschiedener Jährlichkeiten für die Zeitreihe 1967-1988 der Niederschlagsstationen im Einzugsgebiet Ain Nessissa	91
4.6	Jahresabflüsse an der Station Ain Nessissa	94
4.7	Durchschnittliche Monatsabflussbeiwerte Station Ain Nessissa	95
4.8	Verfügbare N-A-Ereignisse der Station Ain Nessissa	95
4.9	Durchschnittliche monatliche ETP dreier Stationen aus dem Einzugsgebiet des Hodna	98
5.1	Geometrische Korrektur der Landsat TM Szene vom 28.03.1988	102
5.2	Klassen der physikalischen Bodeneigenschaften	106
5.3	Durch die Hauptkomponenten erklärte Varianz der Rohdaten	107
5.4	Kreuztabelle zur Klassifizierung der Überlagerung der Feuchtefaktoren vom August 1986 und März 1988	109
5.5	Analyse der Bodenklassen je Teilgebiet	114

A.1	Korrigierte Indexzuordnungen	142
A.2	Jahressummen der Niederschläge im Einzugsgebiet des Chott el Hodna . . .	144

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Der Druck auf die Ressource Wasser nimmt weltweit stetig zu. In den in gemäßigten Klimaten befindlichen Industrieländern ist dies bedingt durch einen hohen Verbrauch und vor allem durch die steigende Verschmutzung der Wasservorräte durch industrielle Abwässer und Verunreinigungen aus der Landwirtschaft.

In den semi-ariden bis ariden Gegenden des Maghreb¹ ist der behutsame Umgang mit dem raren Gut Wasser bei der ländlichen Bevölkerung traditionell verankert (PNUD, 1988), jedoch verliert sich diese Tradition gegenwärtig, wie ungezügelte Bewässerungspraktiken belegen. Zudem steigert der hohe Bevölkerungszuwachs und die zunehmende Landflucht die Auswirkungen der Wasserknappheit. Dies hat zur Folge, dass vielerorts die Grundwasserressourcen in extremem Maße ausgebeutet werden, das bekannteste Beispiel hierfür ist das ambitionierte Großprojekt Libyens, das sogenannte *Great Manmade River Project* bei dem fossiles Grundwasser aus Aquiferen unterhalb der Sahara mit einer Rate von ca. 2 km³/Jahr für eine geplante Dauer von 50 Jahren zu Bewässerungszwecken genutzt werden soll (SALEM, 1992).

Land		Marokko	Algerien	Tunesien	Libyen
Bevölkerung*	[10 ⁶]	26.5	27.3	8.7	5.2
Bevölkerungswachstum*	[%]	-	3.2	< 2	4.1
Fläche	[km ²]	446500	2381740	163610	1759540
Wasserdargebot*	[10 ⁶ m ³]	30000	14300	3900	600
Pro Kopf	[m ³ /Pers]	1133	509	401	115
Wasserverbrauch gesamt	[10 ⁶ m ³]	11045	4500	3075	4600
Landwirtschaft	[10 ⁶ m ³]	10180	2700	2727.5	4000
Wasserversorgung	[10 ⁶ m ³]	543	1120	261.4	500
Industrie	[10 ⁶ m ³]	322	680	86.1	100
Wasserverbrauch/Kopf	[m ³ /Pers]	436	180	382	880
Ausnutzung der erneuerbaren Ressourcen	[%]	36.82	32.37	87.86	766
*: Stand 1995		*: ohne fossile Grundwasserreserven			

Tab. 1.1: Wasserressourcen im Maghreb - Quelle: FAO (1996)

¹Der Maghreb (arabisch für Westen) umfasst die Länder Marokko, Algerien, Tunesien und Libyen.

Aus Tabelle 1.1 wird ersichtlich, dass lediglich Marokko ein Wasserdargebot/Kopf über dem kritischen Wert von $1000 \text{ m}^3/\text{Kopf}$ aufweist. Damit gehört der Maghreb zu den Gegenden mit dem weltweit größten demographischen Druck auf die Ressource Wasser. Zur geringen Verfügbarkeit addieren sich hohe Verlustraten bei der Wasserverteilung - diese erreichen in Algerien z.B. bis zu 40%. Dies hat zur Folge, dass fast alle Städte Algeriens nur diskontinuierlich und unzureichend mit Wasser versorgt werden können (BELHADI, 1997).

Die spezielle Problematik der Wasserversorgung in semi-ariden Gebieten ist weniger eine Folge der zur Verfügung stehenden Menge an Wasser als vielmehr der ungleichmäßigen zeitlichen und räumlichen Verteilung der Niederschläge, der daraus resultierenden Abflüsse und der geringen Volumina der erneuerbaren Grundwasserreserven. Der Versuch, durch Stauanlagen den Verlust von Süßwasser an das Meer gering zu halten, geht rund um das Mittelmeer mit enormen Verlandungsproblemen einher. Große Stauanlagen werden bei Ländergrenzen übergreifenden Einzugsgebieten zudem immer mehr zu einem Politikum wie die Auseinandersetzungen zwischen der Türkei, Syrien und dem Irak bzgl. der Euphrat- und Tigrisstaudämme zeigen (KHATIB, 1998).

1.1.1 Wasserwirtschaftliche Planung in semi-ariden Gebieten mit geringer Datenverfügbarkeit

Die Bewirtschaftung der Wasserressourcen in Gegenden mit semi-ariden Klima gewinnt zunehmend an Bedeutung, da die begrenzt zur Verfügung stehende Ressource Wasser einem ständig steigenden Bedarf ausgesetzt ist. Integrierte Bewirtschaftungsprogramme ausgerichtet an den natürlichen Einzugsgebietsgrenzen und nationale Wasserhaushaltspläne sind Ansätze diesem Dilemma entgegenzutreten, wie die folgenden Beispiele zeigen:

Tunesien: Die institutionelle Entwicklung ist im Vergleich zu den übrigen Maghrebstaaten am weitesten fortgeschritten. Der Nationale Wasserwirtschaftsplan *Eau 2000* für Tunesien (KESER & BOGARDI, 1993) ist ein Beispiel für den Versuch mittels Szenarien eine Planung zur langfristigen Deckung des Wasserbedarfs sicherzustellen.

Marokko: Das Land mit den größten Wasserreserven im Maghreb hat durch das Gesetz 10/95 vom 16.08.1995 die Grundlage für die Einrichtung von Wasserwirtschaftsverbänden geschaffen, die eine effizientere Nutzung der Wasserressourcen ermöglichen sollen.

Algerien: Hier wurden 1996 fünf Wasserwirtschaftsverbände gegründet mit der Aufgabenteilung des Aufbaus und der Verwaltung eines Wasserkatasters sowie der Wasserbilanzen in den Einzugsgebieten, verbunden mit der Erhebung und Aufarbeitung der dafür notwendigen Daten über die verfügbaren Wasserressourcen, die Wasserentnahmen und den Wasserverbrauch (GOMER, GTZ Eschborn, persönliche Mitteilung, 1999).

Ein Grundproblem der wasserwirtschaftlichen Planung in diesen Ländern ist die spärliche und zumeist unzureichende Datengrundlage. Sei es für die Niederschlagsabflussmodellierung, die Abschätzung des Wasserdargebotes oder die Wasserhaushaltsmodellierung, um nur ein

paar Beispiele zu nennen, stets sind Daten von Nöten die entweder nicht erhoben wurden, oder aber deren Güte zweifelhaft ist.

Ein häufig gewählter Ansatz der Wasserhaushaltsmodellierung für große Einzugsgebiete beruht auf der Wahl eines monatlichen Zeitschrittes in Verbindung mit einer relativ groben räumlichen Auflösung. CONWAY (1997) entwickelte für den oberen Blauen Nil in Äthiopien ein solches Modell mit begrenztem Dateninput basierend auf multiplen Regressionen zwischen hydrologischen Kenngrößen (potentielle Evapotranspiration, Niederschlag) und Parametern wie Höhe und geographischer Lage. Die erzielten Anpassungen an gemessene Abflüsse sind vielversprechend, jedoch bleibt die starke Abhängigkeit der Modellgüte von der Abschätzung der Niederschläge bestehen. Für ganzjährig wasserführende Flüsse lassen sich derartige Regressionsbeziehungen aufstellen, jedoch ist deren Anwendung auf Flusssysteme in semi-ariden Gebieten mit seltenen Abflussereignissen problematisch.

In den letzten Jahren wurde in Afrika durch das französische *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD)² eine Reihe von Untersuchungsprogrammen wie z.B. HYDROMED (ALBERGEL, 1999) oder HAPEX (DESCONNETS ET AL., 1997) durchgeführt, die zum Ziel hatten, die Hydrologie semi-arider Gebiete besser beschreiben zu können. Ausgangspunkt waren hier kleine Einzugsgebiete mit hoher Datendichte anhand derer Modelle geeicht wurden, die anschließend auf größere Flächen übertragen werden sollten. Die hierzu verwendeten Regionalisierungsansätze nutzen bestimmte, die Abflussgenese dominierende Prozesse, die durch sogenannte *Etats de surface*, d.h. Oberbodenstrukturen und deren zeitliche Veränderungen (CASENAVE & VALENTIN, 1989) erfasst werden können.

Ein anderer Weg ist die Untersuchung von stochastischen Beziehungen zwischen Jahres-, Monats- und Tagesniederschlägen um aus den zeitlich gröberen Daten Tageswerte bzw. deren Auftrittswahrscheinlichkeit abzuleiten.

Die von der *International Association of Hydrological Science* veranstalteten Konferenzen HYDROGIS 93 und HYDROGIS 96 verdeutlichen das Potential des Einsatzes von GIS³ in der wasserwirtschaftlichen Planung. Solche Systeme erlauben es große Datenmengen vorzuhalten und schließlich in Form von *Decision Support Systems* dem Planer eine Entscheidungshilfe zu geben. Doch ändert der Einsatz solcher Hilfsmittel den Bedarf an hydrologischen Messdaten nicht, vielmehr wird die Erfassung sowie die ständige Aktualisierung der Gesamtheit aller bestehenden Daten ermöglicht und die Identifikation von Datenlücken erleichtert.

²Das IRD ist aus dem *Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer* (ORSTOM) hervorgegangen.

³Unter GIS versteht man ein GeoInformations System. BÄHR & VÖGTLE (1999) definieren ein GIS als Werkzeug, welches sowohl die georeferenzierten Daten, als auch Möglichkeiten zu deren Aufnahme, Aktualisierung, Bearbeitung und Visualisierung enthält. Im Rahmen dieser Arbeit wird der Begriff GIS stellvertretend für Programmpakete mit GIS-Funktionalität zu Analyse und Darstellungszwecken gebraucht, im Einklang mit dessen Verwendung in der Literatur zur Nutzung derartiger Systeme in der Hydrologie.

1.2 Beschreibung des Projektrahmens

Im Rahmen der deutsch-algerischen technischen Zusammenarbeit wurde von der Deutschen Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit, GTZ (GmbH), von 1995 bis 1998 das Projekt *Förderung der Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), Alger* durchgeführt. Dieses Projekt hatte es sich zum Ziel gesetzt, die ANRH bei der Durchführung ihrer Aufgaben, d.h. der Erfassung der Wasser- und Bodenressourcen Algeriens zu unterstützen. Einer der wesentlichen Projektschwerpunkte war dabei die Einführung moderner Technologien, wie z.B. die Nutzung von Fernerkundungsdaten und Programmpaketen mit GIS-Funktionalität. Das Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe wurde von der GTZ beauftragt Schulungsmaßnahmen zu erarbeiten und die algerischen Kollegen in die Nutzung dieser Technologien einzuweisen.

1.3 Zielsetzung

Zielsetzung dieser Arbeit ist die Untersuchung der Nutzungsmöglichkeiten von Landsat TM Daten für den in der wasserwirtschaftlichen Praxis arbeitenden Ingenieur. Am Beispiel des semi-ariden Einzugsgebietes des Chott el Hodna in Nordalgerien werden die Grenzen der zu Verfügung stehenden hydrologischen Daten zur Beschreibung der hydrologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet dargestellt. Als besondere Erschwernis stellt sich in diesem Zusammenhang die Sicherheitslage in Algerien während der Projektlaufzeit da, die Feldarbeiten vor Ort unmöglich machte. Daher muss der vorliegende Kontext als ein Extremfall angesehen werden, obwohl die vorliegenden Ausgangsdaten durchaus typisch für die Verhältnisse in Entwicklungsländern sind.

Die Nutzung von Fernerkundungsdaten bietet für schlecht dokumentierte und/oder schlecht zugängliche Regionen eine vielversprechende Ergänzung bestehender Datensätze. Es werden zwei Anwendungen vorgestellt, die einen direkten praktischen Nutzen für die wasserwirtschaftliche Planung haben. Zum einen handelt es sich um die Klassifizierung der Böden nach physikalischen Eigenschaften und zum anderen um die flächenhafte Verteilung der Bodenfeuchte. Letzterer Aspekt steht insofern im Vordergrund, da es sich bei der genutzten Methode um eine bisher wenig beachtete Möglichkeit des Gebrauchs von leicht zugänglichen und kostengünstigen Daten des Landsat TM Satelliten handelt.

Die erarbeiteten Bodenfeuchteverteilungen werden anhand der Datengrundlage eines intensiv beprobten kleinen Einzugsgebietes mit gemessenen Felddaten verglichen. Dabei wird ein großes Augenmerk auf die Komplexität des Phänomens Bodenfeuchte gelegt und die Schwierigkeit beim Umgang mit punktuell gemessenen Bodenfeuchten analysiert.

1.4 Vorgehensweise

Im 2. Kapitel werden die Grundlagen der Fernerkundung sowie deren Haupteinsatzgebiete innerhalb der Hydrologie beschrieben. Die besonderen Vorteile des Landsat TM Satelliten gegenüber anderen Systemen hinsichtlich des Einsatzes für große Gebiete in Entwicklungs-

ländern werden herausgestellt und die genutzten Methoden zur Bestimmung der hydrologischen Parameter physikalische Bodenklassen und Bodenfeuchte erläutert.

Kapitel 3 befasst sich mit dem Vergleich der aus Landsat TM Daten bestimmten Bodenfeuchteverteilungen mit gemessenen Felddaten. Die detaillierte Untersuchung erfolgt anhand der Daten des intensiv beprobten Weiherbachgebietes nördlich von Karlsruhe.

Das 4. Kapitel beschreibt die naturräumliche Situation des Einzugsgebietes des Chott el Hodna in Nordalgerien sowie des Teileinzugsgebietes der Station Ain Nessissa. Der Einfluss der Morphologie auf die Abflussbildung wird untersucht.

Im 5. Kapitel folgt die Anwendung der Auswertemethode auf das Gebiet der Station Ain Nessissa. Die abgeleiteten räumlichen Verteilungen von Bodenarten und Bodenfeuchte werden kombiniert und es wird veranschaulicht, inwieweit Landsat TM Daten zum besseren Verständnis der hydrologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet beitragen können.

Die Arbeit endet mit der Zusammenfassung der Ergebnisse und den Schlussfolgerungen im sechsten Kapitel.

Die Anhänge enthalten verwendete Grundlagen sowie ergänzende Daten.

2 Einsatz von Fernerkundungsdaten in der Hydrologie

2.1 Physikalische Grundlagen der Fernerkundung

Fernerkundungssensoren sammeln Informationen über elektromagnetische Wellen, die mit Lichtgeschwindigkeit von ca. $3 \cdot 10^8$ m/s zum Sensor gelangen (JENSEN, 1986). Die dabei transportierte elektromagnetische Energie durchdringt sowohl Medien (Wasser, Luft) als auch Vakuum (Weltraum).

Jeder Körper, dessen Temperatur über dem absoluten Nullpunkt liegt, gibt elektromagnetische Strahlung ab. Diese Emission lässt sich durch ein Signal charakterisieren, welches von den physikalischen Eigenschaften der jeweiligen Quelle abhängt und durch Wellenlänge oder Frequenz beschrieben wird. Das in Abbildung 2.1 gezeigte elektromagnetische Spektrum ist ein Wellenlängenkontinuum der elektromagnetischen Strahlung.

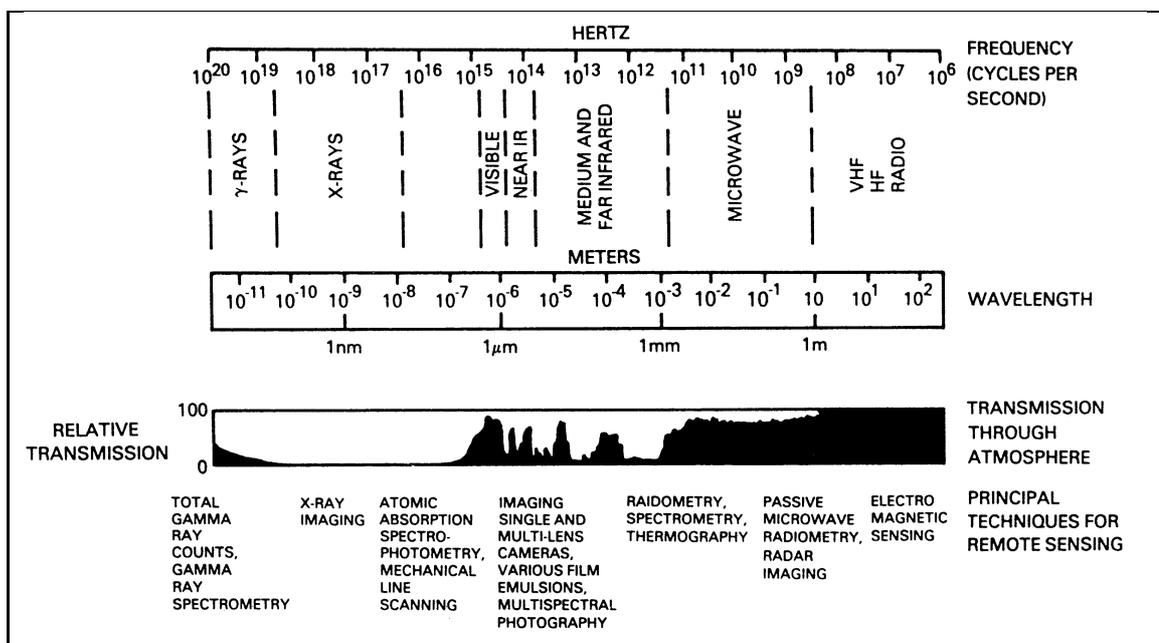


Abb. 2.1: Das elektromagnetische Spektrum aus BARRETT & CURTIS (1976)

Eigenschaften der Strahlung in Beziehung zur Wellenlänge sind:

- je kleiner die Wellenlänge, desto größer die Energie
- je höher die Temperatur eines Gegenstandes, desto größer die gesamte abgegebene Energie und desto kürzer die abgegebene Wellenlänge
- Wellenlängenabhängigkeit der Interaktion zwischen Energie und Materie

Die von einem Körper abgegebene Strahlung besteht nicht nur aus Emission sondern zum Großteil aus Remission auftreffender Energie. Dabei kann es sich um natürliche Strahlung (z.B. kosmisch, atmosphärisch) oder um abgesandte Strahlung eines aktiven Sensors (z.B. Radar) handeln. Trifft Energie auf einen Gegenstand, so sind fünf Interaktionen möglich (SABINS, 1997) (vgl. Abb. 2.2):

1. Transmission: Die Energie wird unter Geschwindigkeitsverlust durch den Gegenstand geleitet. Das Verhältnis der beiden Geschwindigkeiten ist der Refraktionsindex $n = \frac{c_a}{c_s}$, mit c_a als der Lichtgeschwindigkeit im Vakuum und c_s als der Lichtgeschwindigkeit im Gegenstand.
2. Absorption: Die Energie wird durch den Gegenstand im allgemeinen in Form von Wärme aufgenommen.
3. Emission: Die Energie wird vom Gegenstand abgegeben, meist mit längeren Wellenlängen, in Abhängigkeit von der Struktur und der Temperatur des Gegenstandes.
4. Streuung: Die Richtung der Energieabstrahlung wird zufällig verändert. Oberflächen mit einer Höhendimension oder Rauigkeit in der gleichen Größenordnung der eintreffenden Wellenlänge erzeugen Streuung. So werden z.B. Lichtwellen durch Moleküle und Partikel in der Atmosphäre gestreut.
5. Reflexion: Die Energie wird unverändert entsprechend dem Einfallswinkel zurückgegeben. Dies geschieht bei Flächen, die im Vergleich zur Wellenlänge der einfallenden Strahlung glatt sind. Die Polarisation der reflektierten Wellen kann von der einfallenden abweichen.

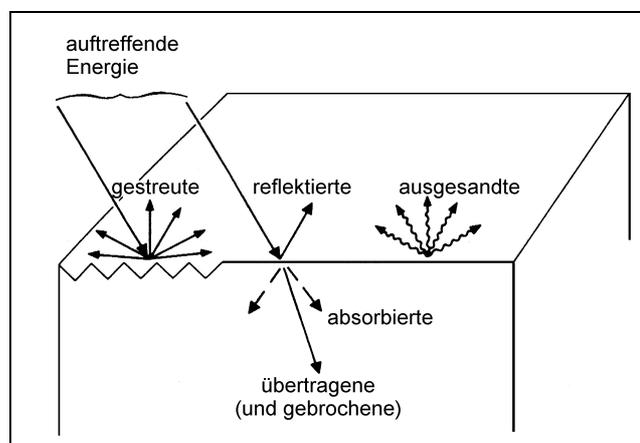


Abb. 2.2: Interaktionen elektromagnetischer Strahlung (nach SABINS, 1997, verändert)

Diese Interaktionen beeinflussen den Informationsgehalt der durch die Fernerkundungssensoren gemessenen Spektralwerte. Diesem Umstand muss bei den im folgenden beschriebenen Auswerteverfahren (Abschnitt 2.6) Rechnung getragen werden.

2.2 Anwendung auf hydrologische Fragestellungen

Einen Überblick über die Nutzung der Fernerkundung für hydrologische Fragestellungen geben u.a. BARRETT & CURTIS (1976), ENGMAN & GURNEY (1991), SU (1996) und KITE & PIETRONIRO (1996). Folgende Haupteinsatzbereiche innerhalb der Hydrologie lassen sich nach BARRETT & CURTIS (1976) identifizieren:

- Niederschlagsuntersuchungen, vor allem durch Radar, als Eingangsgröße für online-Vorhersagen, aber auch durch Nutzung von meteorologischen Satelliten
- Abschätzung des Wasserpotentials von Schneeflächen (Schneehydrologie)
- Evapotranspirationsabschätzungen durch Strahlungsbilanzierungen
- Ermittlung flächenhafter Bodenfeuchteverteilungen
- Bestimmung von Einzugsgebietscharakteristika (z.B. Boden, Landnutzung, Vegetation)
- Identifikation von Grundwasseranreicherungsgebieten
- Untersuchungen zur flächenhaften Verteilung der Wasserqualität
- Monitoring von Oberflächenabfluss/Überflutungen
- Wasserwirtschaftliche Planungen

Von den zur Zeit im Einsatz befindlichen Fernerkundungssystemen ist keines für hydrologische Fragestellungen konzipiert worden (ENGMAN, 1996), daher stellt die Wahl eines geeigneten Fernerkundungssystems immer einen Kompromiss dar. Folgende Kriterien stehen dabei im Vordergrund:

- zu untersuchendes Phänomen (Vegetation, Landnutzung, Bodenklassen, Bodenfeuchte)
- Größe des Untersuchungsgebietes
- benötigte räumliche und zeitliche Auflösung
- Aufwand und Kosten der Datenerhebung und -weiterverarbeitung

SCHULTZ & BARRETT (1989) identifizieren als Hauptproblem der Fernerkundungssensoren die Tatsache, dass sie entweder über eine hohe zeitliche oder eine hohe räumliche Auflösung verfügen, aber nicht über beides gleichzeitig. Die wesentlichen Unterscheidungsmerkmale der zur Verfügung stehenden Fernerkundungssysteme lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Art des Sensors: passiv/aktiv
- abgedeckter Spektralbereich - sichtbar, infrarot, Mikrowellen (vgl. Abb. 2.3)
- Plattform (bodengestützt, Ballon, Flugzeug, Shuttle oder Satellit)
- räumliche und zeitliche Auflösung

SU (1996) gibt eine detaillierte Aufstellung der verschiedenen Sensoren und Plattformen sowie deren Einsatzbereiche in der Hydrologie. Die Tabelle 2.1 fasst die Eigenschaften einiger wichtiger Erdbeobachtungssatelliten zusammen.

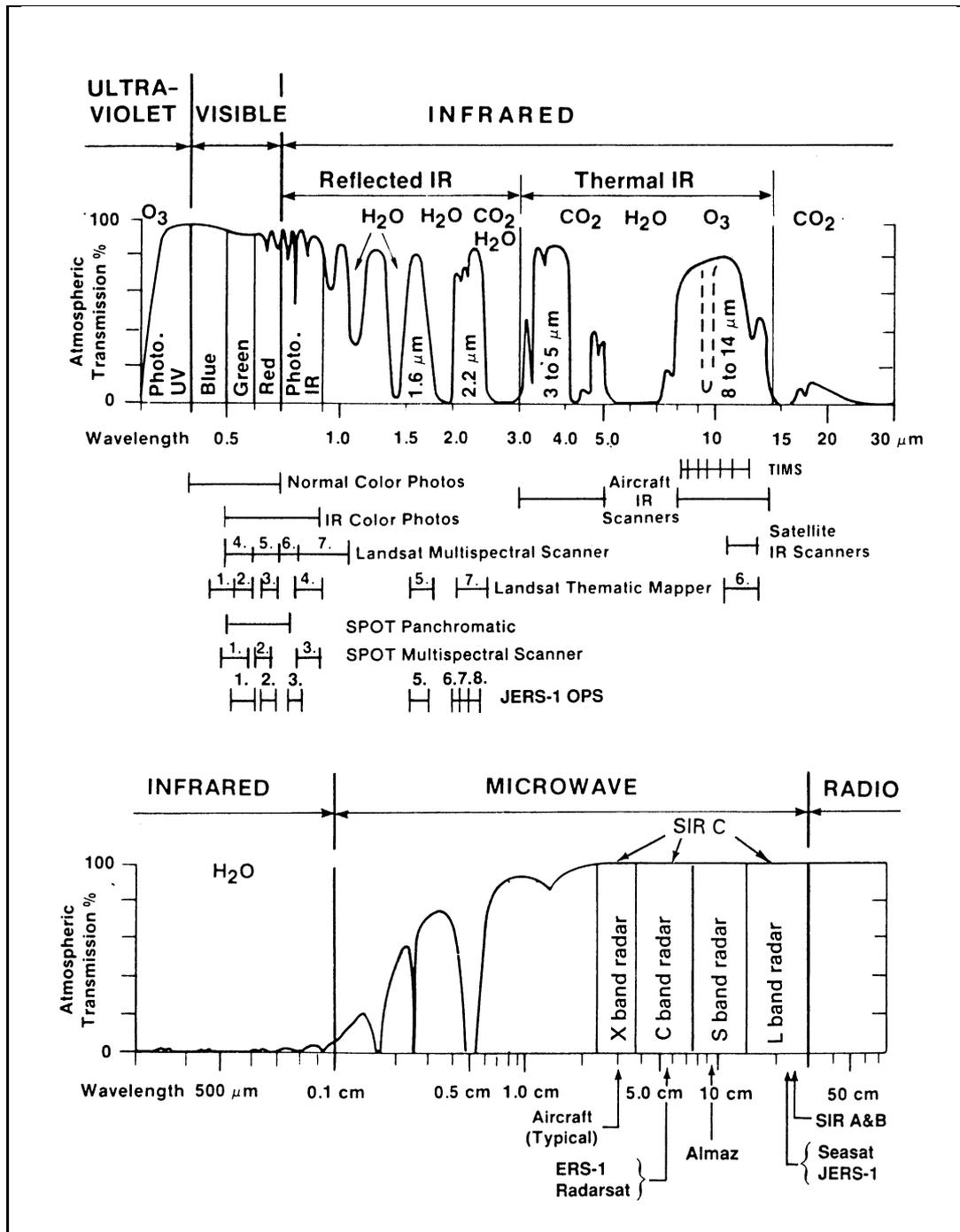


Abb. 2.3: Abgedeckte Spektralbereiche verschiedener Satelliten (nach SABINS, 1997)

Im Rahmen dieser Arbeit sollen Fernerkundungsdaten für ein Untersuchungsgebiet in Algerien zur Bestimmung der hydrologischen Parameter Bodenfeuchte und Bodenklassen genutzt werden. Daher werden in den folgenden Abschnitten (2.3 und 2.4) zwei wichtige Techniken vorgestellt und deren Eignung zur Bestimmung dieser Parameter diskutiert.

Tab. 2.1: Eigenschaften einiger Erdbeobachtungssatelliten (nach SU, 1996, verändert)

Satellit (Behörde)	Landsat (NASA)	Landsat (NASA)	SPOT (CNES)	ERS-1 (ESA)
Sensor	MSS	TM	HRV1, HRV2, P, XS	AMI/SAR
Kanäle bzw. Bänder; Wellenlänge (μm) oder Frequenz (GHz)	4 Kanäle; 1. 0.50-0.60 2. 0.60-0.70 3. 0.70-0.80 4. 0.80-1.10	7 Kanäle; 1. 0.45-0.52 2. 0.52-0.60 3. 0.63-0.69 4. 0.76-0.90 5. 1.55-1.75 6. 10.4-12.5 7. 2.08-2.35	1 Kanal (P); 0.51-0.73 3 Kanäle (XS); 1. 0.50-0.59 2. 0.61-0.69 3. 0.79-0.89	1 Band; (C-Band) 5.3 GHz VV-Polaris. 3 Ansichten
Auflösung	80 m	30 m (120 m Kanal 6)	10 m (P) 20 m (XS)	≤ 30 m
Abgetasteter Streifen	185 km	185 km	117 km	100 km
Umlaufbahn; (Zeitpunkt des Äquatorüberfluges)	Polnah, sonnen-synchron (9 ³⁰ Uhr)	Polnah, sonnen-synchron (9 ⁴⁵ Uhr)	Polnah, sonnen-synchron (10 ³⁰ Uhr)	Sonnensynchron (10 ³⁰ Uhr)
Neigung zum Äquator	ca. 99.2°	98.2°	98.7°	98.5°
Flughöhe	920 km	705 km	832 km	785 km
Wiederkehrzeit	18 Tage	16 Tage	26 Tage	35 Tage
Szenengröße	185×172 km	185×172 km	60×60 km (P) 60×80 km (XS)	100×100 km
Hauptanwendungen	Vegetat., Anbau- und Landnutzungs-kartierungen	Vegetat., Anbau- und Landnutzungs-kartierungen	Vegetat., Anbau- und Landnutzungs-kartierungen	hydrologische, ozeanograph. und meteorologische Studien

2.3 Einsatz von Mikrowellen

Mikrowellen werden in der Hydrologie für Niederschlagsuntersuchungen, zur Generierung digitaler Geländemodelle und zur Bestimmung von Bodenfeuchteverteilungen genutzt. In der hydrologischen Literatur wird zum Thema Bodenfeuchteverteilungen fast ausschließlich über Mikrowellen als nutzbarer Wellenlängenbereich für den Einsatz von Fernerkundung zu deren Ermittlung berichtet. Die folgenden Abschnitte beschreiben die aktuell genutzten Mikrowellensysteme und erläutern warum diese Techniken in der vorliegenden Arbeit nicht genutzt wurden.

2.3.1 Passive Mikrowellen

Passive Mikrowellen messen die natürliche Strahlung für eine bestimmte Wellenlänge λ , die von Oberflächen abgegeben wird. Messgröße ist die *Brightness Temperature* T_B , eine Mischung aus atmosphärischer Strahlung, Reflexion kosmischer Strahlung und der Strahlung der Erdoberfläche. Da für Wellenlängen von $\lambda > 5$ cm die atmosphärische Strahlung vernachlässigbar klein und die Reflexion der kosmischen Strahlung eine bekannte Größe ist, lässt sich die Strahlung der Erdoberfläche ohne radiometrische Korrektur messen. Lediglich für satellitengestützte Sensoren, die als größtes $\lambda = 5$ cm besitzen, ist eine solche Korrektur notwendig.

T_B ist definiert als das Produkt der Emissivität und der Temperatur der Bodenoberfläche (in [°K]). Nach getrennter Erfassung der Temperatur der Bodenoberfläche lässt sich die Mikrowellenemissivität berechnen, deren Werte zwischen 0,6 und 0,95 liegen. Die Reflektivität wiederum ist definiert als 1 - Emissivität, wodurch die Verbindung zu den Fresnel-Gleichungen und damit der Bodenfeuchte hergestellt wird. JACKSON (1993) stellt ein Modell vor, in dem Bodentextur, Oberflächenrauigkeit und Temperatur zur Bestimmung der Bodenfeuchte berücksichtigt werden.

Der Vegetationseinfluss zeigt sich durch ein Abschwächen der Kontraste zwischen trockenem und feuchtem Boden. Dieser Einfluss nimmt aber mit größerer Wellenlänge ab und lässt sich durch Einbeziehung eines Pflanzenwasserparameters berücksichtigen (JACKSON ET AL., 1996).

2.3.2 Aktive Mikrowellen

Aktive Mikrowellen messen den Rückstreukoeffizienten σ^0 aus abgesandter und empfangener Strahlung. σ^0 ist abhängig von (ULABY ET AL., 1986):

- Polarisierung
- Einfallswinkel
- Frequenz
- Oberflächenrauigkeit
- dielektrischen Eigenschaften des Bodens

Die vom Sensor abgeschickten Signale sind in der Regel linear polarisiert, entweder horizontal (H) oder vertikal (V). Da auch der Empfang des abgesandten Signals polarisiert erfolgt, sind Kombinationen (abgeschickt/empfangen) der Polarisierung in der Form von HH, VV, HV und VH möglich. Modernere Systeme sind in der Lage, all diese Kombinationen gleichzeitig aufzuzeichnen.

Die Ermittlung der Bodenfeuchte erfolgt über empirische, halb-empirische oder theoretische Modelle. Die empirischen Modelle sind Regressionsmodelle zwischen σ^0 und der Bodenfeuchte, die nicht auf andere Untersuchungsgebiete übertragbar sind. Die halb-empirischen Modelle stützen sich auf theoretische Modelle und Anpassungskoeffizienten aus eigenen Feldmessungen. Neben der Dielektrizitätskonstante ϵ werden Boden- und Oberflächenparameter (z.B. Rauigkeit) genutzt, die unter hohem Aufwand in Feldversuchen ermittelt werden müssen.

Vegetationseinflüsse können bei der Bestimmung der Bodenfeuchte nicht einwandfrei eliminiert werden. Daher gelten die zur Zeit benutzten Algorithmen nur für unbedeckten oder geringfügig bedeckten Boden, was deren Einsatzmöglichkeiten stark einschränkt.

2.3.3 Vor- und Nachteile

Der Einsatz von Mikrowellen in der Fernerkundung wird durch eine Reihe von Sensoren ermöglicht. Diese werden auf verschiedenen Plattformen eingesetzt, von bodengestützten Sensoren auf Masten oder LKWs, über Ballons und Flugzeuge bis hin zu Satelliten. Dabei werden Wellenlängen zwischen 1 und 100 cm eingesetzt. Tabelle 2.2 zeigt die Charakteristika der gebräuchlichsten Mikrowellenbänder¹. Mikrowellensensoren nutzen je nach Plattform

Tab. 2.2: Charakteristika der gebräuchlichsten Mikrowellenbänder

Band	Frequenz [MHz]	Wellenlänge λ [cm]
K- α	40000 - 26000	0.8 - 1.1
K	26500 - 18500	1.1 - 1.7
X	12500 - 8000	2.4 - 3.8
C	8000 - 4000	3.8 - 7.5
L	2000 - 1000	15 - 30
P	1000 - 300	30 - 100

unterschiedliche Systeme. Das am weitesten verbreitete System ist die *Synthetic Aperture Radar* (SAR) Technologie. Bei diesem System wird die Bewegung der Plattform genutzt, um größere Antennen simulieren zu können, wodurch es sich sehr effizient auf größeren Flächen anwenden lässt (JACKSON ET AL., 1996). Der Einsatz von flugzeuggestütztem SAR bietet die Nutzungsmöglichkeit größerer Wellenlängen, welche von keinem Satelliten geliefert werden. Die bekanntesten flugzeuggestützten Systeme sind der *Pushbroom Microwave Radiometer* (PBMR) und der *Electronically Scanned Thinned Array Radiometer* (ESTAR) der NASA, die passive Sensoren nutzen und beide in der *Washita '92-Studie* (MATTIKALLI ET AL., 1996) zum Einsatz kamen. Zu den aktiven Sensoren zählen neben dem SAR z.B. der AIRSAR (AIRborne Synthetic Aperture Radar) der NASA oder der E-SAR (Experimental airborne Synthetic Aperture Radar) der DLR. Zusätzlich zur besseren geometrischen Auflösung weisen die flugzeuggestützten Sensoren gegenüber den satellitengestützten den Vorteil der multiplen Polarisationen auf.

Die wichtigsten satellitengestützten Mikrowellensysteme sind die europäischen ERS-1 (*European Resources Satellite*) und ERS-2, der japanische JERS-1, der US-amerikanische SSM/I (*Special Sensor Microwave Imager*) und der kanadische RADARSAT. Sie bieten entweder eine akzeptable räumliche Auflösung wie z.B. die ERS-1, ERS-2 ($\leq 30\text{m}$) bzw. der JERS-1 (18m) in Verbindung mit einem Überfliegungszyklus von 35 bzw. 46 Tagen oder aber einen

¹Die Mikrowellenbänder decken analog zu den Kanälen jeweils einen Teilbereich des elektromagnetischen Spektrums ab (siehe Tabelle 2.2).

Vegetationseinflüsse können bei der Bestimmung der Bodenfeuchte nicht einwandfrei eliminiert werden. Daher gelten die zur Zeit benutzten Algorithmen nur für unbedeckten oder geringfügig bedeckten Boden, was deren Einsatzmöglichkeiten stark einschränkt.

2.3.3 Vor- und Nachteile

Der Einsatz von Mikrowellen in der Fernerkundung wird durch eine Reihe von Sensoren ermöglicht. Diese werden auf verschiedenen Plattformen eingesetzt, von bodengestützten Sensoren auf Masten oder LKWs, über Ballons und Flugzeuge bis hin zu Satelliten. Dabei werden Wellenlängen zwischen 1 und 100 cm eingesetzt. Tabelle 2.2 zeigt die Charakteristika der gebräuchlichsten Mikrowellenbänder¹. Mikrowellensensoren nutzen je nach Plattform

Tab. 2.2: Charakteristika der gebräuchlichsten Mikrowellenbänder

Band	Frequenz [MHz]	Wellenlänge λ [cm]
K- α	40000 - 26000	0.8 - 1.1
K	26500 - 18500	1.1 - 1.7
X	12500 - 8000	2.4 - 3.8
C	8000 - 4000	3.8 - 7.5
L	2000 - 1000	15 - 30
P	1000 - 300	30 - 100

unterschiedliche Systeme. Das am weitesten verbreitete System ist die *Synthetic Aperture Radar* (SAR) Technologie. Bei diesem System wird die Bewegung der Plattform genutzt, um größere Antennen simulieren zu können, wodurch es sich sehr effizient auf größeren Flächen anwenden lässt (JACKSON ET AL., 1996). Der Einsatz von flugzeuggestütztem SAR bietet die Nutzungsmöglichkeit größerer Wellenlängen, welche von keinem Satelliten geliefert werden. Die bekanntesten flugzeuggestützten Systeme sind der *Pushbroom Microwave Radiometer* (PBMR) und der *Electronically Scanned Thinned Array Radiometer* (ESTAR) der NASA, die beide in der *Washita'92-Studie* (MATTIKALLI ET AL., 1996) zum Einsatz kamen. Neben diesen passiven Sensoren gibt es eine Reihe von aktiven Sensoren, wie den AIRSAR (AIRborne Synthetic Aperture Radar) der NASA oder den E-SAR (Experimental airborne Synthetic Aperture Radar) der DLR. Zusätzlich zur besseren geometrischen Auflösung weisen die flugzeuggestützten Sensoren gegenüber den satellitengestützten den Vorteil der multiplen Polarisationen auf.

Die wichtigsten satellitengestützten Mikrowellensysteme sind die europäischen ERS-1 (*European Resources Satellite*) und ERS-2, der japanische JERS-1, der US-amerikanische SSM/I (*Special Sensor Microwave Imager*) und der kanadische RADARSAT. Sie bieten entweder eine akzeptable räumliche Auflösung wie z.B. die ERS-1, ERS-2 ($\leq 30\text{m}$) bzw. der JERS-1 (18m) in Verbindung mit einem Überfliegungszyklus von 35 bzw. 46 Tagen oder aber einen

¹Die Mikrowellenbänder decken analog zu den Kanälen jeweils einen Teilbereich des elektromagnetischen Spektrums ab (siehe Tabelle 2.2).

täglichen Überfliegungszyklus, kombiniert mit einer räumlichen Auflösung von 50 km wie der *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I).

Ihnen gemeinsam ist die Nutzung von jeweils einem Band und einer Polarisation. Der Vorteil dieser Technologie besteht darin, dass die Mikrowellen wetterunabhängig sind und damit auch bei bewölktem Himmel operieren können. Größere Wassertropfen erzeugen in bestimmten Frequenzen eine Rückstreuung, ein Effekt, der für den Niederschlagsradar genutzt wird. Die aktiven Mikrowellen sind unabhängig von einer externen Strahlungsquelle, so dass sie auch nachts eingesetzt werden können. Ein Problem der passiven Mikrowellen ist die geometrische Auflösung. Bei vorgegebener Antennengröße und steigender Wellenlänge und Höhe nimmt die räumliche Auflösung ab, d.h. die räumliche Auflösung im L-Band für einen Satelliten wäre ca. 100 km (JACKSON ET AL., 1996) bis 10 km unter Verwendung eines *Synthetic Aperture Thinned Array Radiometer* (LE VINE ET AL., 1994).

Einer der Haupteinsatzbereiche der Radartechnologie besteht in der Erschließung topographischer Informationen, da die Wellenlängen im L- und im P-Band weniger von Vegetation beeinflusst werden. SCHMULLIUS & EVANS (1997) berichten über den Einsatz des SIR-C/X-SAR (*Shuttle Imaging Radar - C/X-Band Synthetic Aperture Radar*), unter anderem zur Erstellung eines digitalen Geländemodells des Ätna.

Für hydrologische Fragestellungen außerhalb der Topographie wird die Fernerkundung mittels Mikrowellen zur Bestimmung von Bodenfeuchteverteilungen genutzt. Hierbei kommen sowohl passive als auch aktive Mikrowellen zum Einsatz. Beiden Techniken gemeinsam ist die theoretische physikalische Grundlage zur Bestimmung von Bodenfeuchteverteilungen.

Durch die Mikrowellen wird ein Signal gemessen, aus dem sich unter anderem die Dielektrizitätskonstante² ϵ ableiten lässt. Diese hat für Luft und trockene Bodenteilchen Werte von $\epsilon = 1$ bzw. $\epsilon = 5$. Für Wasser hingegen liegt der Wert bei 80 (für Wellenlängen größer 5 cm (JACKSON ET AL., 1996)) und unterscheidet sich deutlich von den beiden anderen.

Die Dielektrizitätskonstante hängt von den Volumenanteilen der einzelnen Komponenten ab. Es wurden vier Komponenten identifiziert (JACKSON ET AL., 1996), die für die Berechnung von ϵ für Boden berücksichtigt werden müssen: Luft, Bodenteilchen, gebundenes und freies Bodenwasser. Daher werden Kenntnisse der Bodentextur benötigt, um anhand des integralen ϵ (Luft, Bodenteilchen, Bodenwasser) die volumetrische Bodenfeuchte schätzen zu können.

2.3.4 Mikrowellen und Oberbodenfeuchte: Untersuchungsergebnisse aus der Literatur

BENALLEGUE ET AL. (1994) berichten vom Einsatz des mit dualen Frequenzen (C und X Band) und dualer Polarisierung ausgestatteten französischen ERASME Radars während der sogenannten Agriscatt'88 Kampagne. Die Korrelation zwischen Rückstreukoeffizienten und gemessener Bodenfeuchte ergibt für Weizenfelder gute Anpassungen, für Mais jedoch ergibt sich zwischen Bodenfeuchte und σ^0 keine Beziehung. Im Rahmen derselben Kampagne

²Die Dielektrizitätskonstante einer Substanz ist das Maß für die Abnahme der Feldstärke um ein geladenes Teilchen, das in diese Substanz eingebettet ist, verglichen mit der Feldstärke, die von dem geladenen Teilchen im Vakuum ausgeht (LOWRY & RICHARDSON, 1980).

werden ERS-1 Daten für das gesamte Orgeval-Einzugsgebiet mit den gemittelten Bodenfeuchtemessungen an 4 Messtagen verglichen. Damit wird die Möglichkeit aufgezeigt, den gemittelten Feuchtezustand auf Einzugsgebietsebene mit ERS-1 Daten zu charakterisieren.

VAN OEVELEN (1998) bezeichnet die passiven Mikrowellen als generell geeigneter für die Bestimmung der Bodenfeuchte, da der Einfluss der Vegetation bei den passiven Mikrowellen vernachlässigbar ist. Im Gegensatz dazu spielt bei den aktiven Mikrowellen zusätzlich die Oberflächenrauheit eine entscheidende Rolle.

TROUFLEAU ET AL. (1996) unterstreichen die Notwendigkeit radiometrischer Korrekturen zum Ausgleich von Reliefeinflüssen auf die SAR-Daten des ERS-1. Es gelingt ihnen durch Kalibrierung der Pixel, entsprechend der jeweiligen Fläche der Rückstreuung, eine Beziehung zur gemessenen volumetrischen Bodenfeuchte in den oberen 5 cm der Bodenschicht aufzustellen. Unter der Annahme, dass die stark variablen Einflüsse der Oberflächenrauheit und der Vegetation zeitlich konstant bleiben, stellen die Autoren Karten der zeitlichen Entwicklung der Bodenfeuchte auf, die jedoch noch nicht verifiziert werden konnten.

SU (1996) analysierte für das Sauer-Einzugsgebiet sowohl SSM/I des *Defense Meteorological Satellite Program* DMSP, als auch ERS-1 SAR Daten zur Bestimmung von hydrologischen Parametern, wie Schneedecken und Bodenfeuchte. Es gelang ihm einen Algorithmus zur Ermittlung von Schneedeckenkarten anhand von SSM/I-Daten zu entwickeln, doch zeigten sich die gefundenen Korrelationskoeffizienten zwischen *Brightness Temperature* und Schneehöhen bzw. Bodenfeuchte als unzureichend für eine direkte Regressionsbeziehung. SU vermutete die grobe Auflösung des SSM/I als Grund für die schlechte Übereinstimmung. Für die ERS-1 SAR-Daten zeigte sich, dass der Rückstreuungskoeffizient über stark bewachsenen Einzugsgebieten stärker von der Oberflächenrauheit und der Vegetationsdecke, als von der Bodenfeuchte abhängt.

MATTIKALLI & ENGMAN (1997) nutzten im Rahmen des Projektes *Little Washita Watershed* (Washita '92-Studie) ESTAR Daten (L Band, 1,4 GHz, $\lambda = 21$ cm) zur Bestimmung von bodenhydraulischen Parametern unter Einbeziehung eines physikalisch basierten hydrologischen Modells und eines GIS-Programmpakets. Es konnten bodenartspezifische Beziehungen zwischen den durch Fernerkundung bestimmten zeitlichen Bodenfeuchteänderungen und den profilmittelten gesättigten Leitfähigkeiten K_{sat} erzielt werden.

SIMMONDS & BURKE (1998) unterstreichen die besondere Eignung größerer Wellenlängen für die Bodenfeuchtebestimmung aufgrund der größeren Eindringtiefen (bis zu 21 cm für das L-Band) und der geringeren Beeinflussung durch aktive oder abgestorbene Vegetation. Weiterhin fanden sie heraus, dass die gewöhnlich zur Ermittlung der Bodenfeuchte herangezogene Integrationstiefe von meist 2-5 cm für das L-Band eher willkürlich erscheint, da ein signifikanter Beitrag zur Oberbodenfeuchte auch aus größeren Tiefen stammt. Die Autoren unterstreichen, dass je nach Bodenwassergehalt die Eindringtiefe für das L-Band zwischen 8 und 20 cm variieren kann. Die empirischen Beziehungen zwischen der *apparent emissivity* e_{app} und dem Oberbodenwassergehalt θ_{0-2cm} haben große Streubreiten und variieren mit den verschiedenen Bodentypen. Die Autoren erklären dies dadurch, dass durch unterschiedliche Korngrößenverteilungen das Verhältnis von freiem zu gebundenem Bodenwasser

und folglich auch die Beziehungen zwischen den dielektrischen Eigenschaften und dem Bodenwassergehalt bodenartabhängig ist. Hinzu kommt, dass als Referenzwert die über ein Profil gemittelte Bodenfeuchte herangezogen wird, die jedoch sehr unterschiedlichen Bodenfeuchteprofilen entsprechen kann. Sie kommen zu dem Schluss, dass die Beziehung zwischen θ_{0-2cm} und e_{app} je Boden für eine Vielfalt von atmosphärischen Randbedingungen und auch über einen Abtrockenzyklus hin als sehr stabil zu bezeichnen ist.

WANG ET AL. (1994) untersuchten die Anwendungsmöglichkeit halb-empirischer Modelle auf die SIR-C Beobachtungen des *Little Washita Watershed* in Oklahoma im April 1994. Es zeigte sich auch hier ein Zusammenhang zwischen gemessener und geschätzter Bodenfeuchte, doch ergaben sich je nach angewandtem Modell erhebliche Streuungen. Die Autoren weisen auf den weiteren Forschungsbedarf zur Kalibrierung der Radardaten hin.

Zusammenfassung

Eine Vielzahl von Studien zeigt das Potential von passiven und aktiven Mikrowellen hinsichtlich der Bestimmung von Bodenfeuchteverteilungen auf (SCHMUGGE & JACKSON, 1994; JACKSON ET AL., 1996; MATTIKALLI & ENGMAN, 1997; SIMMONDS & BURKE, 1998). Dennoch bleibt festzustellen, dass die Mikrowellentechnologie aufgrund der engen Randbedingungen (Gültigkeit der abgeleiteten Beziehungen nur für vegetationslosen oder wenig bedeckten Boden) sowie der Komplexität der Dateninterpretation (Einflüsse von Oberflächenrauheit, Geometrie und Bodentextur) noch weit von einem operationellen System entfernt ist (RANGO & SHALABY, 1998). Um die Vorteile der aktiven und passiven Mikrowellentechnologie nutzen zu können, müssen zukünftige Systeme mit Sensoren beider Art ausgestattet sein (JACKSON ET AL., 1996; RANGO & SHALABY, 1998).

Ein weiterer Aspekt, der dem operationalen Einsatz der Mikrowellentechnik entgegensteht, ist der hohe Kostenaufwand, der mit der flugzeuggestützten Anwendung (für hohe räumliche Auflösung) verbunden ist. Der Einsatz derartiger Radarsysteme bleibt daher meist auf Forschungszwecke beschränkt. Aus diesen Gründen konnten Mikrowellensysteme in diesem Vorhaben nicht eingesetzt werden.

2.4 Landsat Thematic Mapper: Vor- und Nachteile

Landsat TM 5 gehört zu den Landsat Erdbeobachtungssatelliten der US-amerikanischen National Aeronautics and Space Administration (NASA). Im Rahmen des Programmes *Earth Resources Technology Satellite* entwickelte die NASA seit 1967 insgesamt 7 Satelliten, der erste wurde 1972 auf seine Umlaufbahn gebracht. Ziel dieser Technologie war es, Informationen über die Landbestandteile der Erdoberfläche zu gewinnen (1978 wurde parallel das Programm SEASAT gestartet). Landsat 6, ausgestattet mit dem *Enhanced Thematic Mapper Sensor*, fiel wenige Tage nach seinem Start 1993 aus. Am 15. April 1999 startete Landsat 7, der als eine Weiterentwicklung den *Enhanced Thematic Mapper Plus Sensor* an Bord hat. Zusätzlich zum neuen Sensor wurde die räumliche Auflösung des thermischen Kanals von bisher 120 m auf 60 m verbessert und ein panchromatischer Kanal mit einer Auflösung von 15 m eingeführt.

Landsat TM 5 ist seit dem 1. März 1984 im Einsatz und liefert trotz seiner vergleichsweise geringen räumlichen Auflösung von 30 m, aufgrund seiner relativ hohen spektralen Auflösung von 7 Kanälen, immer noch eine unersetzliche Datenfülle. Die Datenerhebung erfolgt über ein optisch-mechanisches Abtastsystem, welches über einen quer zur Flugrichtung oszillierenden Spiegel die Erdoberfläche gleichzeitig in 7 spektralen Kanälen und in 16 Zeilen je Spiegelbewegung beobachtet. Die 7 Kanäle des Landsat TM 5 werden im folgenden näher beschrieben:

Kanal 1: 0,45 - 0,52 μm (blau) Dieses Fenster befindet sich zwischen dem Maximum der Reflexion klaren Wassers und der unteren Grenze der blauen Absorption des grünen Chlorophylls durch gesunde Vegetation. Wellenlängen kleiner als 0,45 μm sind sehr empfindlich für atmosphärische Störungen. Unterscheidung Böden/Vegetation, Ozeanographie.

Kanal 2: 0,52 - 0,60 μm (grün) Maximum der Grünreflexion durch die Vegetation. Unterscheidung verschiedener Vegetationstypen

Kanal 3: 0,63 - 0,69 μm (rot) Bereich der Chlorophyllabsorption durch gesunde Vegetation. Die obere Grenze von 0,69 μm ist von besonderer Bedeutung, da hier der Spektralbereich zwischen 0,68 und 0,75 μm beginnt, in dem *Vegetation Reflectance Crossovers* stattfinden, die die Genauigkeit von Vegetationsuntersuchungen stark beeinträchtigen. Unterscheidung Böden/Vegetation

Kanal 4: 0,76 - 0,90 μm (nahes infrarot) Abstrahlung durch die Vegetation, aber auch durch Böden. Dieser Kanal reagiert sehr stark auf die Menge der Biomasse in einer Szene und ist daher sehr nützlich für Feldfrüchterkennung. Weiterhin verstärkt er die Unterschiede zwischen Boden und Feldfrüchten sowie Land und Wasser.

Kanal 5: 1,55 - 1,75 μm (mittleres infrarot) Feuchtezustand der Vegetation, aber auch Bodenfeuchte.

Kanal 6: 10,4 - 12,5 μm (thermales infrarot) Dieser Kanal misst die von Oberflächen abgegebene Menge an infraroter Strahlung. Die gemessene Energie setzt sich aus der emissiven und der wahren oder kinematischen Temperatur der Oberfläche zusammen. Die geometrische Auflösung dieses Kanals beträgt 120×120 m.

Kanal 7: 2,08 - 2,35 μm (mittleres infrarot) Unterscheidung von Mineralien und Gestein sowie hydrothormaler Veränderungen.

Auf einer Umlaufbahn in einer Höhe von 705 km überfliegt der Satellit alle 16 Tage die gleiche Oberfläche, so dass ca. 20 Landsat Aufnahmen eines Ortes pro Jahr entstehen. Diese relativ geringe Wiederholungsrate ist einer der Hauptnachteile des Landsat Systems, da mit dieser zeitlichen Auflösung lediglich Phänomene mit sehr geringer temporärer Variabilität repräsentiert werden können. Außerdem wird die Nutzung des durch Landsat abgedeckten Spektralbereichs durch Wolken verhindert, wodurch die Anzahl der auswertbaren Szenen

weiter eingeschränkt wird. Gegenüber den Satellitensystemen, die eine höhere Wiederholungsrate haben, besitzt Landsat TM jedoch eine wesentlich höhere geometrische Auflösung (DMSP liefert bis zu 2 Aufnahmen pro Tag, jedoch mit einer Auflösung von 50 km).

Im Vergleich zum französischen SPOT (*Système Probatoire d'Observation de la Terre*) ist die räumliche Auflösung von Landsat TM eher schlecht (10 bzw. 20 m für SPOT gegenüber 30 m für Landsat TM), doch spricht hierbei der größere Spektralbereich für Landsat. Dieser Spektralbereich wird nur von flugzeuggestützten multispektralen Scannern oder den sogenannten hyperspektralen Scannern überboten. Systeme wie z.B. AVIRIS (*Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer*) (VAN DER MEER & BAKKER, 1997) liefern bis zu 224 Kanäle und werden vor allem für geologische oder geophysikalische Fragestellungen eingesetzt. Damit stehen sie allein schon aufgrund des hohen Kostenaufwandes nicht in Konkurrenz zu Landsat.

Ein weiterer Vorteil ist die Tatsache, dass durch die nun langjährige Archivierung der Landsat TM Daten ein Datenpool entstand, der es ermöglicht, weltweit mit geringem Kostenaufwand Fernerkundungsdaten zu erhalten. So kostet eine aktuelle Landsat Vollszene³ ca. 4400 US\$, eine Vollszene älter als 10 Jahre ca. 500 US\$ (USGS, 1999). Die NASA hat es sich zur Aufgabe gemacht, das nunmehr über 25 Jahre laufende Landsat Programm auch weiterhin fortzusetzen, so dass die geplanten Preise für die Landsat 7 Produkte ebenfalls in den heute gültigen Größenordnungen liegen werden (USGS, 1997).

2.5 Wahl des Fernerkundungssystems

Das Projekt, in dessen Rahmen diese Arbeit entstanden ist, kann als typisch für die Situation in vielen Entwicklungsländern angesehen werden. Die zu bearbeitenden Fragestellungen hinsichtlich der Erfassung der Wasser- und Bodenressourcen betreffen zumeist große Gebiete mit schlechter Datenlage. Für genau diese Problematik stellt Landsat TM die geeignete Kombination aus großer Flächendeckung, relativ hoher Auflösung und Abdeckung eines weiten Spektralbereichs dar. Durch die gute Verfügbarkeit der Daten und die im Vergleich zu anderen Systemen relativ geringen Kosten bietet sich Landsat TM als günstige Ergänzung zu herkömmlichen Datenerhebungen an. Aus diesen Gründen wurde für das Projekt Landsat TM als Quelle der Fernerkundungsdaten gewählt.

2.6 Methoden der Datenverarbeitung

Nach BÄHR & VÖGTLE (1998) hängt der Informationsgehalt von Satellitenbilddaten vom Aufnahmezeitpunkt, dem aufgenommenen Gebiet, der Lage der Spektralkanäle im elektromagnetischen Spektrum sowie der Abbildung der spektralen Reflexion ab. Die Auswertung der vom Satelliten gelieferten Rohinformation kann einerseits durch visuelle Interpretation

³Landsat TM Daten werden entweder als Vollszenen, d.h. mit einer abgedeckten Fläche von 185×172 km, oder aber als $\frac{1}{4}$ -Szene mit einer Fläche von ca. 90×90 km, vermarktet.

analog zur Luftbildauswertung erfolgen und andererseits durch rechnergestützte Verfahren. Diese sogenannten numerischen Auswerteverfahren unterscheiden die Pixel⁴ einer Szene nach ihrer Lage im n-dimensionalen Merkmalsraum, wobei n der Anzahl der Kanäle⁵ entspricht. Die numerischen Auswerteverfahren lassen sich in überwachte und unüberwachte Klassifizierungen unterteilen (BAUMGART, 1991).

2.6.1 Überwachte Klassifizierungen

Die Methode der überwachten Klassifizierung geht von den semantischen Klassen aus, d.h. es wird ein *a-priori-Wissen* in die Klassifizierung eingebracht. Dieses Verfahren wird vor allem für Landnutzungs- bzw. Bodenklassifizierungen angewandt. Nach der Festlegung der zu identifizierenden Klassen erfolgt die Ausweisung von Trainingsgebieten, also Bereichen mit möglichst homogenen Bildelementen, die einer bestimmten Klasse zuzuordnen sind. Über diese Trainingsgebiete wird unter der Forderung einer Gaußverteilung der Grauwerte⁶ die Statistik erstellt. Danach werden die für die Trainingsgebiete ermittelten statistischen Parameter unter Anwendung eines Klassifizierungsverfahrens auf das Gesamtbild übertragen.

Das wichtigste Klassifizierungsverfahren ist das Maximum-Likelihood-Verfahren (ALBERTZ, 1991): für jedes Pixel wird die Wahrscheinlichkeit der Zugehörigkeit zu jeder Klasse berechnet und das Bildelement schließlich der Klasse mit der größten Wahrscheinlichkeit zugeordnet. Bildelemente, die keiner Klasse zuzuordnen sind, werden in einer separaten Klasse zusammengefasst. Ist der Anteil solcher nicht klassifizierter Pixel sehr groß, sollte eine weitere Klasse eingeführt und das Verfahren wiederholt werden. Je nach Größe der zu unterscheidenden Objekte und der räumlichen Auflösung des gewählten Fernerkundungssensors ist die Klassifizierung nicht immer eindeutig möglich, so dass Mischklassen entstehen, deren Zuordnung nicht immer möglich ist. Es gibt eine Reihe von Problemen, die beim Versuch eine möglichst exakte Klassifizierung zu erstellen auftreten können. Stellvertretend seien hier nur drei genannt (BLASCHKE & LANG, 1999):

- Einzelne Pixel in ansonsten homogenen Gebieten fallen in eine andere Klasse
- Es gibt Überschneidungen zwischen bestimmten Klassen
- Es gibt trotz bestmöglicher Klassifikation offensichtliche Fehlklassifizierungen

2.6.2 Unüberwachte Klassifizierungen

Bei den unüberwachten Klassifizierungen erfolgt die Zuordnung der Bildelemente zu einzelnen Klassen gemäß eines Unterscheidungskriteriums (Histogrammunterteilung, Euklidische Distanz, etc.). Die derart identifizierten Klassen werden je nach Methode zusammengefasst

⁴Ein Pixel (engl.: picture element) ist die kleinste Bildeinheit, also ein Rasterelement.

⁵Ein Kanal entspricht dabei einem Frequenzintervall, in dem die Strahlung durch den Sensor erfasst wird (vgl. Abschnitt 2.4).

⁶Unter Grauwerten versteht man die graphische Darstellung der Spektralinformation. Diese wird häufig auf das 8-Bit-Format transformiert, so dass ein Wert zwischen 0 und 255 auf einer Grauskala dargestellt werden kann.

und dann auf das Gesamtbild übertragen. Die somit erzielte Klassifizierung entspricht einer Unterscheidung nach spektralen Eigenschaften, die nicht immer den gewünschten semantischen Klassen entsprechen (JENSEN, 1986). Die zugehörigen semantischen Klassen (z.B. Landnutzungsklassen) müssen in einem weiteren Schritt den spektralen Klassen zugeordnet werden.

Der Vorteil einer solchen Vorgehensweise liegt darin, dass eine feinere Unterteilung der Rohinformation erfolgt. Durch das Fehlen einer bereits festgelegten Klasseneinteilung kann die vorhandene Rohinformation in ihrer Gesamtheit genutzt werden, d.h. man betrachtet unvoreingenommen die erarbeiteten Strukturen. Problematisch kann aber die Zuordnung der semantischen Klassen werden, da unerwartete Klassen vorkommen können. Dies ist im Falle von Mischpixeln möglicherweise unerwünscht, auf der anderen Seite können sich aber auch am Boden nicht identifizierte semantische Klassen bilden, welche zu neuen Erkenntnissen führen. Zusätzliche Informationen oder Feldbegehungen können die semantische Beschreibung dieser Klassen ermöglichen.

Die unüberwachte Klassifizierung bietet sich dann an, wenn nur unzureichende Geländekenntnisse zur Verfügung stehen. Der notwendige Aufwand für die Feldbegehungen kann durch dieses Verfahren auch für große Gebiete sehr beschränkt werden.

2.7 Bodenklassifikation nach physikalischen Eigenschaften

Zielsetzung der Klassifizierung der in dieser Arbeit genutzten Landsat TM Daten ist die Identifikation unterschiedlicher Bodenklassen⁷, die dann als Inputgröße für hydrologische Fragestellungen dienen sollen. Die hierfür gewählte Vorgehensweise entspricht jedoch keinem der im Abschnitt 2.6 beschriebenen Verfahren.

So ist die unüberwachte Klassifizierung basierend auf statistischen Abständen zwar geeignet die Hauptklassen zu identifizieren, jedoch ist eine detaillierte Bodenkartierung mit dieser Methode nicht möglich (VOGT & VOGT, 1991).

Die überwachten Klassifizierungen hingegen unterscheiden nach einer im Vorfeld festgelegten Anzahl von Klassen, deren Inhalt durch vorhandenes *a-priori-Wissen* definiert wurde. Diese Vorgehensweise erfordert sehr detaillierte Informationen über die im Projektgebiet herrschenden Bodenverhältnisse.

Interessiert man sich aus hydrologischer Sicht für die physikalischen Eigenschaften der Böden, so steigt die Schwierigkeit, entsprechende Informationen zu erhalten, da z.B. pedologische Karten (soweit vorhanden) diese Eigenschaften meist nicht berücksichtigen.

Versucht man durch ausgedehnte Feldbegehungen eine möglichst große Anzahl von Bodenklassen im Vorfeld zu identifizieren, so entstehen die folgenden Probleme (GOMER & VOGT,

⁷Im Rahmen dieser Arbeit wird unter dem Begriff Bodenklasse eine Einheit verstanden, die hinsichtlich ihrer spektralen Eigenschaften als zusammengehörig identifiziert werden kann. Damit weicht diese Art der Unterteilung von der pedologischen, zumeist genetischen Definition der Bodenklasse ab.

1998): es existiert eine Diskrepanz zwischen der visuellen Geländeanalyse und der Pixelgröße vom 900 m² der Landsat Aufnahmen. Der Satellit liefert einen integralen Wert der Spektralinformation, jedoch lassen sich über die Art der Integration durch den Fernerkundungssensor keine Aussagen treffen. Die Unterscheidung der Klassen erfolgt aufgrund ihrer Spektralwerte, die im Falle des Landsat TM nur zur Hälfte aus dem sichtbaren Spektralbereich stammen. Selbst bei Nutzung eines Radiometers bleibt das Problem der integralen Messung von 900 m² bestehen. Es ist folglich unmöglich, ausreichende Felddaten zu erheben, um alle physikalischen Variationen wiederzugeben, die in einer Klasse enthalten sind.

Um für eine überwachte Klassifizierung Testgebiete ausweisen zu können, müssen analog zur Photointerpretation homogene Bereiche aus der Falschfarbendarstellung⁸ identifiziert werden. Dabei zeigt sich, dass das Falschfarbendarstellung der Hauptkomponenten (HK) einen größeren Informationsgehalt hat, als die Falschfarbendarstellung von drei einzelnen Kanälen.

Die üblichen Klassifikationsmethoden basieren auf einer Multinormalitätshypothese. Aus thematischer Sicht kann diese Bedingung jedoch nicht akzeptiert werden, da Stichproben, die im gewählten Gebiet nur gering repräsentiert sind, leicht vernachlässigt werden. Jedoch ist für geographische Objekte ihr Gewicht vollkommen unabhängig von ihrer Auftretensfrequenz. Daher wird im folgenden Abschnitt als alternatives Vorgehen am Beispiel von Landsat TM Daten die Klassifikation per schrittweiser Diskriminanzanalyse und einer Zuordnung der Klasseninhalte *a posteriori* vorgestellt (vgl. Abb 2.4).

2.7.1 Schrittweise Diskriminanzanalyse

Der erste Schritt dieses Vorgehens besteht aus einer Hauptkomponententransformation der 6 Landsat TM Kanäle unter Verwendung des Software-Pakets CARTEL (HIRSCH & SCHNEIDER, 1983). Diese auch Karhunen-Loève (K-L) Transformation genannte Umwandlung führt zu orthogonalen Hauptkomponenten (MOIK, 1980).

Angewandt auf die 6 Landsat TM Kanäle, lassen sich 3 Hauptkomponenten identifizieren, die meist über 97% der auftretenden Varianz erklären. Dies ermöglicht die Darstellung von nahezu der kompletten spektralen Information in einem Falschfarbendarstellung ohne Redundanz.

Im Rahmen der eigentlichen Diskriminanzanalyse werden die Trainingsgebiete (Stichproben) aus diesen Falschfarbendarstellungen der Faktoren gewählt. Es werden alle Oberflächentypen, d.h. alle auftretenden Farbschattierungen und somit alle Typen radiometrischen Verhaltens aufgenommen, die im Falschfarbendarstellung der Faktoren auftreten. Die entsprechenden Werte werden aus den ursprünglichen 6 Kanälen gesammelt und in die Klassifikationsmatrix aufgenommen. Die statistische Analyse ist eine multivariate Analyse, für die die sechs radiometrischen Kanäle die sechs Klassifikationsvariablen darstellen. Für jede Stichprobe werden Mittelwert und Standardabweichung für alle Kanäle berechnet und die Ausgangsdaten in kanonische Variablen unter Zuhilfenahme des Programmpakets *Bio Medical Data Package* (BMDP, 1992) umgerechnet.

⁸Man spricht von einer Falschfarbendarstellung, da der Kanal 4, welcher in starkem Maße auf die Vegetation anspricht, als Rotanteil des Bildes dargestellt wird, wodurch die Vegetation als rote Flächen erkennbar ist.

Diese Vorgehensweise ähnelt einer Hauptkomponentenanalyse, sie verstärkt die Unterscheidung zwischen den Klassen und minimiert die Varianz innerhalb der Klassen. Die Diskriminanzanalyse wird als schrittweise bezeichnet, da die einzelnen Variablen nacheinander zur Bestimmung der Klassen herangezogen werden. Abhängig vom Maß der durch sie erklärten Varianz werden die Variablen hierarchisiert und nacheinander die jeweilige Klassifizierungsfunktion berechnet.

Bei der darauffolgenden Klassifizierung wird nun jedes Pixel der Klasse zugeordnet, für die die Klassifizierungsfunktion den höchsten Wert ergab. Im nächsten Schritt werden die zuvor identifizierten Trainingsgebiete mit dem Klassifizierungsergebnis verglichen (PRUNIER, 1992). Jede ausgewählte Stichprobe stellt zuerst eine eigene Klasse dar und wird dann aufgrund der Konfusionsmatrix entweder um die Pixel verkleinert, die einer anderen Klasse zugeordnet wurden oder aber mit anderen Stichproben zu einer Klasse zusammengefasst.

2.8 Ermittlung der Bodenfeuchteverteilung

Neben der in Abschnitt 2.7.1 beschriebenen Nutzung der Hauptkomponententransformation zur Falschfarbendarstellung und folgender Identifikation der Trainingsgebiete für die Bodenklassifikation bieten die erzielten Hauptkomponenten eine weitere, für hydrologische Fragestellungen interessante Information: *die räumliche Bodenfeuchteverteilung*. Diese Information liegt nicht in Form von direkten Feuchtwerten vor, lässt sich aber als ein Feuchteindex beschreiben.

Die grundlegenden Arbeiten für diesen Index gehen auf CRIST & CIGONE (1984) zurück. Sie untersuchten simulierte Landsat TM Spektralkurven von über 1800 Vegetations- und Bodenproben aus Feldversuchen und Labormessungen. Auf diese Datensätze wendeten die Autoren die sogenannte *Tasseled Cap Transformation* an, eine Sonderform der Hauptkomponententransformation. Aufbauend auf analogen Untersuchungen von Landsat MSS Datensätzen konnten sie nachweisen, dass die beiden ersten Hauptkomponenten denen der MSS Daten entsprechen.

Die erste Hauptkomponente gibt die Helligkeit (*Brightness*) wieder, die zweite Hauptkomponente entspricht der Vegetationskonzentration (*Greenness*) und die dritte ist stark mit der Bodenfeuchte (*Wetness*) korreliert. Während die Helligkeits-Hauptkomponente sich durch eine meist positive Korrelation aller Kanäle zueinander auszeichnet, beschreibt die zweite Hauptkomponente den Kontrast zwischen dem nahen Infrarot und den sichtbaren Kanälen. Intensive Vegetation (*healthy green vegetation* (JENSEN, 1986)) absorbiert vor allem im roten Bereich und reflektiert sehr stark im nahen Infrarot.

Die dritte Hauptkomponente dekorreliert die Kanäle des mittleren Infrarots (TM5/TM7) von den restlichen. Sie wurden von den Autoren mit den Bodeneigenschaften in Verbindung gebracht, wobei der Bodenfeuchte der stärkste Einfluss zugeschrieben wurde. Dies ließ sich durch multitemporale Beobachtungen gleicher Bodenarten belegen, die den starken Einfluss der Bodenfeuchte gegenüber den Textureigenschaften hervorhoben. CRIST & KAUTH (1986)

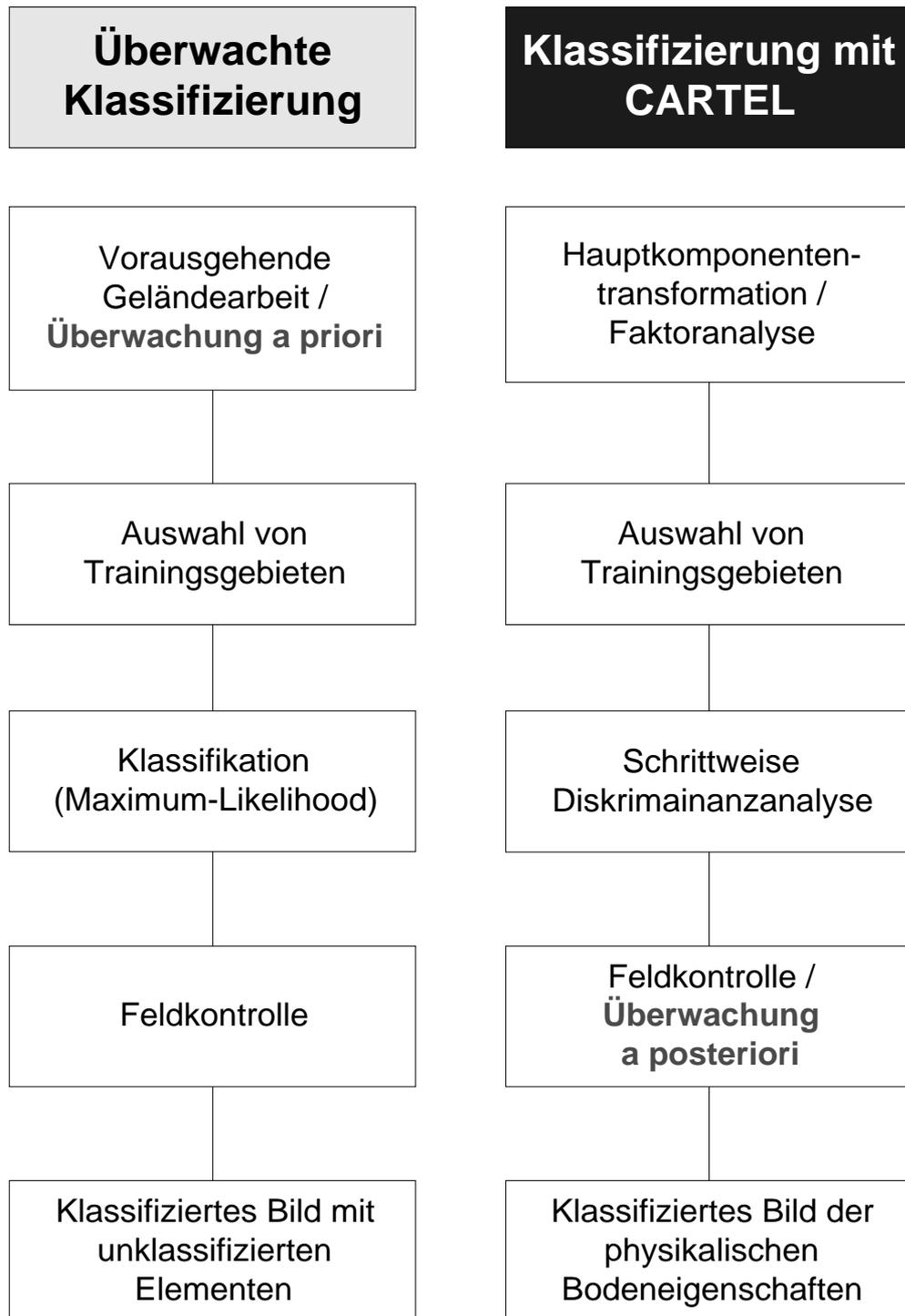


Abb. 2.4: Vergleich Überwachte Klassifizierung - Klassifizierung mit CARTEL. Die Grundidee der Klassifizierung mit CARTEL besteht darin, das Maximum an Information aus den Rohdaten zu entnehmen, anstatt die Satellitendaten zur Inventarisierung bereits vorhandenen Wissens zu nutzen.

unterstreichen als grundlegenden Vorteil der *Tasseled Cap Transformation* die Möglichkeit, existierende Datenstrukturen zu identifizieren und damit leichter zugänglich zu machen.

Die aus den Arbeiten von CRIST & CICONE (1984) abgeleiteten Koeffizienten werden häufig als universell anwendbar betrachtet, wobei jedoch übersehen wird, dass die Autoren bei ihren Arbeiten auf simulierte Landsat TM Daten zurückgreifen mussten und damit natürlich nicht alle in der Natur möglichen Varianzen erfassen konnten. Dies hat zur Folge, dass die direkte Anwendung der Parameter auf eine beliebige Szene nicht immer zum gewünschten Ergebnis, also einer Erfassung der internen Datenstruktur, führen kann. Ein weiterer, oft missachteter Umstand ist die Tatsache, dass bei den untersuchten Vegetationsproben keine Beispiele für Wasserstress zur Verfügung standen.

Unter Anwendung der normierten Hauptkomponentenanalyse lassen sich nach RIMBERT & VOGT (1991) identische Strukturen für den Feuchtefaktor erzielen. Die für die Transformation notwendigen Koeffizienten werden jedoch anhand der zu bearbeitenden Rohdaten ermittelt, wodurch die tatsächlich auftretenden Varianzen wiedergegeben werden. Im Falle geringer Vegetationsbedeckung kann der dritte Faktor sogar an die zweite Stelle hinsichtlich der erklärten Varianz treten.

3 Vergleich der Bodenfeuchteindices mit Bodenfeuchtemessungen

Im vorhergehenden Kapitel wurden verschiedene Einsatzmöglichkeiten von Fernerkundungsdaten in der Hydrologie beschrieben. Im Rahmen dieser Arbeit soll der Schwerpunkt auf zwei, für die Modellierung von Einzugsgebieten wesentliche, Parameter gesetzt werden - die räumliche Verteilung der Bodenklassen und der Bodenfeuchte. Thema dieses Kapitels ist die Untersuchung der Bodenfeuchteverteilung, ermittelt aus Landsat TM Daten.

Die Bodenfeuchte wird als zentrale Eingangsgröße für hydrologische Modellierungen von vielen in der Praxis bewährten Verfahren angewandt. Beispielhaft sei hier das weitverbreitete Runoff Curve Number Verfahren (US SOIL CONSERVATION SERVICE, 1972) genannt. In Ermangelung detaillierter Informationen zur Bodenfeuchte auf Einzugsgebietsebene wird häufig ein Vorfeuchteindex¹ (CASENAVE, 1982), oder wie beim Koaxialdiagramm (LINSLEY ET AL., 1975) der Basisabfluss als Ersatzgröße herangezogen. Auch für die Stabilität von rutschungsgefährdeten Hängen spielt die Bodenfeuchte eine entscheidende Rolle (THEISEN, 1998). Daher stellt die im vorhergehenden Abschnitt beschriebene Bodenfeuchteauswertung einen wesentlichen Beitrag zur Nutzung der Fernerkundungsdaten für hydrologische Fragestellungen dar.

Da nun für das Projektgebiet des Chott el Hodna in Algerien keinerlei Felddaten zur Verifizierung bzw. Kalibrierung der erarbeiteten Feuchteindices (vgl. Abschn. 2.8) zur Verfügung stehen, soll anhand zweier Beispiele die Anwendbarkeit der Methode gezeigt werden. Es handelt sich dabei um die Projekte *Integrierter Erosionsschutz im Einzugsgebiet des Oued Mina, Algerien* (PASCHEN, 1989) sowie das BMBF-Verbundprojekt *Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus kleinen Einzugsgebieten, Weiherbachprojekt* (PLATE, 1992). Letzteres verfügt über eine umfangreiche Datenbank mit Bodenfeuchtemesswerten, so dass die Verbindung zwischen Feuchteindex und Bodenfeuchtwert abgeleitet werden kann.

Das Oued Mina Projekt hingegen dient als Bindeglied für die Übertragbarkeit der Methode auf den algerischen Kontext, da es hier gelang, anhand von Bodenfeuchtemesswerten die Feuchteindices aus der Satellitenbilddauswertung als Parametersatz für eine quasi-physikalische Oberflächenabflussmodellierung zu nutzen.

¹Der Vorfeuchteindex ist ein Maß für die vor einem bestimmten Zeitpunkt akkumulierte Bodenfeuchte. Diese wird anhand der gefallenen Tagesniederschläge und einer Abnahmefunktion abgeschätzt.

3.1 Bodenfeuchtemessungen

3.1.1 Einflussfaktoren auf die Bodenfeuchte

Ein Boden ist ein Naturkörper, bei dem ein Gestein unter einem bestimmten Klima und einer bestimmten streuliefernden Vegetation durch bodenbildende Prozesse, d.h. Verwitterung und Mineralbildung, Zersetzung und Humifizierung, Gefügebildung und Verlagerung, umgewandelt wurde und wird (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989). Die drei Phasen Feststoffe, Bodenwasser und Bodenluft bilden das Gemisch des natürlichen Bodens. Die feste Phase, auch Bodenmatrix genannt, bildet das Korngerüst aus, welches das Hohlraumvolumen umgibt. Letzteres stellt sich als ein komplexes Porensystem dar, in dem sich Wasser, Luft, Wurzeln, Bodenorganismen und Nährstoffe bewegen. Ist der gesamte Porenraum mit Wasser gefüllt, so spricht man von gesättigtem Boden (Grund- oder Stauwasserböden).

In der ungesättigten Bodenzone wird das Bodenwasser maßgeblich durch Kapillar- und Adsorptionskräfte innerhalb der sogenannten Mikroporen ($\leq 3 \text{ mm}$) gehalten (Abb. 3.1). Mit abnehmender Korngröße steigt der Gehalt an Adsorptionswasser, wobei der überwiegende Teil des Bodenwassers sowohl Adsorptions- als auch Kapillarkräften unterliegt. Der Bodenwassergehalt Θ wird berechnet als Quotient des Wasservolumens V_W zum gesamten Bodenvolumen V_G : $\Theta = \frac{V_W}{V_G} \quad [L^3/L^3]$

Bei der Entwässerung des Bodens entleeren sich zuerst die gröberen Poren, gefolgt von den feineren, wobei die der Entwässerung entgegenstehenden Haltekräfte (= Saugspannungen) mit abnehmender Porengröße anwachsen. Die häufig als pF-Kurve² oder Wasserspannungskurve bezeichnete Beziehung zwischen Saugspannung und Wassergehalt ist in Abb. 3.2 für verschiedene Bodenarten dargestellt. Bei gleichem Wassergehalt steigt die Bindungsstärke des Bodenwassers in der Reihenfolge Sandboden < Schluffboden < Tonboden.

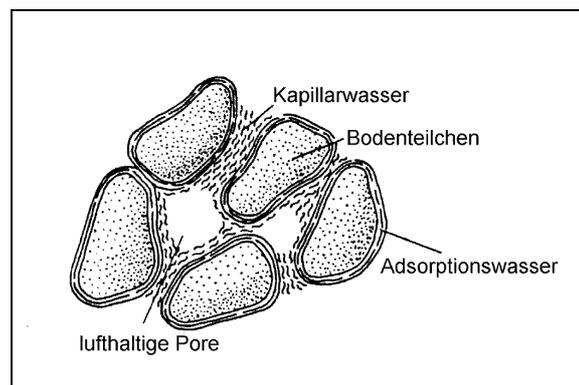


Abb. 3.1: Bindungsformen des Bodenwassers (nach MÜCKENHAUSEN, 1985, verändert)

²Die Saugspannung wird auch als negativer dekadischer Logarithmus der Unterdruckhöhe in Zentimeter Wassersäule angegeben und dann als pF bezeichnet.

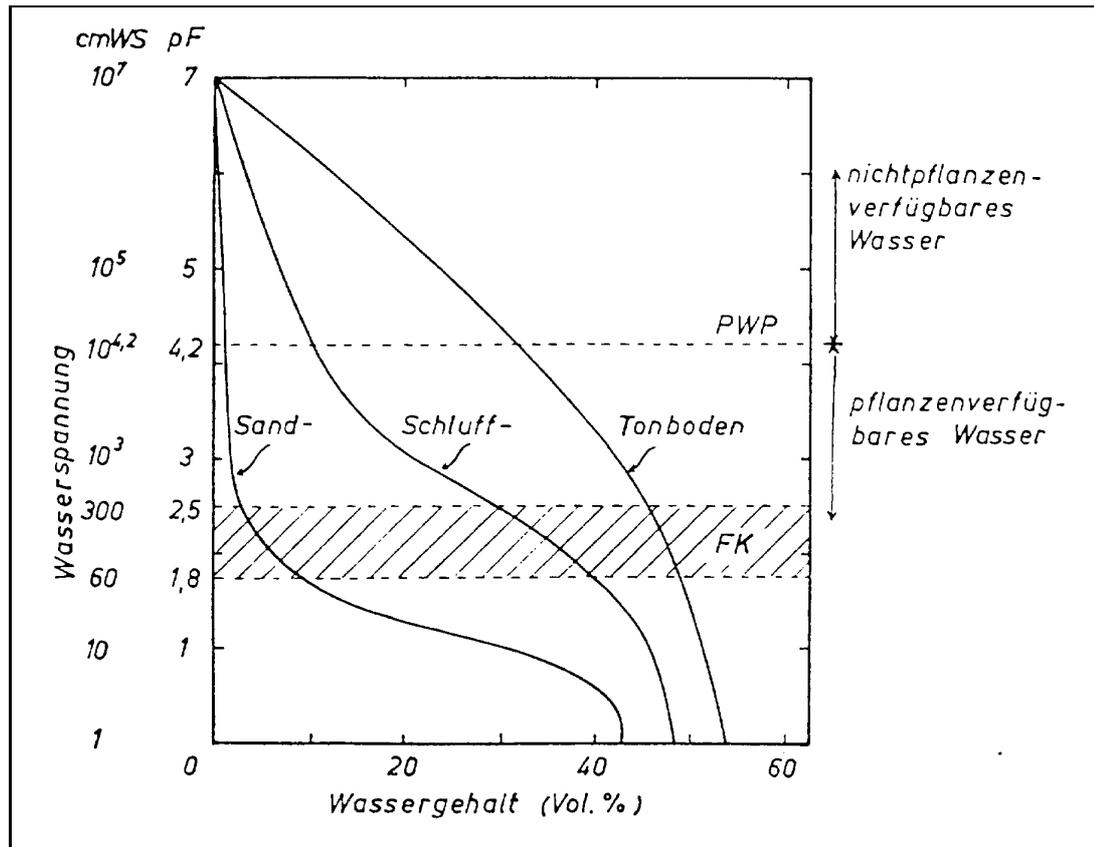


Abb. 3.2: Beziehung zwischen Saugspannung und Wassergehalt verschiedener Bodenarten (aus SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989, Wasserspannungskurve).
FK: Feldkapazität, PWP: permanenter Welkepunkt.

3.1.2 Skalen der Bodenfeuchtemessung

Für die einzugsgebietsorientierte Bilanzierung der Wasserhaushaltsgrößen wird die flächenhafte Verteilung der Bodenfeuchte benötigt. Eine häufig angewandte Technik ist die Regionalisierung der punktuellen Bodenfeuchtemessungen mittels geostatistischer Verfahren, wie z.B. der Kriging-Methode. LEHMANN (1995) wendete dieses Verfahren für die Bodenfeuchtemessungen des Weiherbachgebietes an und erarbeitete ein mittleres Variogramm, dessen Anwendung Regionalisierungen der Bodenfeuchte jederzeit ermöglicht³.

Für die Praxis der physikalisch begründeten Modellierung stellten sich die derart regionalisierten Bodenfeuchteverteilungen jedoch als ungeeignet heraus. Daher bevorzugte es MAURER (1997) eine einjährige Vorsimulation⁴ zur Ermittlung der Bodenfeuchteverteilung für das Einzugsgebietsmodell CATFLOW⁵ durchzuführen, anstatt die per Kriging interpolierten Bodenfeuchtemesswerte zu nutzen. Er begründete dies durch den Vergleich beider Vertei-

³Prinzipiell müsste das Variogramm für jeden Messtermin und jede Messtiefe aus den spärlichen Messdaten geschätzt werden.

⁴In der Numerik angewandte Technik des "Einschwingens" eines Modells, d.h. die Berechnung wird zu einem früheren als dem interessierenden Anfangszeitpunkt gestartet.

⁵CATFLOW ist ein Modellsystem, welches die relevanten Teilprozesse des Wasserkreislaufs in kleinen Einzugsgebieten räumlich und zeitlich differenziert simulieren kann.

lungen mit den gemessenen Werten.

So ist es auf der Punktskala zwar möglich, unter entsprechendem Aufwand bei der Erhebung aller notwendigen Parameter (Matrixkennwerte, Makroporen etc.), Erklärungsmuster für das komplexe Phänomen Bodenfeuchte zu finden, auf der Hang- oder Einzugsgebietskale⁶ ist es aber fast unmöglich, alle notwendigen Daten zu erheben (vgl. Abschn. 3.2.8). WESTERN & BLÖSCHL (1999) weisen in diesem Zusammenhang auf die Problematik der Skale des untersuchten Prozesses hin.

MAURER (1997) gibt einen ausführlichen Überblick über die in den letzten Jahren durchgeführten Arbeiten und Workshops zum Thema "Scale Problems in Hydrology". Der Begriff der Skale definiert dabei die Raum- oder Zeiteinheit in der ein Prozess, eine Messgröße oder ein Modellinput als konstant angesehen wird. Durch das Skalentriplet Ausdehnung-Abstand-Stützung (Abb. 3.3) wird bestimmt, welche Prozesseigenschaften erfasst werden können.

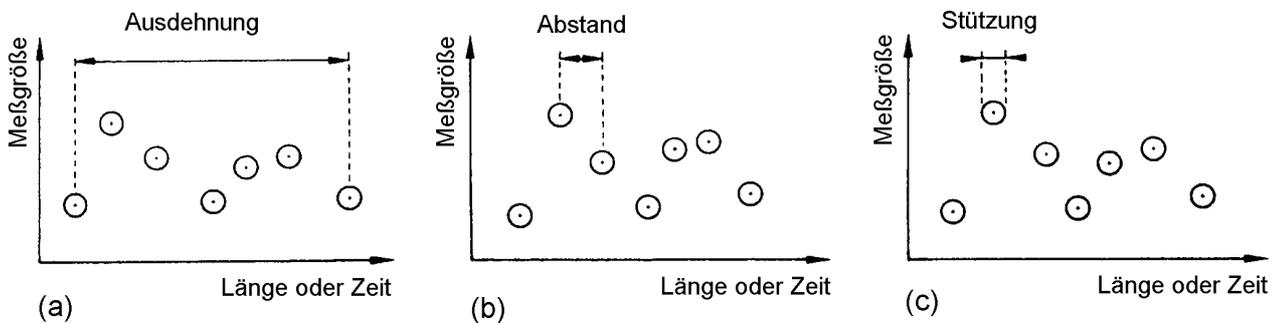


Abb. 3.3: Skalentriplet von Messgrößen: Ausdehnung, Abstand, Stützung (nach BLÖSCHL, 1996)

Für den Kontext der Bodenfeuchtemessungen bedeutet dies, dass bedingt durch den hohen Arbeitsaufwand entweder Messungen mit hoher räumlicher Auflösung (geringem Abstand) und geringer räumlicher Ausdehnung, oder aber geringer Auflösung (hoher Abstand) und großer räumlicher Ausdehnung zur Verfügung stehen. Die Stützung der Messungen ist meist, wie im Falle der TDR-Sonden, sehr klein.

Unabhängig von der letztendlich relevanten Variabilität der Bodenfeuchte ist bei der numerischen Einzugsgebietsmodellierung immer der Sprung von der Punktmessung auf eine höhere Skale, z.B. eine Rasterzelle, notwendig. An dieser Stelle bietet sich die Nutzung von Landsat TM Daten, zumindest ab Modellerastergrößen ≥ 30 m an, da Modelle dieser Auflösung kleinräumigere Variabilitäten nicht erfassen können.

Es bleibt damit als Unbekannte des *upscalings* von der Punktmessung zur 900 m² Rasterzelle des Landsat TM die Art der Integration, mit der die Sensoren des Satelliten die empfangenen Strahlungswerte zusammenfassen. Jedoch gibt der Feuchtefaktor durch die Art der

⁶BLÖSCHL (1996) definiert die folgenden hydrologischen Skalen: lokale oder Punktskala ($\Delta = 1$ m), die Hangskale ($\Delta = 100$ m), die Einzugsgebietsskale ($\Delta = 10$ km) und die regionale Skale ($\Delta = 1000$ km).

Auswertung über die Hauptkomponententransformation die Strukturen innerhalb des Untersuchungsgebietes wieder, eine Information also, die mit noch so genauen Punktmessungen nicht flächenhaft zu erhalten ist.

3.2 Beispiel Weiherbachgebiet

3.2.1 Projektrahmen

Das *Weiherbachprojekt* hatte zum Hauptziel, ein numerisches Prozessmodell zur Prognose des Wasser- und Stofftransports in und aus einem kleinen, hauptsächlich landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebiet zu erstellen (PLATE, 1992). Hierzu wurden einerseits kleinräumig intensive Detailuntersuchungen durchgeführt (Messhänge, Infiltrationsexperimente), andererseits wurde aber auch versucht, ein möglichst umfassendes Bild der zeitlichen und räumlichen Variabilität der das Gebiet charakterisierenden hydrologischen, meteorologischen, pedologischen und biologischen Daten zu gewinnen (MAURER, 1997). Die Festlegung des Skalentriplets der Messungen erforderte einen Kompromiss unter zwei konkurrierenden Gesichtspunkten: einerseits sollte die erwartete Variabilität der Messgrößen möglichst gut erfasst werden (d.h. in hoher Auflösung), andererseits aber war der zu betreibende Aufwand begrenzt (vgl. SCHIFFLER, 1990). Einzelne Teilprojekte erarbeiteten deshalb auch Methoden zur Schätzung räumlicher Verteilungen von Gebietseigenschaften auf der Basis "weniger" Messungen und unter Verwendung leichter zugänglicher Daten wie z.B. Topographie und Landnutzung (LEHMANN, 1995; SCHÄFER, 1996; WEIBLEN, 1997).

Für die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit sind die folgenden Landschaftsfaktoren von besonderer Bedeutung, da sie indirekt oder direkt einen Einfluss auf die Bodenfeuchte haben:

- Geologie und Böden
- Topographie
- Klima und Niederschläge
- Landnutzung

3.2.2 Lage des Projektgebietes

Das Einzugsgebiet des Weiherbachs liegt im Südwesten der Bundesrepublik Deutschland, ca. 30 km nordöstlich von Karlsruhe (Abb. 3.4) im Kraichgauer Hügelland und umfasst 6.3 km². Das Gebiet weist eine deutliche Nord-Süd Ausrichtung zwischen dem höchsten Punkt mit 243 m+NN und dem Gebietsauslass mit 142 m+NN auf (Abb. 3.5(a)) und wird bis auf kleine Waldgebiete im Süd- und Nordteil intensiv landwirtschaftlich genutzt.

3.2.3 Geologie und Böden

Geologie

Bestimmendes geologisches Element im Weiherbachgebiet ist die mächtige Lössbedeckung auf einer bereits zu hügeliger Morphologie erodierten Abfolge vorwiegend tonig-mergeliger bis karbonatischer, in den oberen Formationen rein silikatischer Gesteine der unteren und

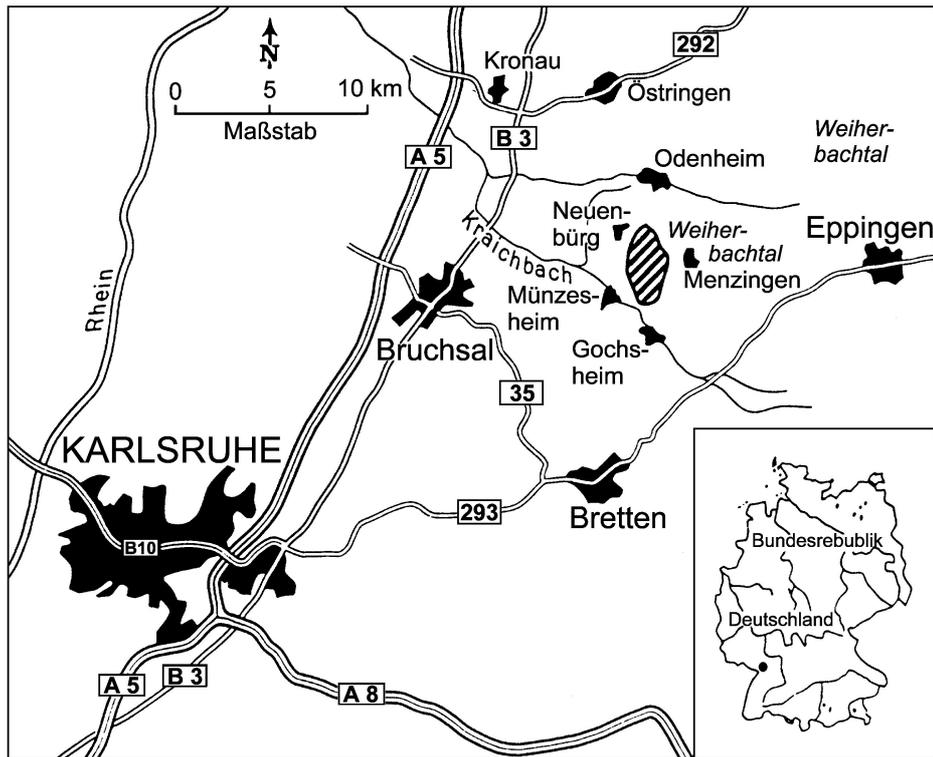


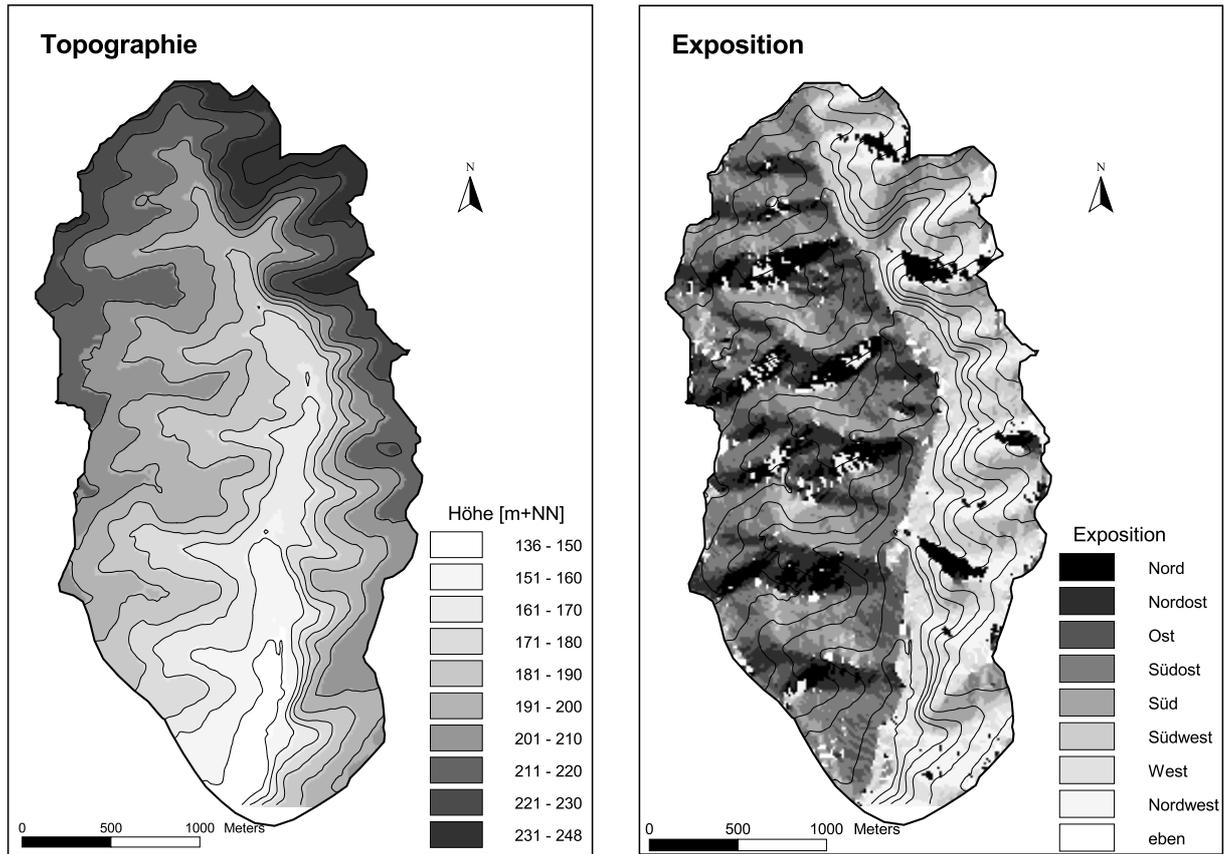
Abb. 3.4: Lage des Einzugsgebietes des Weierbachs (aus SCHRAMM, 1994)

mittleren Keuperstufe. Die Hänge sind mit autochthonem, mehr oder weniger erodiertem Löss bedeckt; im Bereich der Bach- oder Flussläufe herrschen Schwemmlöss und grobklastische Alluvionen vor (ACKERMANN, 1998). Die westlichen Talhänge sind mit nur 3° mittlerem Gefälle auffallend flacher als die östlichen (8 bis 11°), ein asymmetrischer Talquerschnitt (Abb. 3.5(b)), der schon im Pliozän bei der Herausbildung der Süddeutschen Schichtstufenlandschaft angelegt wurde (EITEL, 1988).

Böden

Die Bodenverhältnisse im Weierbachgebiet wurden in einer Vielzahl von Arbeiten ausführlich beschrieben. Dabei handelt es sich entweder um detaillierte Arbeiten auf der Hangskale (u.a. von BOHLEBER, 1992; DELBRÜCK, 1997) oder aber um Arbeiten auf der Gebietskale (u.a. von WAGNER, 1991; WEIBLEN, 1997; GERLINGER, 1997; SCHÄFER, 1999), die einem entsprechenden Regionalisierungsansatz folgen. Um den Kartierungsaufwand zu verringern wird als Regionalisierungsgrundlage die Theorie der erosionsbedingten Hangcatena herangezogen (Abb. 3.6).

Ausgehend vom dem für den Kraichgau als typisch anzusehenden Bodentyp der Parabraunerde haben sich durch Abtragungsprozesse an geneigten Oberhangpositionen gekappte Parabraunerden gebildet. Erfolgt die Erosion rascher als die Bodenentwicklung, kann es zur Bildung von Pararendzinen kommen (GERLINGER, 1997). Hangfuß, Geländesenken sowie die Talbereiche werden von kolluvialen Böden dominiert. SCHÄFER (1999) nutzt diese systematische Bodendifferenzierung zur Zuordnung entsprechender bodenhydraulischer Eigenschaften. Unterbrochen werden diese Hangcatenen nur durch das unregelmäßige Auftreten von



(a)

(b)

Abb. 3.5: Topographie (a) und Exposition (b) des Weiherbachgebietes

(ausstreichenden oder hangparallelen) Paläoboden-Horizonten, die aus weniger durchlässigem Lösslehm bestehen (Abb. 3.7). Bei den Paläoböden handelt es sich um hangvergleyte Pararendzinen, die infolge von auf fossilen (= in Interglazialen oder -stadialen entstandenen) Bodenhorizonten lateral abfließendem Wasser gebildet wurden.

Da die Wirkung der Erosion sowie die ursprüngliche Mächtigkeit und der Erhaltungsgrad der Lösslehme sehr unterschiedlich waren, ergibt sich an der Geländeoberfläche ein fast zufälliges Muster von Lösslehminseln innerhalb der dominierenden Lössüberdeckung. Dabei tritt der Lösslehm bevorzugt im Mittelhangbereich zu Tage, wo die durch die Erosion angeschnittenen Paläoböden austreichen. Die hydraulische Bedeutung der Paläoböden liegt darin, dass es sich um potentielle Wasserstauer handelt. DELBRÜCK (1997) zeigt mit seinen Untersuchungen am Hang deren großen Einfluss auf den Wasserhaushalt.

Im Bereich des anstehenden Keupers sind die Verhältnisse kleinräumig stärker gegliedert. Landwirtschaftlich genutzte Flächen weisen eine Unterteilung in stark erosionsgeprägte Keuper-Regosole in den oberen und Keuper-Kolluvien in den unteren Hangbereichen auf. Die Keuper-Kolluvien der Senken sind besonders in Bachnähe mit Lösskolluvien vermischt, deren Material von den Gegenhängen stammt oder vom Bach beziehungsweise durch die Entwässerungsgräben herantransportiert wurde. Die Anordnung der erosionsgeprägten Bö-

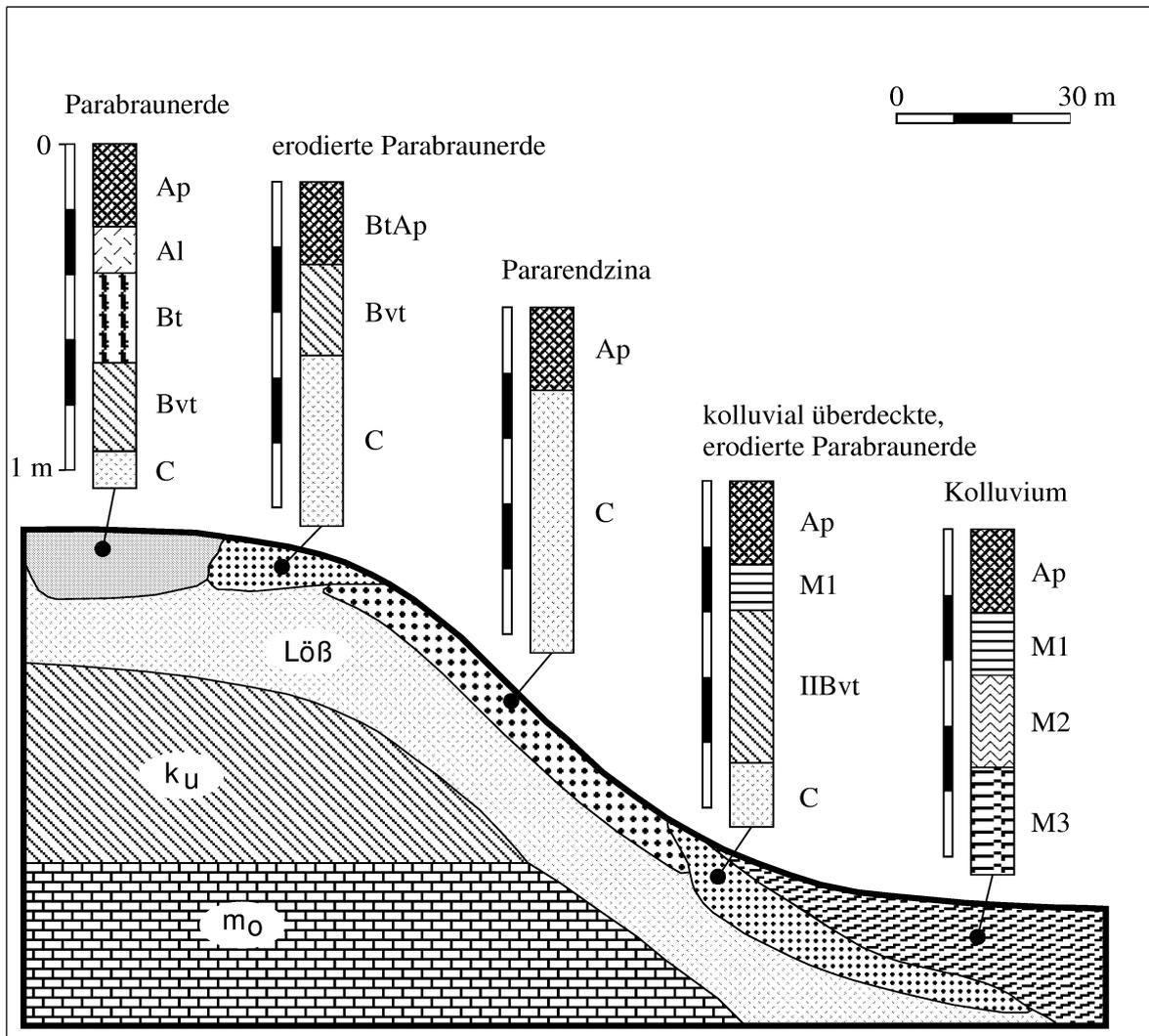


Abb. 3.6: Bodenverteilung anhand der typische Hangcatena (aus GERLINGER, 1997), Bodenbezeichnung gemäß bodenkundlicher Kartieranleitung 1982

den ist überwiegend reliefgesteuert, wobei aber vereinzelt Einflüsse anderer Art bei der Bodenverteilung eine Rolle spielen. Insgesamt bedecken diese Böden aus Keupermaterial aber weniger als 10% der Fläche des Weiherbachgebietes (SCHÄFER, 1999).

Im Rahmen des Weiherbachprojektes stehen zwei unterschiedliche Informationsebenen zur Verfügung, nämlich einerseits die vom Teilprojekt 17 (Universität Bayreuth) erstellte Bodenartenkartierung basierend auf der Reichsbodenschätzung von 1935 und andererseits die Bodentypenkartierung nach GEROLD ET AL. (1992). Erstere unterscheidet die anstehenden Böden nach ihrer Textur, d.h. nach den Kornfraktionen gemäß der DIN 4220. Letztere klassifiziert nach einem System der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, das den Profilaufbau eines Bodens und damit die Auswirkungen aller Faktoren der Bodenentwicklung wiedergibt, bzw. seine Horizontkombinationen in den Mittelpunkt stellt. Beiden Kartierungen gemeinsam ist die fehlende Erfassung der Paläoböden, da deren räumliche Ausdehnung für die jeweiligen Kartierungsmethoden zu gering ist.

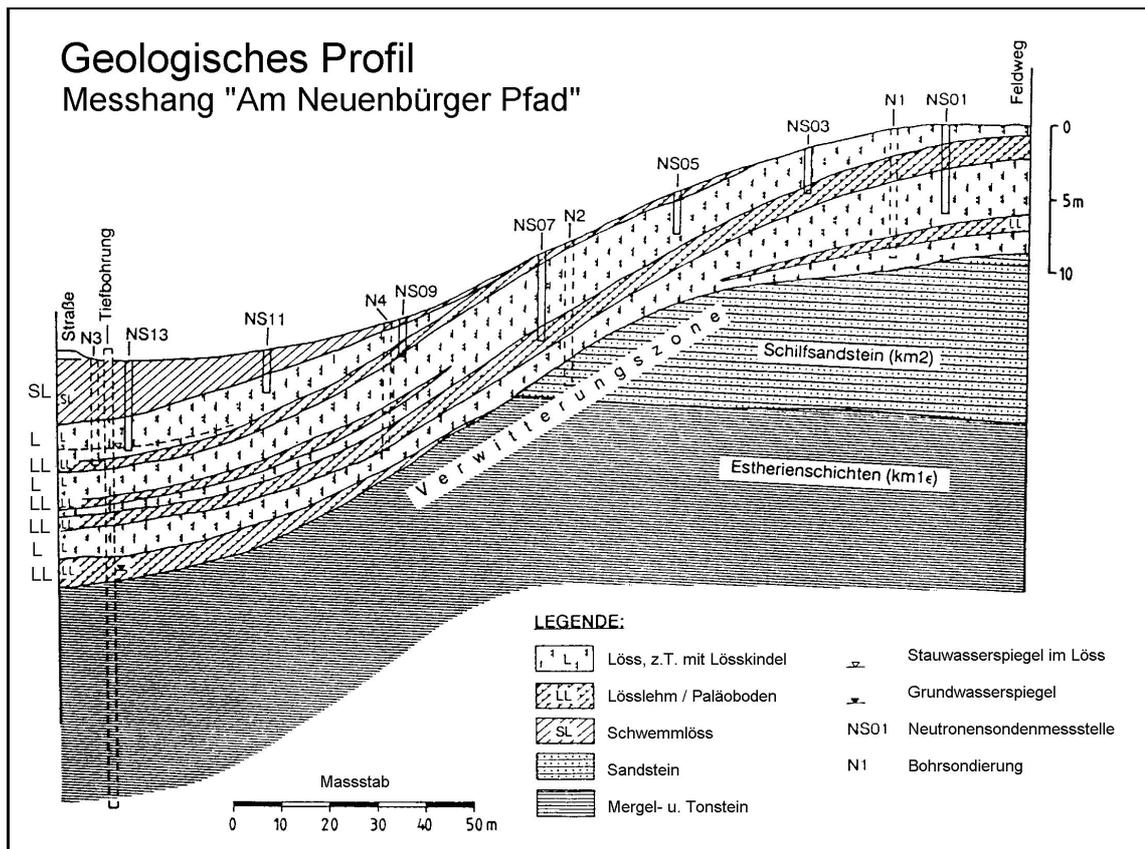


Abb. 3.7: Geologischer Schnitt durch den Messhang Neuenbürger Pfad (aus BOHLEBER, 1992, verändert)

WEIBLEN (1997) erarbeitete einen Übersetzungsschlüssel für die Bodenarten aus der Reichsbodenschätzung in Bodenarten in das System der bodenkundlichen Kartieranleitung 1982 (BK'82). Basierend auf diesem Schlüssel erstellte er Bodenartenkarten in konstanten Schritten für Tiefen von 5 cm bis 120 cm. Die natürlichen Horizontabfolgen konnten bei dieser Art der Regionalisierung nicht berücksichtigt werden. Weiterhin folgen die Polygone der Reichsbodenschätzung größtenteils den damaligen Schlaggrenzen, womit der natürlichen Variabilität ein anthropogenes Maß aufgeprägt wurde.

Die Bodentypenkarte wiederum deckt nicht einmal die Gesamtfläche des nördlichen, durch den Pegel Menzingen begrenzten Teil des Einzugsgebietes ab, so dass die detaillierten Informationen nicht für das Gesamteinzugsgebiet des Weiherbachs bis zum Pegel Gochsheim zur Verfügung stehen. MAURER (1997) wählte daher für die Modellierung des Einzugsgebietes bis zum Pegel Menzingen eine Verteilung der Bodenarten gemäß der Ergebnisse und Empfehlungen von SCHÄFER (1996). Er ordnete den oberen 85% eines Hangs Löss zu, während am Hangfuß (15%) kolluvialer Boden angesetzt wurde. Durch diese starke Vereinfachung zeichnet die Verteilung der Kolluvien das Bild der Talbereiche nach.

3.2.4 Klima und Niederschläge

Der Kraichgau weist eine mittlere Jahrestemperatur von etwa 10°C und mittlere Jahresniederschläge zwischen 750 und 850 mm auf (Tab. 3.1). Die im Rahmen des Weiherbachprojektes gemessenen Jahresniederschläge umfassen eine große Spanne zwischen 511 mm (1991) und 1066 mm (1995). Aus den über sieben Jahren gemittelten Monatsniederschlägen

Tab. 3.1: Jahresmittelwerte einiger ausgewählter Klimadaten des Weiherbachgebietes (aus KOLLE & FIEDLER, 1998)

	1991	1992	1993	1994	1995	1996	Ø
Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]	9.61	10.36	9.99	11.18	10.15	8.57	9.98
Bodentemperatur in 1 cm Tiefe [°C]	9.7	9.8	9.3	10.5	9.6	8.3	9.5
Niederschlag [mm]	511	794	661	910	1066	789	788.5
Max. Niederschlagsintensität [mm/h] bezogen auf 10-Minuten-Intervalle	23	80	23	94	103		-
Aktuelle Evapotranspiration [mm]	468	596	571	598	591	578	567.0
Klimatische Wasserbilanz [mm] (1.11.-31.10)	43	198	90	228	391	210	193.3

resultieren Höchstwerte im Sommer (MAURER, 1997). Weiterhin kommt es in den Sommermonaten regelmäßig zu Gewitterereignissen mit Niederschlägen bis über 75 mm Niederschlag (SCHÄFER, 1999). Anhand der Auswertungen von insgesamt 7 Niederschlagsmessstationen ist die Überregnung des Weiherbachgebietes im Monatsmittel als sehr homogen anzusehen (KOLLE & FIEDLER, 1992).

Die klimatischen Wasserbilanzen sind ausgeglichen, wobei in den Sommermonaten Defizite entstehen, die durch die Herbst- und Winterniederschläge wieder vollständig aufgefüllt werden, typisch für den semikontinentalen Klimatyp. Die beiden untersuchten Landsat TM Szenen fallen in zwei der trockeneren Jahre des Untersuchungszeitraumes 1990 - 1996. Für das Jahr 1991 wurde mit $N_a = 511$ mm das Minimum an Jahresniederschlag während der Messkampagnen festgestellt, wovon 87% durch Verdunstung wieder an die Atmosphäre abgegeben wurden. Gleichzeitig war 1991 das bewölkungsärmste Jahr der Projektlaufzeit, was zu durchgehend trockenen Verhältnissen führte (Abb. 3.8).

Die Szene vom 28.08.1991 fällt in eine ausgeprägte Trockenperiode. Im Monat Juli wurden im Gebietsmittel insgesamt $N_m = 59$ mm aufgezeichnet, von denen allein $N = 23$ mm auf das Ereignis vom 14.07.1991 fielen (vgl. Abb. 3.12). In der Zeit vom 01.08. bis einschließlich 28.08.1991 waren im Gebietsmittel nur noch $N = 3$ mm Niederschlag, verteilt auf drei Tage zu verzeichnen - der August 1991 war mit $N_m = 4.8$ mm der niederschlagsärmste Monat des Beobachtungszeitraums.

Die Evapotranspirationsraten lagen im Monat Juli bei ca. $ET_a = 2$ mm/Tag und sanken während der vierwöchigen Trockenphase auf Werte von unter $ET_a = 1$ mm/Tag (Abb. 3.9). Auf den abgeernteten Feldern sind nur die oberen 10 cm des Bodens von starker Austrocknung betroffen (KOLLE & FIEDLER, 1992).

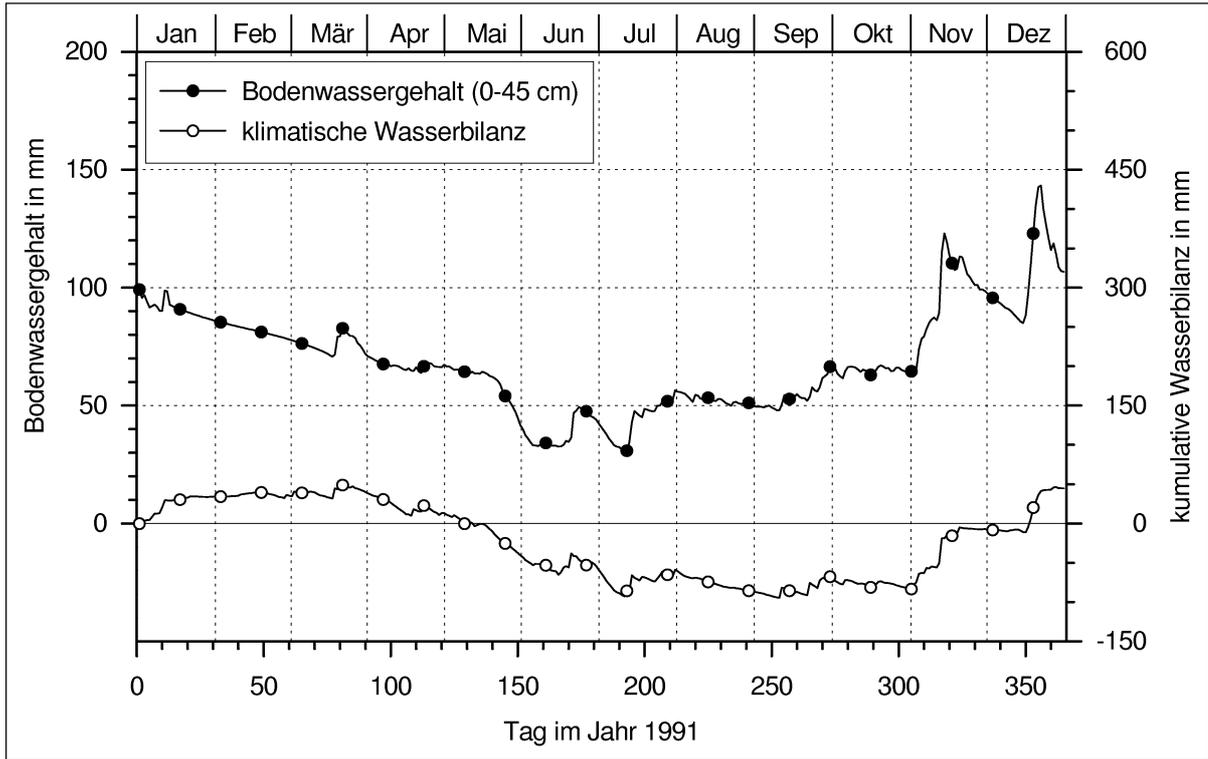


Abb. 3.8: Bodenwasserbilanz und Summenkurve der klimatischen Wasserbilanz 1991 (aus KOLLE & FIEDLER, 1998)

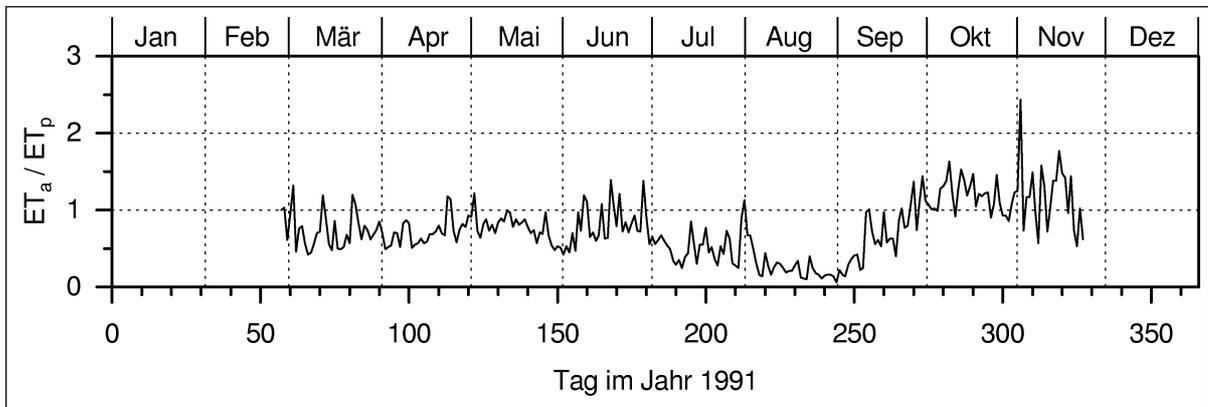


Abb. 3.9: Verhältnis von aktueller zu potentieller Verdunstung 1991 (aus KOLLE & FIEDLER, 1998)

Die klimatischen Randbedingungen für die zweite Szene vom 27.04.1993 unterscheiden sich deutlich von der Situation im Sommer 1991. Obwohl die Niederschlagsmengen der ersten vier Monate des Kalenderjahres 1993 ebenfalls sehr gering ausfielen, ist der Bodenwasserspeicher durch die ergiebigen Niederschläge nach der Vegetationsperiode (Oktober bis Dezember) 1992 gut gefüllt (Abb. 3.10). Insgesamt war das Jahr 1993 mit registrierten $N_a = 661$ mm Jahresniederschlag etwas feuchter als 1991. Die Szene vom 27.04.1993 liegt am Anfang der frühjährlichen erhöhten Evapotranspirationsphase (Abb. 3.11).

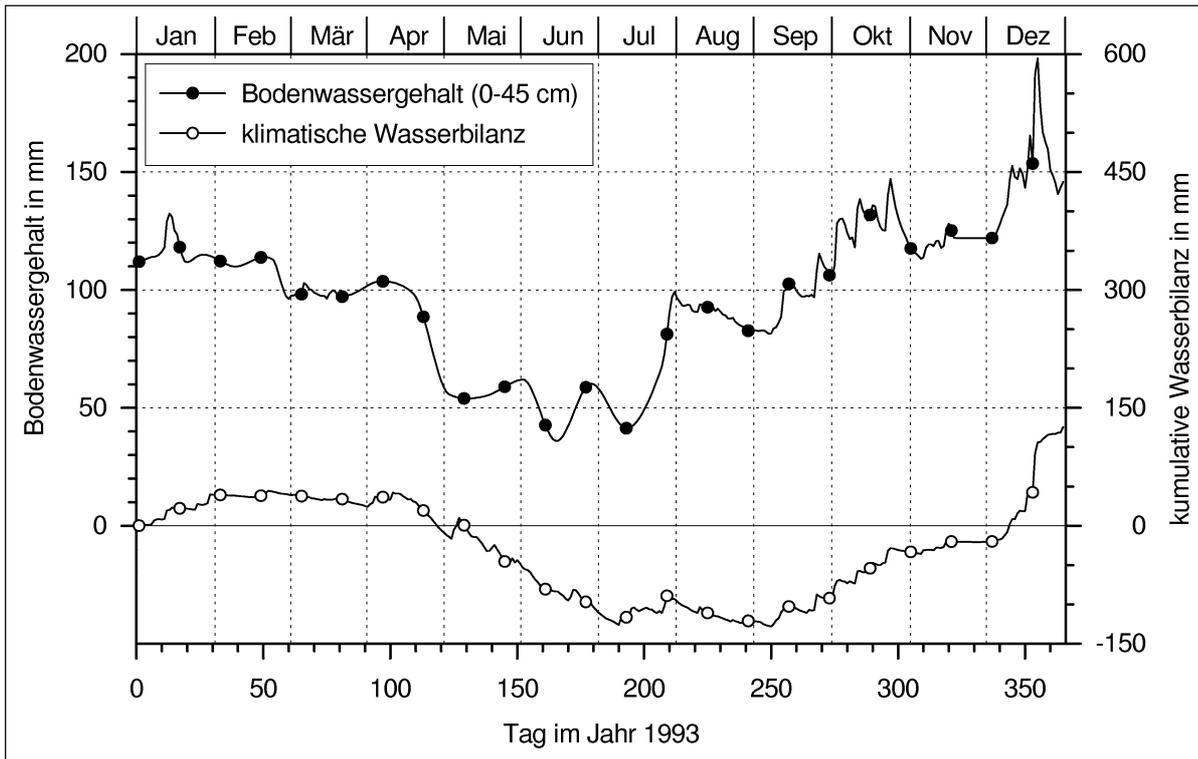


Abb. 3.10: Bodenwasserbilanz und Summenkurve der klimatischen Wasserbilanz 1993 (aus KOLLE & FIEDLER, 1998)

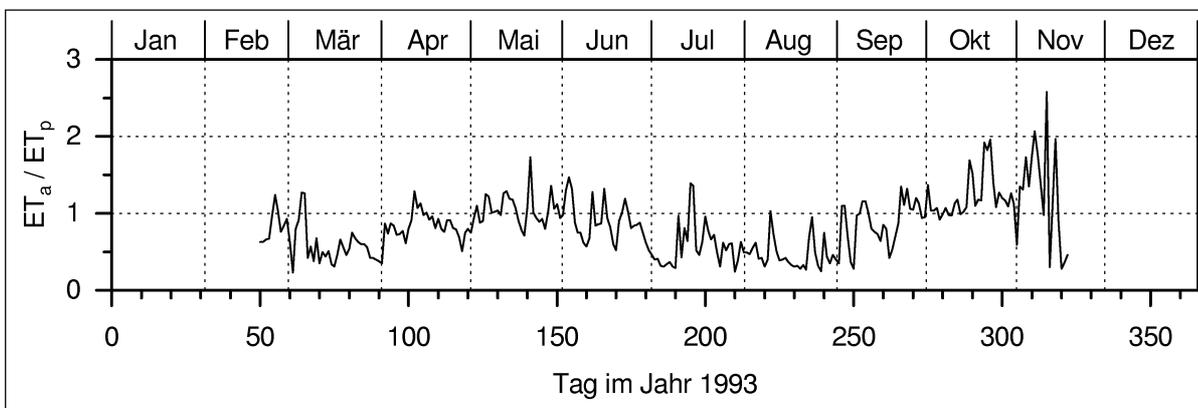


Abb. 3.11: Verhältnis von aktueller zu potentieller Verdunstung 1993 (aus KOLLE & FIEDLER, 1998)

Zwischen November 1992 und Ende Februar 1993 waren im Mittel ca. $N = 190$ mm Niederschlag gefallen. Der Monat März war mit insgesamt $N_m = 10$ mm im Vergleich zum Monatsmittel der siebenjährigen Aufzeichnungsreihe sehr trocken (vgl. Anhang Abb. A.1), bis zum 27.04.1993 fielen insgesamt ca. $N = 30$ mm verteilt auf die ersten 19 Tage des Monats. Abb. 3.12 zeigt die räumliche Verteilung der Niederschlagsstationen und Tabelle 3.2 die aufgezeichneten Niederschläge. Aus den vorliegenden Daten bestätigt sich somit für beide Zeitpunkte die Aussage einer relativ homogenen Überregnung des Weiherbachgebietes.

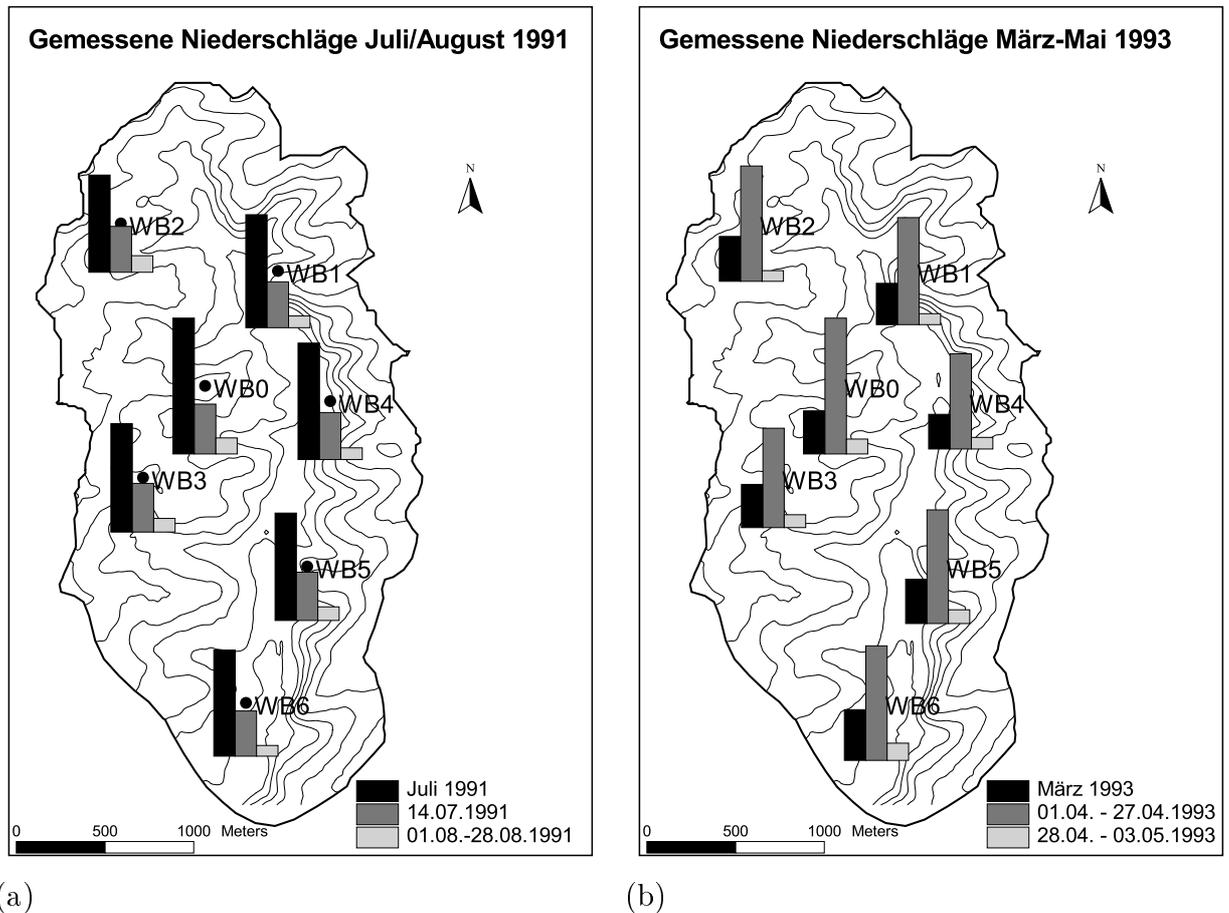


Abb. 3.12: Räumliche Verteilung der gemessenen Niederschläge der jeweils letzten zwei Monate vor den Aufnahmezeitpunkten der Landsat TM Szenen im Sommer 1991 (a) und Frühjahr 1993 (b). Neben den Monatssummen ist für 1991 (a) zusätzlich das Starkregenereignis vom 14.07.1991 aufgetragen, während für 1993 (b) die Niederschlagssumme bis zum Zeitpunkt der Bodenfeuchtemesstour vom 03.05.1993 abgebildet ist. Im Hintergrund dargestellt sind die Höhenlinien.

3.2.5 Landnutzung

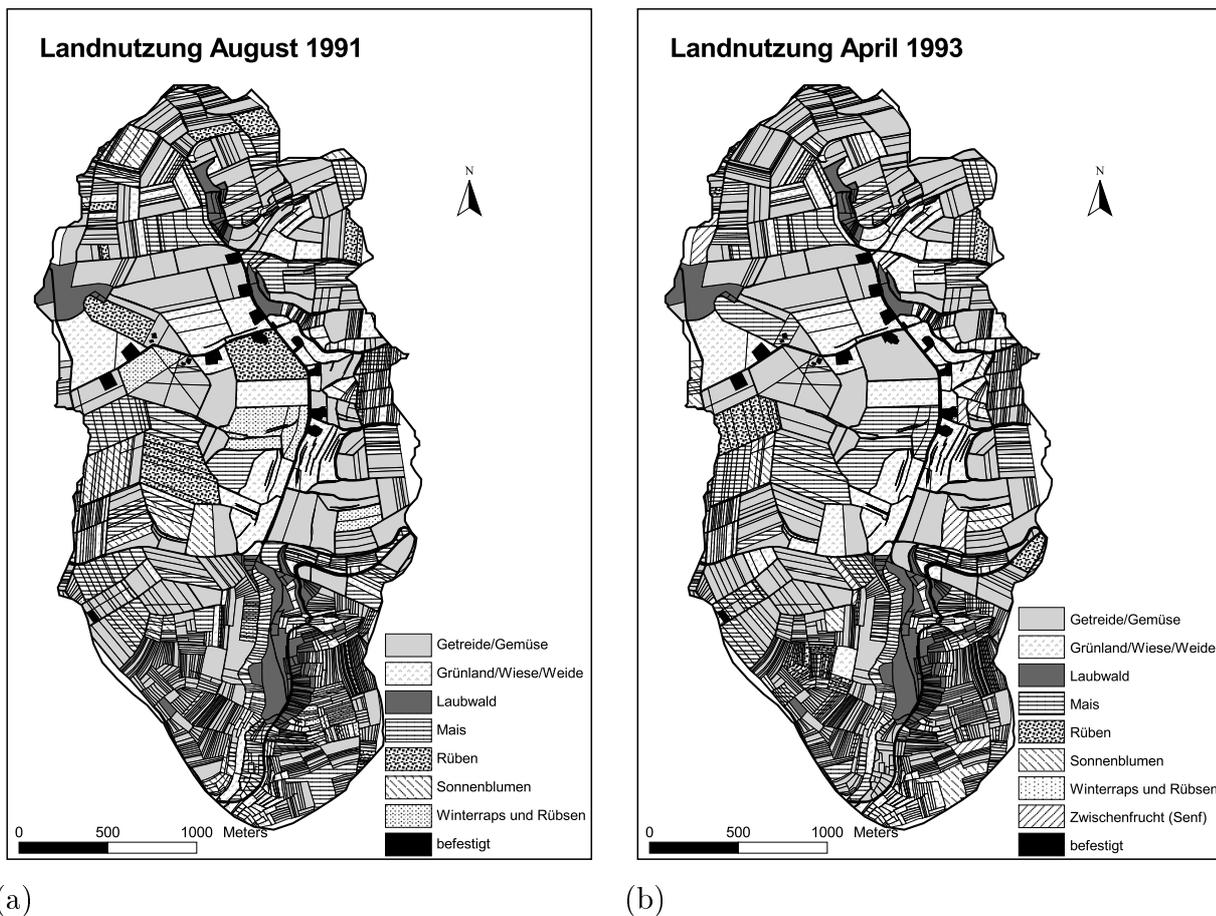
Das Weiherbachgebiet wird hauptsächlich landwirtschaftlich genutzt (92%). Die vorherrschenden Anbaufrüchte sind Winterweizen, Wintergerste, Mais, Rüben und Sonnenblumen. Häufigste Zwischenfrucht ist Senf. Etwa 5% des Gebiets sind bewaldet, die restlichen 3% sind befestigt (Straßen und 13 Aussiedlerhöfe). Abb. 3.13 zeigt die Hauptfruchtkartierungen⁷ für das Weiherbachgebiet in den Jahren 1991 und 1993. Die entsprechenden Vegetationsdauern der landwirtschaftlichen Kulturpflanzen können Abb. 3.14 entnommen werden.

⁷Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde die von MAURER (1997) durchgeführte Zusammenfassung der Landnutzungsklassen gewählt (Anhang A.2.2).

Tab. 3.2: Niederschlagsmengen [mm] der Monate Juli/August 1991 und März/April 1993

	WB0	WB1	WB2	WB3	WB4	WB5	WB6	Ø
Juli 1991	75.3	61.8	52.5	59.1	63.8	58.5	57.7	61.2
14.07.1991	24.6	22.3	22.3	24.0	23.0	23.8	21.9	23.1
01.08. - 28.08.1991	4.8	2.2	5.1	3.4	2.3	3.4	1.6	3.2
Summe 01.07. - 28.08.1991	80.0	64.0	57.6	62.5	66.1	61.9	59.3	64.5
März 1993	10.3	9.7	10.8	10.3	7.6	10.7	12.7	10.3
01.04. - 27.04.1993	39.4	30.3	32.9	27.9	26.6	32.4	32.7	31.7
28.04. - 03.05.1993	1.4	0.2	0.1	0.8	0.4	1.1	2.2	0.9
Summe 01.03. - 27.04.1993	49.6	40.0	43.7	38.2	34.2	43.1	45.4	42.0
WB0 - WB6: Niederschlagsmessstationen des IHW								

Für die Szene vom 28.08.1991 läßt sich festhalten, dass die Getreidefelder größtenteils abgeerntet und lediglich Sonnenblumen- und Rübenfelder bewachsen waren. Die Szene vom 27.04.1993 fällt bis auf den Mais, der erst kurz zuvor ausgesät wurde in die volle Wachstumsperiode der meisten Kulturpflanzen im Weiherbachgebiet.

**Abb. 3.13:** Landnutzungsklassen Weiherbach Sommer 1991 (a) und Sommer 1993 (b)

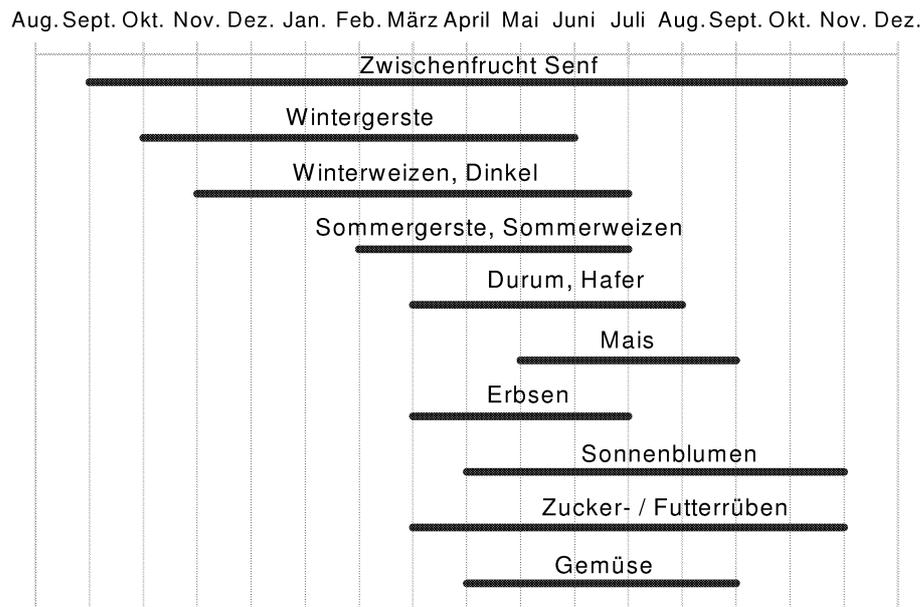


Abb. 3.14: Vegetationsdauer der landwirtschaftlichen Kulturpflanzen im Weiherbachgebiet aus (LEHMANN, 1995)

3.2.6 Bodenfeuchte

Messverfahren

Die Messungen wurden nach dem Time Domain Reflectometry (TDR) Verfahren mit Sondenlängen von 15 bis 60 cm durchgeführt. Detaillierte Beschreibungen dieses Messverfahrens finden sich u.a. bei DISSE (1992), LEHMANN (1995) und GEIB (1995).

Ein entscheidender Vorteil dieser Methode ist die einfache und flexible Installationsmöglichkeit im Vergleich zum Neutronensondenverfahren (siehe BOHLEBER, 1992) sowie die zerstörungsfreie Messung im Vergleich zur gravimetrischen Wassergehaltsbestimmung mit Bodenprobennahme mittels Stechzylinder von Bodenfeuchten in unterschiedlichen Tiefen (Abb. 3.15).

Im Rahmen des Weiherbachprojektes kamen Sondenlängen von 15, 30, 45 und 60 cm zum Einsatz. Die Sonden der Längen 30 - 60 cm wurden fest installiert, wohingegen die 15 cm langen Sonden bei jeder Messtour neu in der Nähe der übrigen Sonden in den Boden gedrückt wurden.

Das Prinzip der Messung beruht auf der Bestimmung der Dielektrizitätskonstante ϵ des beprobten Mediums und ist daher mit den Mikrowellentechniken (Abschn. 2.3) vergleichbar. Gemessen wird die Dielektrizitätskonstante des Bodenkörpers durch eine Geschwindigkeits- bzw. Laufzeitmessung einer elektromagnetischen Welle im Bodenkörper, wobei man sich die vergleichsweise hohen Werte für Wasser zunutze macht.

Die Bodenfeuchte läßt sich dann unter Anwendung verschiedener Modelle in Abhängigkeit von ϵ berechnen. GEIB (1995) gibt eine Übersicht über die verschiedenen Berechnungsansätze. Der erzielte Wert entspricht einem integrativen Wert der Bodenfeuchte über die gesamte Sondenlänge und ist daher nicht mit der Bodenfeuchte in einer bestimmten Tiefe zu verwechseln. Neben den bereits erwähnten Vorteilen, bringt die Nutzung der TDR-Sonden auch

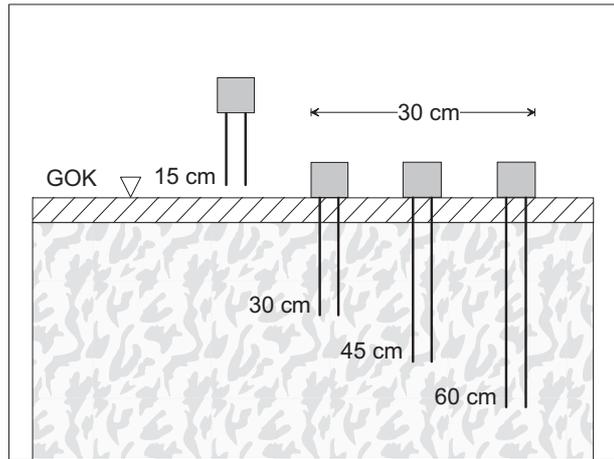


Abb. 3.15: Anordnung der TDR-Sonden

einige zu beachtende Besonderheiten mit sich. So teilen sich durch die in Abbildung 3.15 gezeigte Anordnung die Sonden unterschiedlicher Sondenlängen nicht das gleiche Kontrollvolumen.

Diese wird nach GEIB (1995) durch einen Bereich bis zu 3 cm Abstand von den Sonden definiert, wobei der erste cm den stärksten Einfluss auf den Messwert hat. Obwohl der Abstand der festinstallierten Sonden mit nur 15 cm auf den ersten Blick nicht sehr groß erscheint, muss man sich vergegenwärtigen, dass bereits kleine Störungen große Wirkungen auf die Messwerte haben können.

Zu nennen sind in diesem Zusammenhang vor allem Hohlräume, die beim Einbringen der Sonden zwischen der Sonde und dem Erdreich entstehen können (z.B. infolge Durchstehens einer Pore der Bodenmatrix), und zu einer deutlichen Verringerung des Messwertes führen. Weiterhin können solche Störungen auch durch Wurzelaktivität entstehen. Zusammenfassend lassen sich die von (GEIB, 1995) identifizierten Probleme bei der Messung mit TDR-Sonden wie folgt auflisten:

- Handhabungs- und Gerätefehler wirken sich auf die Genauigkeit der Zeitmessung aus, wodurch für kürzere Sonden größere Fehler entstehen. Für Sonden der Länge 15 cm liegt dieser Fehler bei ca. ± 2 Vol.% und verringert sich für 60 cm lange Sonden auf weniger als ± 1 Vol.%. Die Eingabe einer falschen Sondenlänge führt zu einer Überschätzung zwischen 1 bis 2 Vol.%.
- die 60 cm langen Sonden wiederum zeigten sich sehr empfindlich bei nassen Böden und daraus resultierenden hohen Dielektrizitätswerten. Der auftretende Fehler kann bis zu 8 Vol.% annehmen.
- Der Vergleich mit gravimetrischen Messungen ergab, dass die vom Gerätehersteller angegebenen Eichkurven nicht immer dem Feuchtebereich der untersuchten Bodentypen entsprachen. Daher ist eine Kalibrierung der Sonden für den jeweiligen Bodentyp anhand von gestörten und ungestörten Proben notwendig.

- Die natürliche kleinräumige Variabilität der Bodenfeuchte reicht bis in die Größenordnung des Abstandes der Sonden hinein, so dass generell immer mehrere Messungen durchgeführt und gemittelt werden sollten⁸.

Messnetz

Für das Weiherbachgebiet stehen eine Vielzahl von punktuellen Bodenfeuchtemesswerten zur Verfügung. Das vom Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft (IHW) betriebene Ausgangsmessnetz wurde schrittweise von 60 (1989) auf 110 Messpunkte (1990) erweitert und während zweier Intensivmesskampagnen auf 117 (13./14.Juni 1994) bzw. 125 (25./26.Juli 1994) erhöht. Die Wahl der Messstandorte erfolgte dergestalt, dass einerseits eine möglichst hohe räumliche Auflösung erzielt wurde (im Mittel 6,8 ha/Punkt), andererseits musste die Zugänglichkeit der Messpunkte gewährleistet sein.

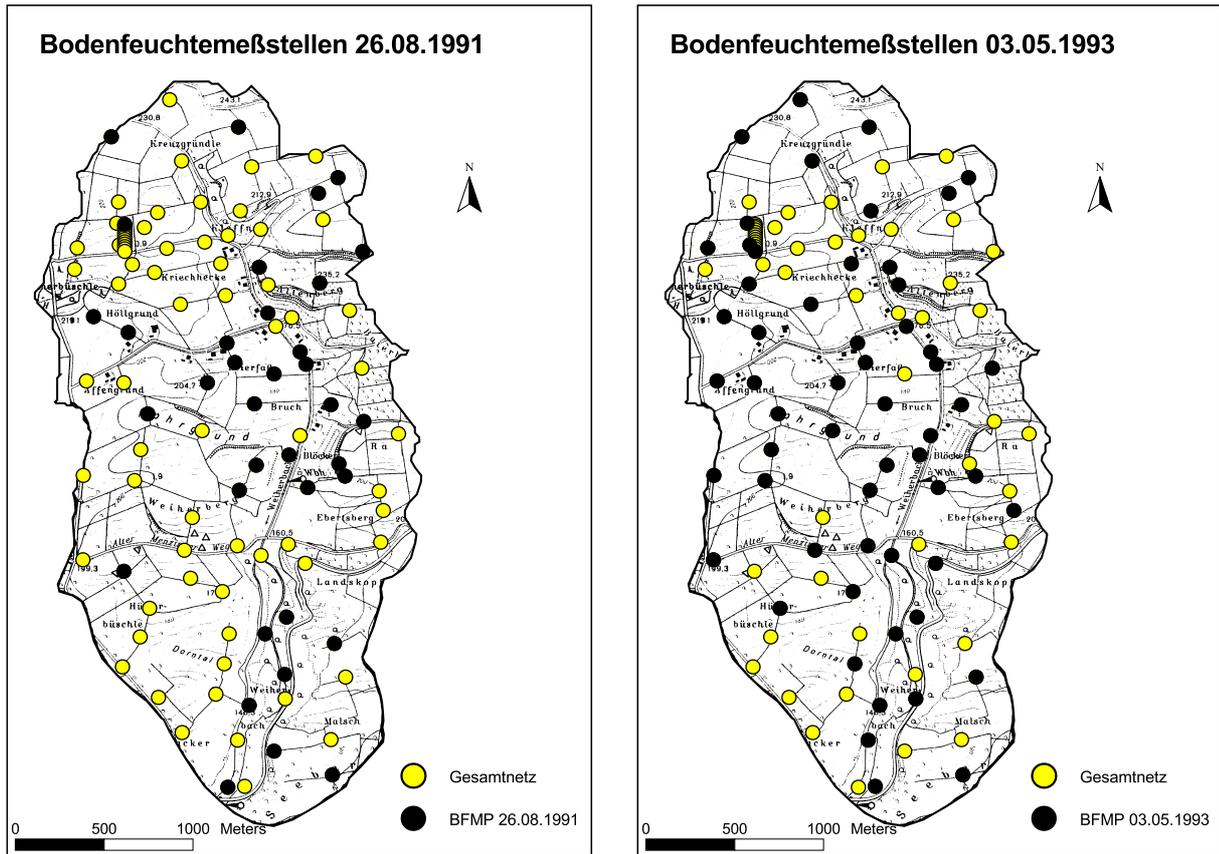
Da das Weiherbachgebiet intensiv landwirtschaftlich genutzt wird, konnten die Messpunkte stets nur an den Feldrändern installiert werden und je nach Arbeitsbedarf des Landwirtes (Bodenbearbeitung, Aussaat, Ernte) mussten Messsonden zeitweise gezogen werden. Der Messaufwand erlaubte es nicht, alle Punkte an einem Tag zu beproben. Daher wurden Messungen auf fünf verschiedenen Touren durchgeführt, die jeweils eine Teilmenge aller Messpunkte enthielten. Folglich konnte jeder Punkt im Durchschnitt alle 11 Tage beprobt werden (DISSE, 1992). Für die Zeitpunkte der Landsat TM Szenen stehen keine zeitgleichen Bodenfeuchtemessungen des IHW-Messnetzes zur Verfügung. Es wurden im Rahmen der wöchentlichen Messungen am 26.08.1991, also zwei Tage vor der Szene vom 28.08.1991, an 35 Messpunkten und am 29.04.1993 sowie am 03.05.1993, also acht Tage zuvor bzw. 7 Tage nach der Szene vom 27.04.1993, an 55 Messpunkten Bodenfeuchtwerte erhoben (Abb. 3.16).

Weiterhin stehen die mit Hilfe einer Neutronensonde erhobenen Messwerte für den Einzelhang des Neuenbürger Pfades zur Verfügung (BOHLEBER, 1992). Neben diesen periodisch erhobenen Daten existiert eine Zeitreihe mit Bodenfeuchtetageswerten, die an der zentralen Meteorologischen Messstation aufgezeichnet wurden (KOLLE & FIEDLER, 1992).

Abbildung 3.17 zeigt die Zulässigkeit der Verwendung der Bodenfeuchtemessungen (Tiefe: 0-45cm) vom 26.08.1991 für den Vergleich mit der Landsat TM Szene vom 28.08.1991, da sich nach der langen Austrocknungsphase keine starken Veränderungen in der Bodenfeuchte während der zwei Tage zwischen der Landsat Aufnahme und der Feldmessung ausmachen lassen. Eine Ausnahme bildet der Messpunkt 57, der in einem Gipskeuperfeld gelegen ist. Dieser Punkt wies während der gesamten Projektlaufzeit durchgehend höhere Feuchtwerte auf als alle anderen zeitgleich beprobten Punkte (LÄCHLER, IWK, persönliche Mitteilung, 1999) und zeigt während der Trockenperiode im August 1991 eine anhaltend abfallende Tendenz.

Auffallend sind die relativ großen Schwankungen der Bodenfeuchtwerte der periodisch beprobten Messpunkte im Vergleich zu den in geringeren Abständen beprobten Messstellen NS01, NS05, NS09 und NS13, welche am Intensivmesshang Neuenbürger Pfad mit einer

⁸Aus Gründen des Zeitaufwands wurde auf diese Mehrfachmessung im Rahmen der TDR-Messtouren jedoch verzichtet.



(a)

(b)

Abb. 3.16: Bodenfeuchtemessungen für die Termine vom 26.08.1991 (a) und 03.05.1993 (b) im Vergleich zum Gesamtnetz (BFMP: Bodenfeuchtemesspunkt)

Neutronensonde beprobt wurden (vgl. BOHLEBER, 1992). Diese Unterschiede können einerseits dadurch bedingt sein, dass die TDR-Sonden zeitweise gezogen bzw. versetzt werden mussten, andererseits aber auch auf eine fehlende kontinuierliche Vergleichsmöglichkeit mit Vorgängerwerten (der zeitliche Abstand zwischen zwei Messungen am selben Messpunkt betrug im Mittel 11 Tage!), die das Identifizieren von Ausreißern erleichtert.

Deutlicher wird dieser Eindruck, betrachtet man die täglichen Bodenfeuchtemessungen der zentralen meteorologischen Messstation für die beiden Zeiträume (Abb. 3.18). Hier wurde für die Bodenfeuchtemessungen eine am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Forschungszentrum Karlsruhe/Universität Karlsruhe entwickelte Bodenfeuchtesonde basierend auf der dielektrischen Funktion eingesetzt (KOLLE & FIEDLER, 1998). Die Messungen in 3, 10, 20, 30 und 40 cm Tiefe wurden alle 10 min durchgeführt, so dass sehr homogene Tagesmittelwerte bestimmt werden konnten.

Für den Zeitraum Juli/August 1991 bestätigt sich das fast konstante, sehr niedrige Niveau der Bodenfeuchtwerte in den Tiefen größer 20 cm. KOLLE & FIEDLER (1998) nennen die starke Verdichtung des Pflughorizontes als Grund für die verringerte Tiefensickerung des Wassers. Folglich erhöhte sich nach den Niederschlägen im Juli der Bodenwassergehalt vor

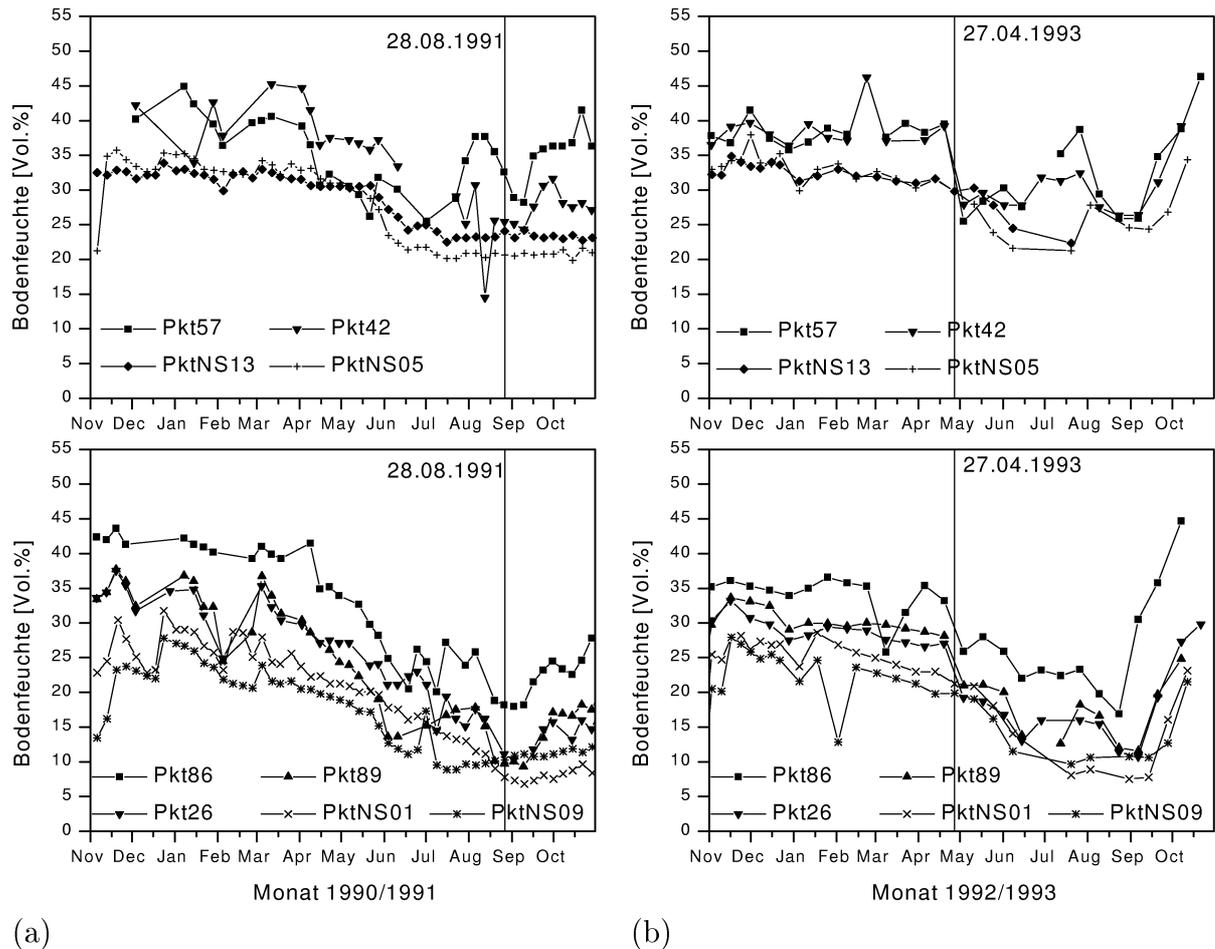


Abb. 3.17: Ausgewählte Bodenfeuchteganglinien der TDR-Messungen (Pkte 26,42,57,86,89, Tiefe=0-45cm) und Neutronensondenmessungen (Pkte NS01, NS05, NS09, NS13, Tiefe=40cm) für die hydrologischen Jahre 1991 (a) und 1993 (b).

allein in den oberen 20 cm. Bedingt durch die Ernte der Gersten- und Weizenbestände in Verbindung mit der aufgrund der geringen Bodenfeuchte reduzierten Wasserleitfähigkeit und der niedrigeren Verdunstung des unbedeckten Bodens, kommt es zu einer Umkehrung des Bodenfeuchteprofils (Abb. 3.18) mit höheren Werten nahe der Oberfläche (KOLLE & FIEDLER, 1998). Daher waren es auch diese Bodenschichten, repräsentiert durch die Messwerte in 3 und 10 cm Tiefe, deren Bodenfeuchtwerte einen verstärkten Abfall, ausgelöst durch die anhaltende Trockenphase im August, aufwiesen.

Für den Zeitraum März/April 1993 stellte sich die Situation nicht so eindeutig dar. Der Unterschied zwischen den beiden Messterminen vom 19.04. und 03.05.1993 ist deutlich auszumachen und die Landsat TM Szene vom 27.04.1993 fällt in eine Abtrocknungsphase. Hierbei sind für die einzelnen Messpunkte unterschiedlich große Gradienten feststellbar. Daher muss im Verlauf der weiteren Untersuchung entschieden werden, welcher der beiden Messtermine zum Vergleich mit dem aus der Landsat TM Szene bestimmten Feuchteindex herangezogen wird.

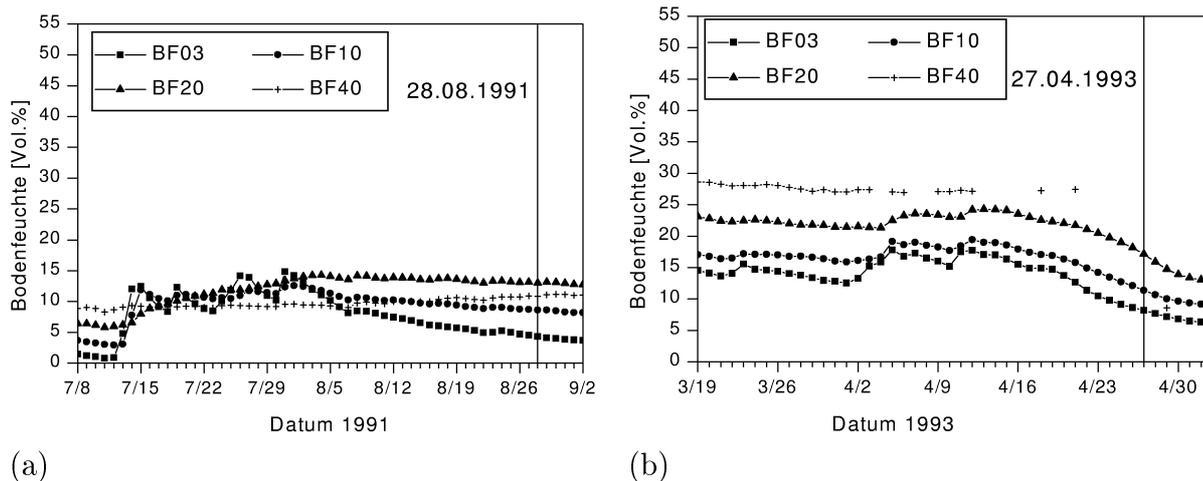


Abb. 3.18: Ganglinien der Bodenfeuchtemessungen Juli/August 1991 (a) und März/April 1993 (b) an der zentralen meteorologischen Messstation. BF03 bis BF40 stehen für die Bodenfeuchtemessungen in 3, 10, 20 und 40 cm Tiefe.

3.2.7 Gegenüberstellung Feuchteindex und punktuelle Bodenfeuchtemesswerte

Für die beiden Landsat TM Szenen vom August 1991 und April 1993 wird das in Abschnitt 2.8 beschriebene Verfahren der Hauptkomponententransformation genutzt. Erwartungsgemäß erklärt für das semi-humide Weiherbachgebiet der zweite Faktor, welcher die Vegetation (*Greenness*) repräsentiert, einen größeren Teil der auftretenden Gesamtvarianz als der Feuchtefaktor.

Die Schwierigkeit bei der Anwendung dieses Verfahrens liegt folglich in der Wahl eines Trainingsgebietes, welches möglichst keine freien Wasserflächen⁹ aber auch einen ausreichend hohen Anteil an unbedecktem Boden enthält, da sonst die Dominanz der Vegetation zu groß würde. Ein Trainingsgebiet wird als akzeptabel angesehen, sobald die in Abschnitt 2.8 beschriebene Struktur der Faktoren erzielt wird.

Abb. 3.19 zeigt die Gegenüberstellung der Faktorstrukturen nach CRIST & CICONE (1984) und der erzielten Faktoren für die beiden Landsat TM Szenen des Weiherbachgebietes. Auffallend sind, neben dem geringeren Anteil des dritten Faktors an der erklärten Gesamtvarianz der Rohdaten (Tab. 3.2.7), die umgekehrten Vorzeichen der Faktorladungen (Abb. 3.19) für den dritten Faktor (*Wetness*). Dies ist ein typisches Phänomen für Szenen mit hohem Vegetationsanteil (VOGT, CNRS Strasbourg, persönliche Mitteilung, 1999).

Die in Abb. 3.19 dargestellten Faktorladungen der Testgebiete werden im nächsten Schritt auf das Gesamtgebiet des Weiherbachs angewendet. Daraus erhält man die räumlichen Verteilungen, wie sie in den Abbildungen 3.20 und 3.21 dargestellt sind.

Um flächenhafte Aussagen über die Bodenfeuchte zu erlangen, muss der als relative Verteilung der räumlichen Bodenfeuchte zu interpretierende Index anhand vom Messwerten

⁹Diese würden sonst einen eigenen Faktor darstellen.

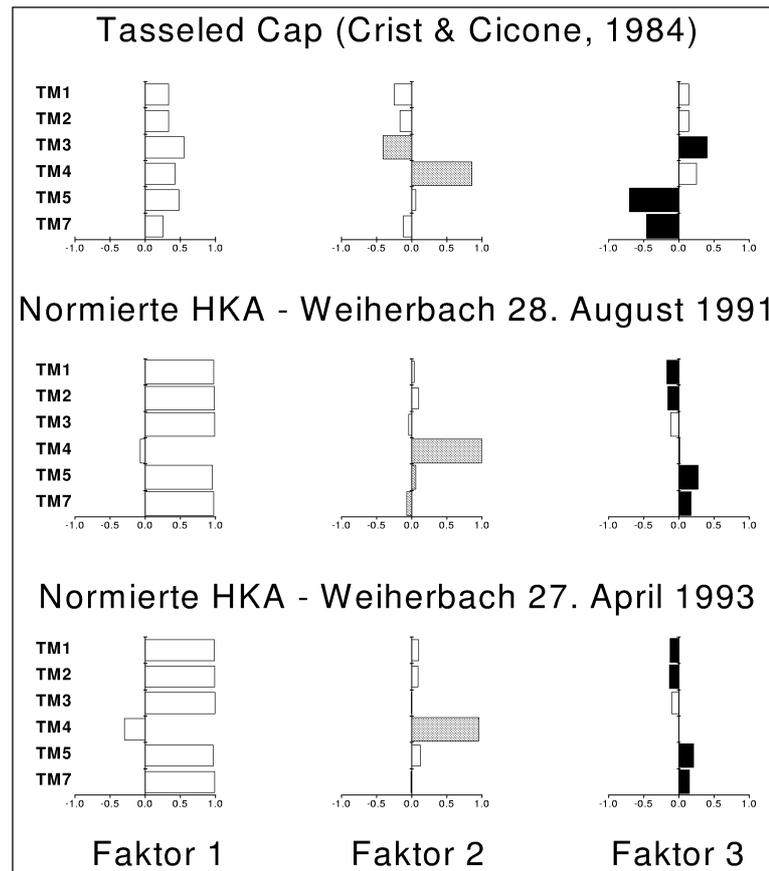


Abb. 3.19: Vergleich der Tasseled Cap nach CRIST & CICONE (1984) mit der normierten Hauptkomponentenanalyse (HKA) der Landsat TM Szenen Weiherbach vom August 1991 und April 1993

Hauptkomponente	TM Szene 28.08.1991		TM Szene 27.04.1993	
	Erklärte Varianz	Σ (erklärte Varianz)	Erklärte Varianz	Σ (erklärte Varianz)
1	78.90	78.90	81.39	81.39
2	16.91	95.81	15.72	97.11
3	2.86	98.67	1.82	98.93

Tab. 3.3: Durch die Hauptkomponenten erklärte Varianz der Rohdaten der beiden Landsat TM Szenen Weiherbach

kalibriert werden. Für die Kalibrierung des Feuchteindex wird unter Anwendung des GIS SPANS®(TYDAC, 1997) der Indexwert für die geographische Lage jedes Bodenfeuchtemesspunktes ermittelt. Anschließend werden beide Werte gegeneinander aufgetragen (Abb. 3.23(a), A.2 (Anhang) und 3.23(b)).

Bei der gegebenen geometrischen Auflösung der Landsat TM Szenen mit einer Pixelgröße von 900 m² ist eine detaillierte Untersuchung für einzelne Messpunkte notwendig, da die Wahl der Bodenfeuchtemessstandorte stark von Randbedingungen (Zugänglichkeit, Beein-

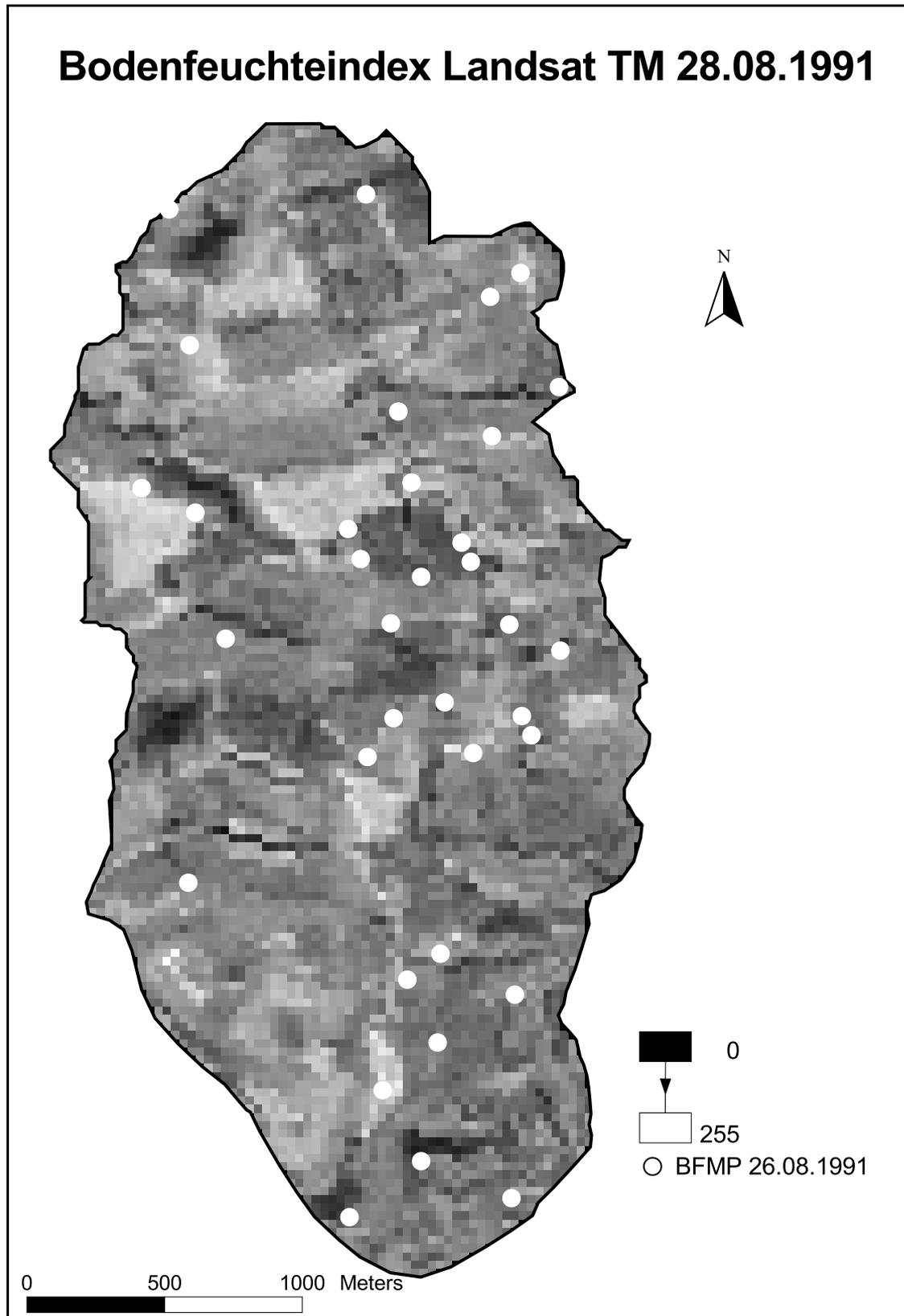


Abb. 3.20: Feuchteindex für das Weierbachgebiet abgeleitet aus der Landsat TM Szene vom **28.08.1991**. Der Index ist skaliert von 0 - 255 und in Graustufen dargestellt, wobei dunklere Farbtöne niedrigeren Indices entsprechen, da feuchtere Böden mehr Strahlung absorbieren und dunkler erscheinen. Zusätzlich sind die zur Verfügung stehenden Bodenfeuchtemesspunkte (BFMP) des Messtermins **26.08.1991** aufgetragen.

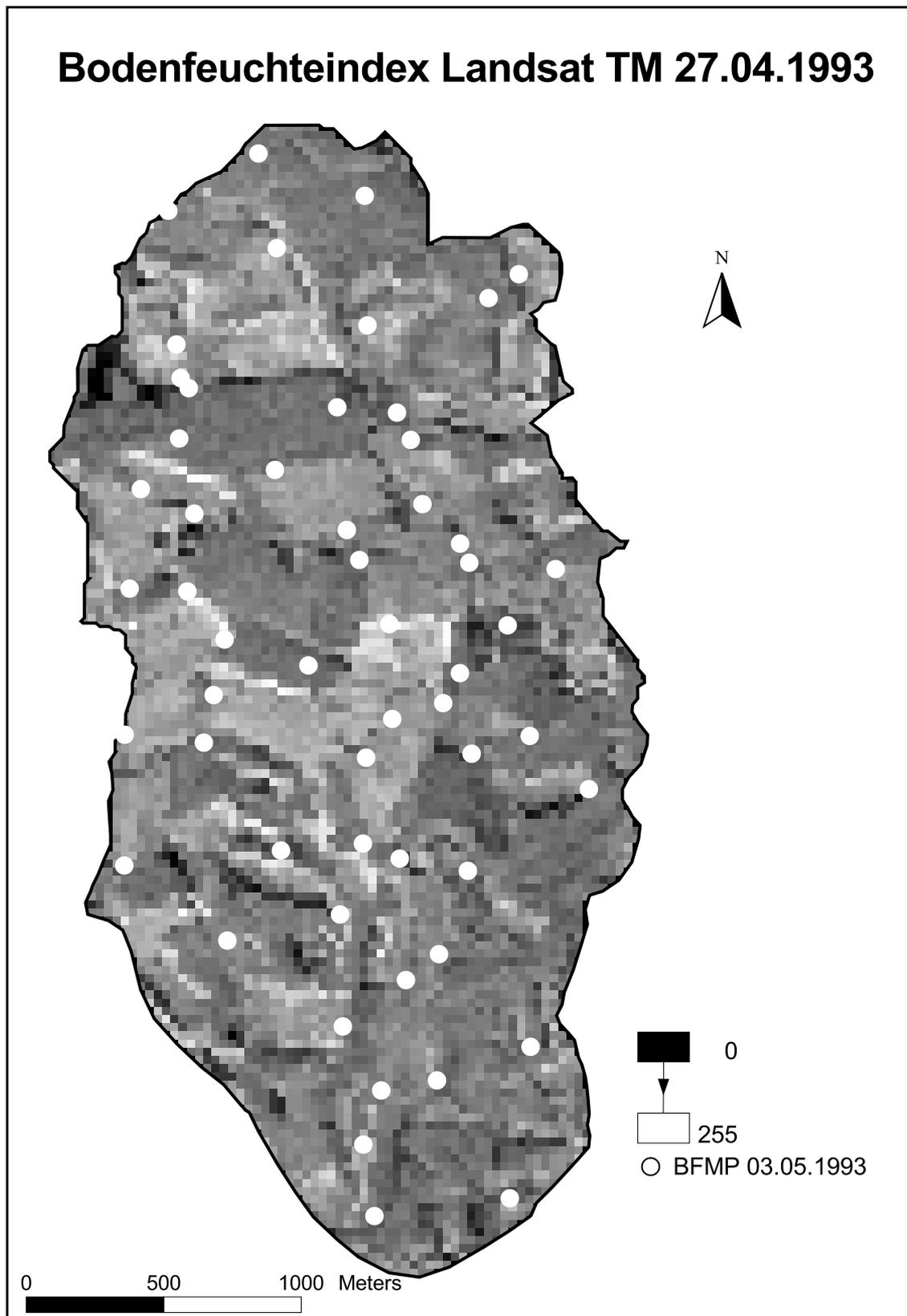


Abb. 3.21: Feuchteindex für das Weiherbachgebiet abgeleitet aus der Landsat TM Szene vom **27.04.1993**. Der Index ist skaliert von 0 - 255 und in Graustufen dargestellt, wobei dunklere Farbtöne niedrigeren Indices entsprechen, da feuchtere Böden mehr Strahlung absorbieren und dunkler erscheinen. Zusätzlich sind die zur Verfügung stehenden Bodenfeuchtemesspunkte (BFMP) des Messtermins **03.05.1993** aufgetragen.

trächtigung der Feldbewirtschaftung etc.) abhängt. Dies kann zur Folge haben, dass ein Bodenfeuchtemesswert einem Pixel zugeordnet wird, welches durch Elemente in der direkten Umgebung (Weg, Straße oder Wald) beeinflusst wird. Daher muss in solchen Fällen ein benachbarter Pixelwert herangezogen werden (vgl. Abb. 3.22), um eine korrekte Zuordnung zu gewährleisten. Grundsätzlich werden immer nur die direkt benachbarten Pixel (Abstand ≤ 30 m) für Korrekturen gewählt.

Für die August-Szene existieren die Feuchtemessungen von 35 Punkten, für 9 davon muss die Pixelzuordnung korrigiert werden. Für die April-Szene sind insgesamt 55 Punkte vorhanden, von denen für 18 eine Korrektur erfolgt (Tab. A.1, Anhang). Es stellt sich natürlich

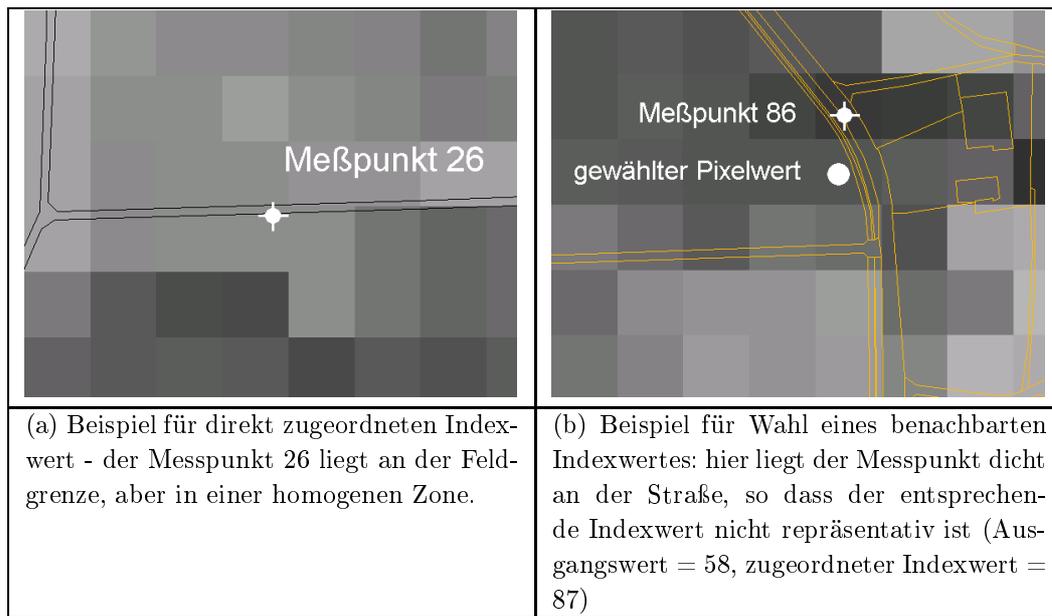


Abb. 3.22: Korrektur der Zuordnung der Indexwerte für einzelne Bodenfeuchtemesspunkte

die Frage der Vergleichbarkeit, da der Indexwert eine integrative Größe über die Pixelfläche von 900 m^2 darstellt, die Bodenfeuchtemessung jedoch eine punktuelle Größe ist. Der direkte Vergleich wäre mit nur einer Einzelmessung wenig aussagekräftig, jedoch lassen sich wegen der Vielzahl der Punkte Aussagen ableiten, da das Messnetz zumindest einen Teil der räumlichen Variabilität erfasst.

Der Vergleich der Indexwerte mit den Messwerten läßt eine einheitliche Tendenz erkennen: der Index verhält sich umgekehrt proportional zur gemessenen Bodenfeuchte. Für die Szene vom 28.08.1991 stehen Messungen mit TDR-Sonden vom 26.08.1991 und Neutronensondennmessungen vom 27.08.1991 zur Verfügung. Für die Szene vom 27.04.1993 existieren Messungen im gesamten Einzugsgebiet (TDR) von den Messterminen 19.04.1993 und 03.05.1993. Die Bodenfeuchteganglinie zeigt während dieser Zeit eine abfallende Tendenz. Anhand der Neutronensondennmessungen vom 27.04.1993 läßt sich die bessere Repräsentativität des Messtermins 03.05.1993 ableiten, da die Werte vom 27.04.1993 im gleichen Streubereich liegen (Abb. 3.23(b)), während sie im Vergleich zu den Werten vom 19.04.1993 wesentlich geringer sind (Abb. A.2, Anhang).

Für jeden Bodenfeuchtemesspunkt stehen die Werte aus verschiedenen Tiefen zur Verfügung, wobei es sich bei den TDR-Messungen um integrative Werte bis zur jeweiligen Tiefe handelt. Der Vergleich des Indexwertes mit den unterschiedlichen Tiefenfeuchten macht die hohe Variabilität in der obersten Bodenschicht (TDR-Werte 0-15 cm) deutlich. Auf die großen Schwankungen in diesem Bereich macht LEHMANN (1995) aufmerksam und nennt als mögliche Gründe kleinräumig hochvariable bodenhydraulische Parameter infolge der lokalen Verdichtung durch z.B. Traktoren.

Mit zunehmender Länge der TDR-Sonden und damit steigender Tiefe der Feuchteintegration nimmt die Streubreite ab. Allerdings läßt sich für die TDR-Werte (0-60 cm) vom August 1991 ein erneutes Ansteigen der Streubreite erkennen. GEIB (1995) nennt als möglichen Grund für dieses Phänomen die Anfälligkeit der TDR-Sonden bei größeren Sondenlängen gegenüber Hohlräumen im Boden, welche zum Abriss des elektrischen Signals führen können. Folglich wird als Referenzbodenfeuchte die TDR-Messung 0-45 cm ausgedrückt in Volumenprozent herangezogen. An dieser Stelle sei nochmals erwähnt, dass der in dieser Arbeit genutzte Feuchteindex nicht mit einer direkten "Messung" der Bodenfeuchte zu verwechseln ist. Die Wellenlängen, die von den Sensoren des Landsat TM gemessen werden, dringen nur im Millimeterbereich in den Boden ein. Die Beschaffenheit der Bodenoberfläche darf aber nicht losgelöst vom dazugehörigen Untergrund betrachtet werden, da dieser einen starken Einfluss auf den Feuchtegehalt der Bodenoberfläche hat. Durch die statistische Auswertung aller 6 Landsat TM Kanäle mittels der HKA kann der über 900 m² integrierte Feuchteindex als Spiegel dieser Feuchteverhältnisse angesehen werden.

3.2.8 Bodenfeuchte und Bodenbeschaffenheit

Ein die Bodenfeuchteverteilung wesentlich beeinflussender Faktor ist die Bodenbeschaffenheit. Wie bereits erwähnt, wurden im Rahmen des Weiherbachprojektes eine Reihe von Untersuchungen mit dem Ziel der Bodenansprache durchgeführt (WAGNER, 1991; GEROLD ET AL., 1992; WEIBLEN, 1997; GERLINGER, 1997; SCHÄFER, 1999). Als eines der Ergebnisse liegen in der zentralen Datenbank die Auswertungen von über 400 Bohrprofilen vor. Leider wurden diese Arbeiten unabhängig von den Bodenfeuchtemessungen durchgeführt, d.h. es existieren keine systematischen Bodenansprachen für die Messpunkte der Bodenfeuchterhebungen. Daher wird unter Zuhilfenahme des GIS SPANS über eine Buffer-Abfrage¹⁰ versucht, jedem Bodenfeuchtemesspunkt das nächstgelegene Bodenprofil zuzuordnen. Für insgesamt 45 Bodenfeuchtemesspunkte können Bohrprofile in einem Abstand ≤ 50 m identifiziert werden, wovon 38 in einem Abstand ≤ 30 m liegen. Exemplarisch soll anhand der folgenden Messpunkte der Nutzen dieser Information aufgezeigt werden.

Betrachtet man die in Tabelle 3.4 dargestellten Auswertungen der Bodenprofile, so fällt zunächst die Homogenität der Bodenbeschaffenheit zwischen den Profilen einerseits und zwischen den Horizonten andererseits auf. Dies betrifft sowohl die Lagerungsdichten und Kornverteilungen, als auch die residualen Wassergehalte (Θ_r) und jene bei Sättigung (Θ_s).

¹⁰Kreisförmiges Absuchen der Punkte innerhalb einer bestimmten Nachbarschaft.

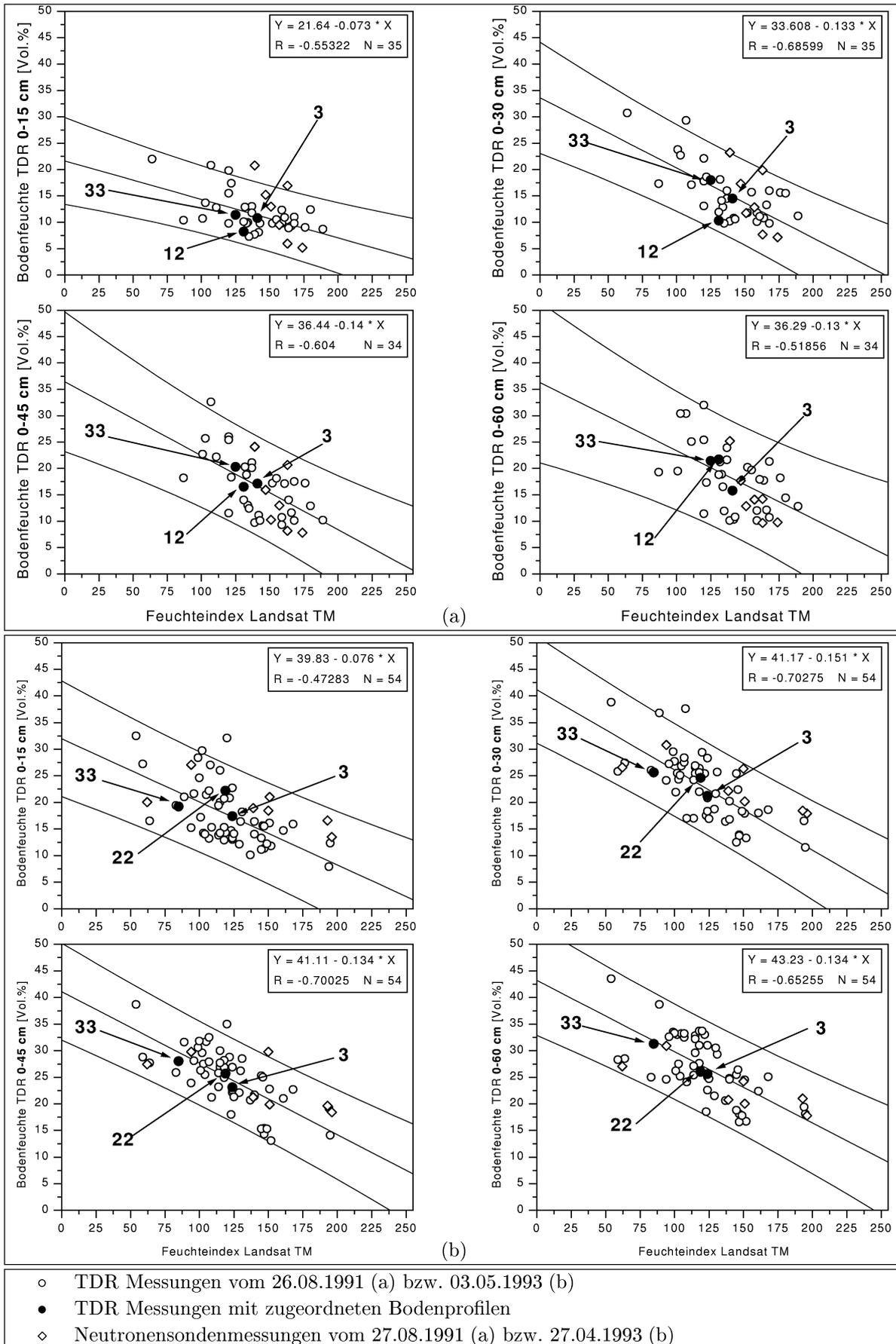


Abb. 3.23: Gegenüberstellung Landsat TM Feuchteindex vom **28.08.1991** (a) bzw. **27.04.1993** (b) und TDR Bodenfeuchtemessungen mit verschiedenen Sondenlängen vom **26.08.1991** (a) bzw. **03.05.1993** (b).

Lediglich die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (k_s) variiert für die beiden Hangkolluvien (BP Nr. 1131 und 1181) zwischen den Horizonten deutlich. SCHÄFER (1999) vermutet als eine der Ursachen hierfür den Einfluss der langjährigen Bodenbearbeitung, der sich als ausgeprägte Pflugsohle bemerkbar macht.

BFMP Nr.	BP Nr.	Horizont [cm]	LD [-]	T [%]	U [%]	S [%]	Θ_r [cm ³ /cm ³]	Θ_s [cm ³ /cm ³]	k_s [cm/h]	Bodenart
* 22	1181	Ap 0-35	3	17	77	2	0.062	0.445	0.290	tL
		M1 35-95	3	20	74	2	0.072	0.450	1.297	tL
		M2 95-200	3	23	73	2	–	–	–	tL
★ 33	1191	Ap 0-25	3	18	75	3	0.055	0.447	0.373	lU
		M1 25-95	3	20	75	2	0.027	0.453	0.347	lU
		M2 95-200	3	19	77	2	–	–	–	lU
† 3	1033	Ap 0-35	3	24	71	1	0.026	0.461	0.383	L
		M1 35-100	3	21	74	2	0.044	0.472	0.420	L
		M2 100-190	3	25	71	1	–	–	–	L
		Cl 190-200	2	15	81	1	–	–	–	U
‡ 12	1131	Ap 0-30	2	16	77	4	0.074	0.423	1.253	U
		C1 30-75	2	16	75	5	0.042	0.457	0.177	U
		fM 75-100	2	25	68	4	–	–	–	l'U
		C2 100-200	2	12	82	3	–	–	–	U

BFMP: Bodenfeuchtemesspunkt, BP: Bodenprofil, LD: Lagerungsdichte
T: Ton ($\varnothing \leq 2\mu\text{m}$), U: Schluff ($2\mu\text{m} \leq \varnothing \leq 63\mu\text{m}$), S: Sand ($63\mu\text{m} \leq \varnothing \leq 2000\mu\text{m}$)
Abstand Bodenfeuchtemesspunkt zu Bodenprofil: * = 10 m, ★ = 20 m, † = 30 m, ‡ = 40 m

Tab. 3.4: Den Bodenfeuchtemesspunkten zugeordnete Bodenprofile. Zusätzlich sind die bodenhydraulischen Parameter (nach SCHÄFER, 1999), soweit verfügbar, dargestellt.

BFMP 3/BP 1033, BFMP 33/BP 1191: Bei diesen Bodenprofilen handelt es sich um Lösskolluvien, welche aufgrund ihrer ausgeprägten Homogenität sowohl hinsichtlich der Kornverteilung (Abb. 3.24 (a) und (b)) als auch hinsichtlich der von SCHÄFER (1999) ermittelten bodenhydraulischen Parameter (Tab. 3.4) typisch für viele der Böden im Weiherbachgebiet sind. Die dazugehörigen Bodenfeuchtwerte liegen für alle vier Sondenlängen der TDR-Messung (Abb. 3.23(b)) nahe an der Regressionsgerade, was den homogenen Charakter dieser Böden unterstreicht.

BFMP 12/BP 1131: Hangkolluvium auf Löss mit einer sehr hohen Durchlässigkeit bis zum Pflughorizont. Der darunterliegende C-Horizont (Abb. 3.24 (c)) ist weniger durchlässig und weist eine höhere Sättigungsfeuchte auf. Folgerichtig liegt die gemessene Bodenfeuchte beim Vergleich mit den Indexwerten für die Messtiefe 0-15 cm unterhalb der Regressionsgeraden, d.h. der Punkt ist trockener. Mit zunehmender Tiefe nähern sich die Punkte der Regressionsgeraden und für die Sondenlänge 60 cm liegt der Punkt schließlich über ihr, was die erhöhte Sättigungsfeuchte widerspiegelt.

BFMP 22/BP 1181: Hangkolluvium aus Löss mit einer geringen Durchlässigkeit bis zum Pflughorizont (Abb. 3.24 (d)). Trotz sehr ähnlicher Sättigungsfeuchte nähert sich der Wert erst unterhalb des Pflughorizontes an die Regressionsbeziehung, bedingt durch die geringe Durchlässigkeit des Oberbodens.

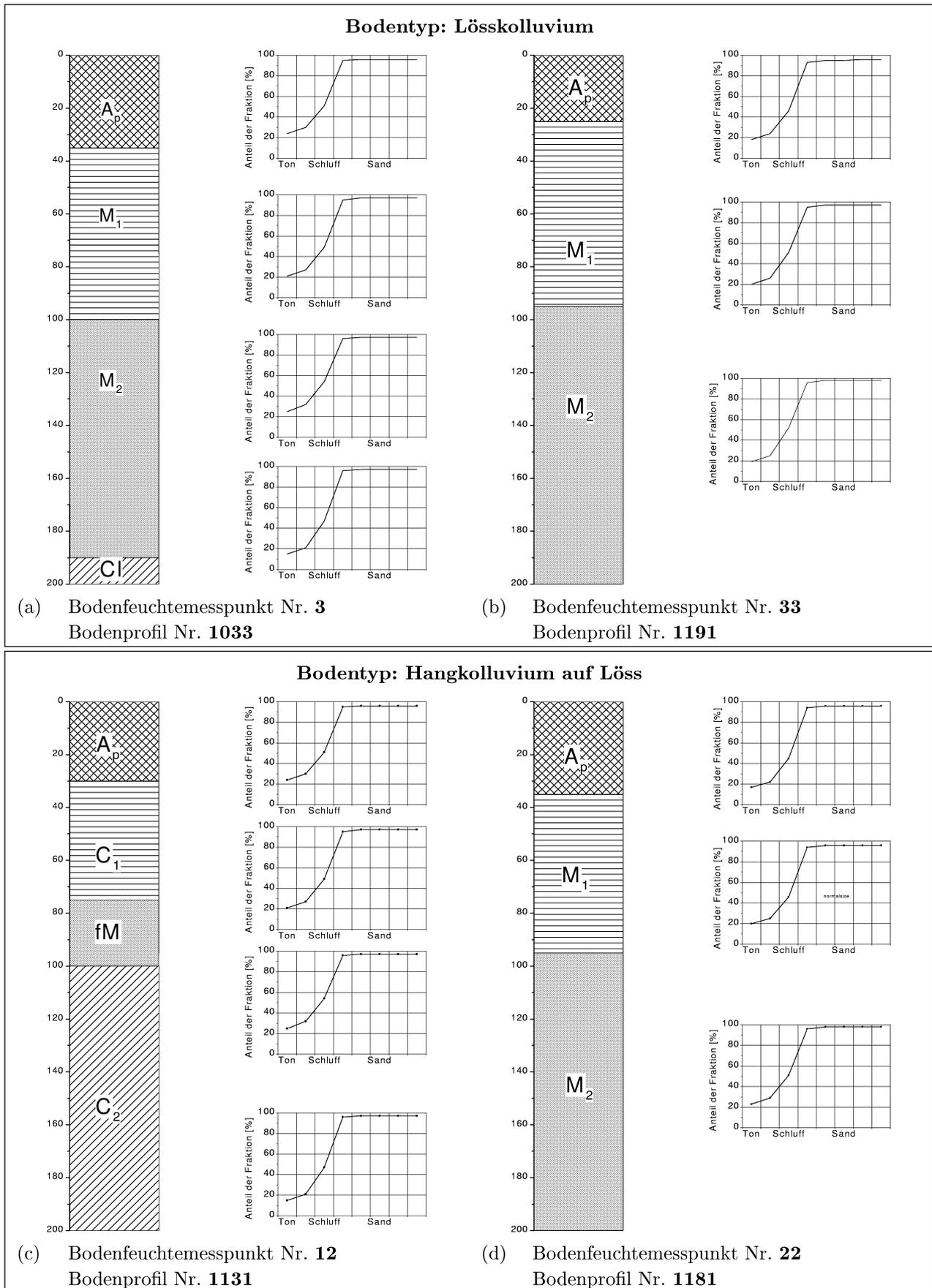


Abb. 3.24: Bodenfeuchtemesspunkte und zugeordnete Bodenprofile. Bodenbezeichnung nach bodenkundlicher Kartieranleitung BK'82

Grundsätzlich sind die aus den Bodenprofilen erhältlichen Auswertungen in Verbindung mit bodenhydraulischen Parametern geeignet, die am jeweiligen Bodenfeuchtemesspunkt herrschenden bodenhydraulischen Verhältnisse zu charakterisieren. Allerdings muss man sich stets vor Augen führen, dass sämtliche dieser Kennwerte sich nur auf die Bodenmatrix beziehen und damit alle Einflüsse infolge Makroporen unberücksichtigt bleiben.

KÄMPF & ZEHE (1996) geben für das Makroporensystem im Löss des Weiherbachgebietes ein repräsentatives Elementarvolumen¹¹ in der Größenordnung von einem bis mehreren Kubikmetern an, im Vergleich zur Größe der Stechzylinder von 100 cm³, die die Grundlage für die Ermittlung der bodenhydraulischen Parameter bildeten.

Weiterhin gilt für die Lössböden, dass die Leitfähigkeit der Makroporen zwischen 1000 und 10000 mal höher ist als die der Matrix (SCHÄFER, 1999). Schließlich weist SCHÄFER (1999) darauf hin, dass die Annahme zeitlich konstanter bodenhydraulischer Eigenschaften nicht der Realität entspricht. Vor allem die Parameter Θ_s und k_s , welche am stärksten von der Bodenbearbeitung und der biologischen Aktivität betroffen sind, sollten variabel, in erster Näherung zum Beispiel mit einer jahreszeitlichen Periodizität angesetzt werden.

3.2.9 Analyse der flächenhaften Verteilung der Bodenfeuchte

Für die hydrologische Modellierung auf der Einzugsgebietsskala ist die Kenntnisse flächenhafter Bodenfeuchteverteilungen von großer Bedeutung. In der hydrologischen Praxis wird diese Flächeninformation meist durch Interpolation der Punktmessungen erzielt. Im vorhergehenden Abschnitt wurde durch den Vergleich der Bodenfeuchteindices mit den gemessenen Bodenfeuchtwerten an den Messpunkten gezeigt, dass der Feuchteindex geeignet ist, die an den Punkten erfasste Variabilität wiederzugeben.

Im nun folgenden Abschnitt wird die durch den Satelliten gelieferte räumliche Verteilung analysiert. Die Abbildungen 3.25 und 3.26 zeigen die durch die Regressionsbeziehungen (0-45 cm Tiefe) in Vol.% umgerechneten Bodenfeuchteindices für die beiden Landsat TM Szenen vom 28.08.1991 und 27.04.1993. Durch das Auftragen der an den Messpunkten erhobenen Bodenfeuchten gegen die Feuchteindices wird deutlich, dass die im Einzugsgebiet vorherrschenden flächenhaften Strukturen der Bodenfeuchteverteilung nur teilweise von den Punktmessungen erfasst werden können.

Für die Szene vom August 1991 stehen für geostatistische Zwecke offensichtlich zu wenig Punkte zur Verfügung. Aber auch der Blick auf die Szene vom April 1993 veranschaulicht, dass trotz der höheren Anzahl an Messpunkten nicht alle signifikanten Strukturen aufgenommen werden.

Damit wird klar, dass durch den aus Satellitendaten ermittelten Feuchteindex eine zusätzliche Information zur Verfügung steht, welche bisher in den hydrologischen Anwendungen viel zu selten genutzt wird.

¹¹Kleinste Volumeneinheit, ab welcher eine repräsentative, d.h. wiederholbare Messung eines Parameter durchführbar ist.

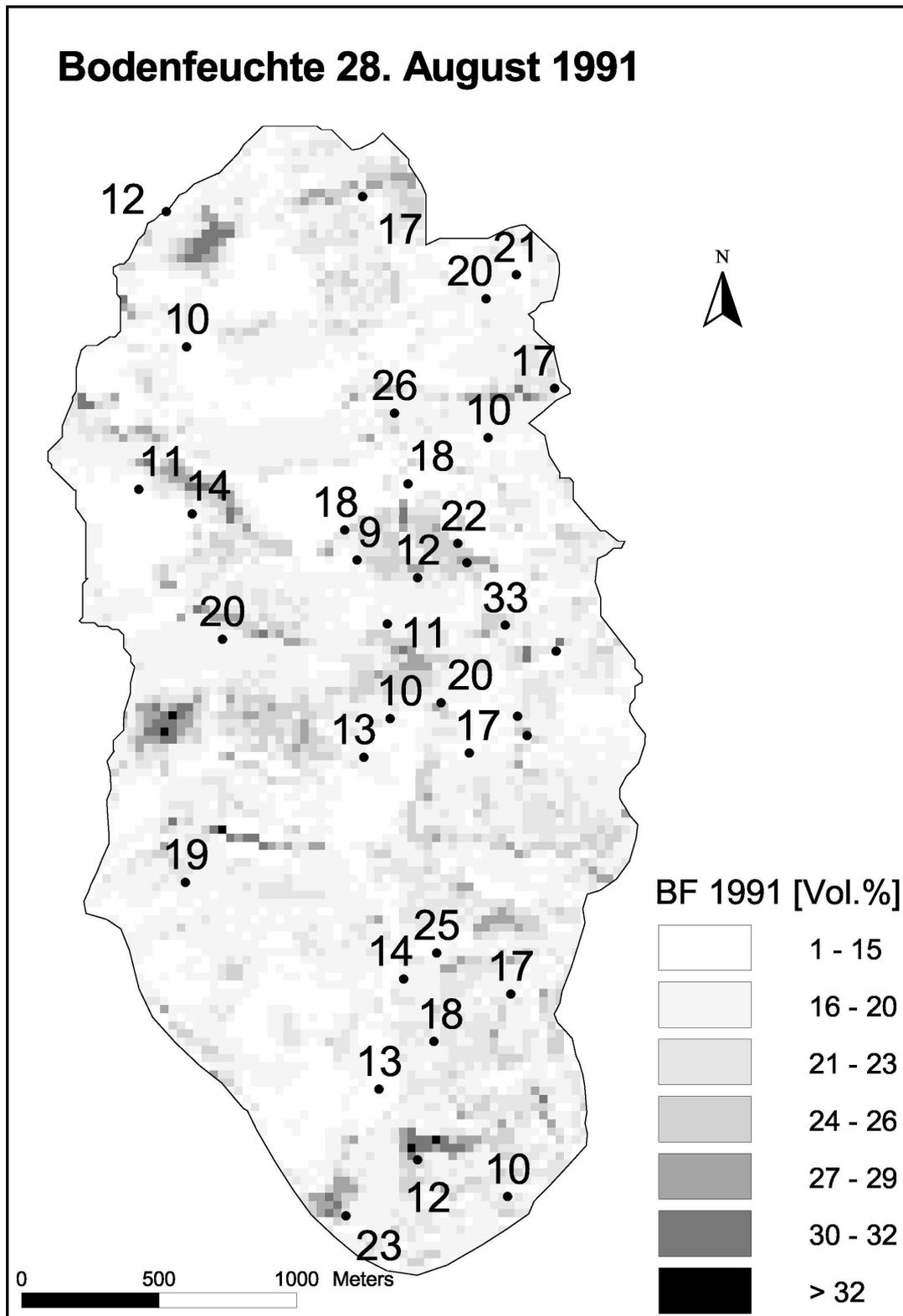


Abb. 3.25: Flächenhafte Bodenfeuchteverteilung für das Weiherbachgebiet am 28.08.1991, abgeleitet aus dem Feuchteindex und skaliert in Vol.% anhand der TDR-Messungen der Sondenlänge 45 cm. Zusätzlich aufgetragen sind die Messwerte der TDR-Sonden.

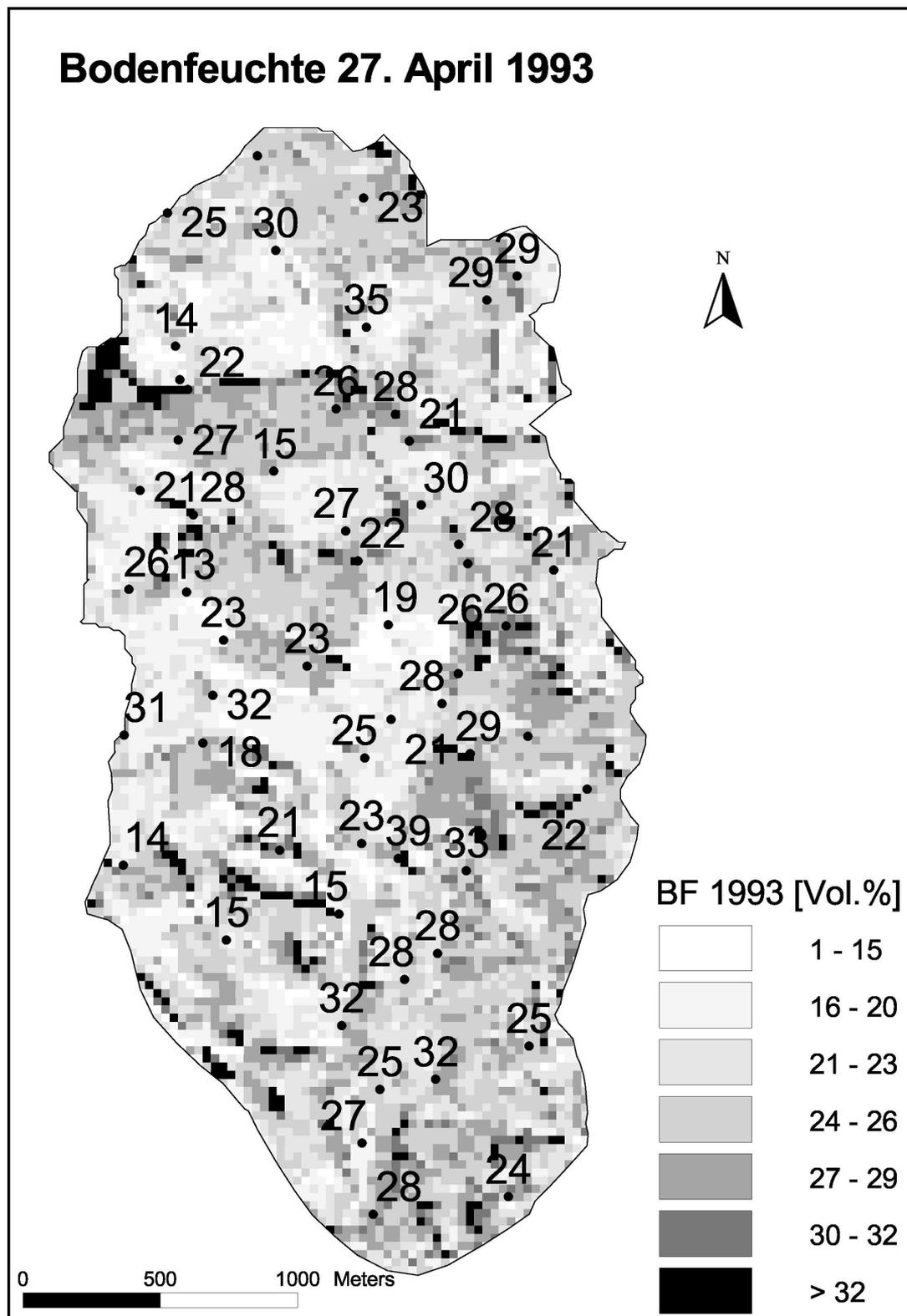


Abb. 3.26: Flächenhafte Bodenfeuchteverteilung für das Weiherbachgebiet am 27.04.1993, abgeleitet aus dem Feuchteindex und skaliert in Vol.% anhand der TDR-Messungen der Sondenlänge 45 cm. Zusätzlich aufgetragen sind die Messwerte der TDR-Sonden.

Dies unterstreicht das Potential von Fernerkundungsdaten bei der Konzeption eines effektiven Messnetzes, bzw. der Messnetzoptimierung. Durch die Kombination eines derart optimierten Messnetzes mit der flächenhaften Information aus den Fernerkundungsdaten läßt sich der Messaufwand minimieren und die zu erzielende Datengüte verbessern.

3.2.10 Interpretation

Landsat TM Szene vom 28.08.1991

Der Vergleich der Bodenfeuchtekarte (Abb. 3.27(a)) für den 28. August 1991 mit der Landnutzung (Abb. 3.27(b)) läßt Strukturen der Landnutzung als einheitliche Flächen der Bodenfeuchteverteilung erkennen. So lassen sich einige Flächen der Grünlandnutzung (Brache, Wiese, Weide) als trockene Bereiche in der Feuchtekarte identifizieren. Auch Teile der bereits abgeernteten Weizen- und Gerstenfelder erscheinen sehr trocken (vgl. Abschn. 3.2.4).

	August 1991						April 1993					
	Fläche		Bodenfeuchte [Vol.%]				Fläche		Bodenfeuchte [Vol.%]			
	[ha]	[%]	Ø	σ	Min	Max	[ha]	[%]	Ø	σ	Min	Max
Getreide/Gemüse	254.7	41.0	17.2	4.1	7.9	26.6	270.0	43.4	24.6	3.9	12.8	34.0
Grünland	133.9	21.5	15.1	4.9	5.8	24.3	151.8	24.4	23.0	4.1	15.5	33.5
Laubwald	34.9	5.6	19.2	3.5	15.0	23.3	33.7	5.4	24.0	3.5	20.5	28.1
Mais	92.6	14.9	18.4	3.5	8.6	23.1	92.1	14.8	21.0	5.3	13.2	29.5
Rüben	35.6	5.7	22.2	3.8	17.0	26.8	17.5	2.8	20.9	4.3	17.5	33.6
Sonnenblumen	31.4	5.1	21.7	5.5	15.6	30.6	13.6	2.2	25.0	5.1	16.1	31.5
Winterraps/Rübsen	25.9	4.2	21.1	3.3	18.9	23.7						
Zwischenfrucht							13.3	2.1	26.7	6.3	22.5	33.7
Gesamtgebiet	621.5		18.2	4.0	4.1	34.8	621.5		23.6	4.6	10.2	38.2

Tab. 3.5: Analyse der Bodenfeuchte je Landnutzungs-kategorie für die Landsat TM Szenen vom August 1991 und März 1993

Die durch eine Überlagerung der jeweiligen Teilflächen der Landnutzung mit der Bodenfeuchtekarte im GIS entstandene Tabelle 3.5 unterstreicht diesen Eindruck. Die Nutzungskategorie Grünland liegt mit einem Mittelwert von nur 15.1 Vol.% deutlich unter dem Gebietsmittel von 18.2 Vol.%. Es ist jedoch zu beachten, dass die Trennung der Klassen nicht eindeutig ist, da die auftretenden Standardabweichungen größer als die Unterschiede der Klassenmittelwerte sind. Unbeantwortet bleibt auch die Frage der Ursächlichkeit, denn es leuchtet nicht ein, dass Felder mit Grünlandnutzung trockener erscheinen als die Rübenfelder, obwohl diese bekanntermaßen wesentlich mehr Wasser transpirieren (DVWK, 1996). Die Art der Landnutzung kann als ein Indiz für die Qualität der zur Verfügung stehenden Böden gelten. Folglich ist zu erwarten, dass Böden mit geringerem Wasserhaltevermögen als Weideland genutzt werden.

Einen Anhaltspunkt hinsichtlich der Qualität der Böden geben die Ackerzahlen nach der

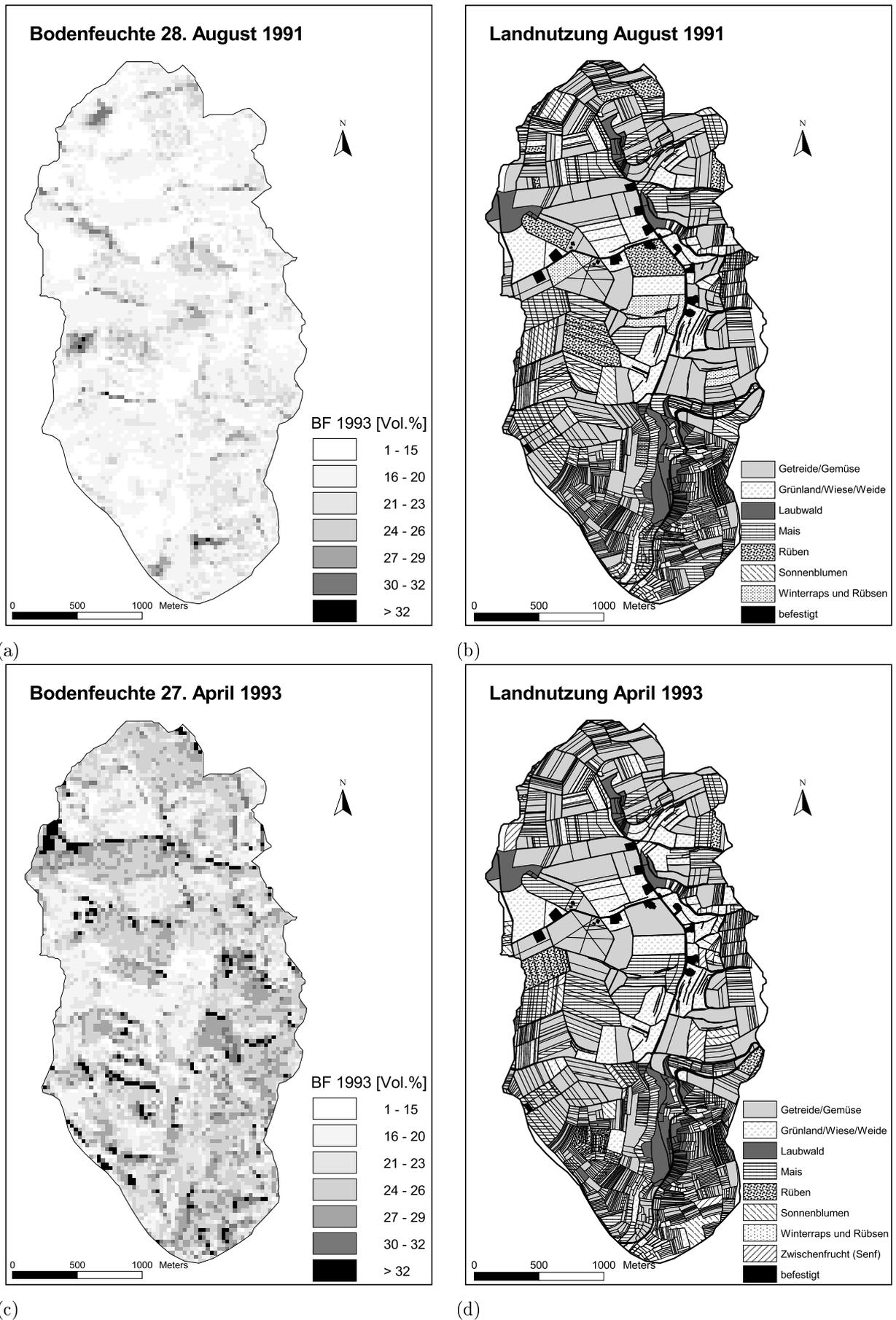


Abb. 3.27: Vergleich der Bodenfeuchteverteilung mit der Landnutzung für die Zeitpunkte August 1991 und April 1993

Reichsbodenschätzung (RBS). Die RBS wurde in den Jahren 1935/1936 mit dem Ziel durchgeführt, die Ertragsfähigkeit der Böden einheitlich bestimmen zu können. Der Vergleich der Karte der Ackerzahlen (Abb. A.3, Anhang) mit der Verteilung der Bodenfeuchte zeigt, dass sich hier kein systematischer Zusammenhang ableiten läßt. Da die RBS im wesentlichen auf der Bodentextur beruht zeigt dies Ergebnis den starken Einfluss der Strukturen auf die Bodenfeuchte, ein Umstand der bei so homogenen Böden normal erscheint.

Auch die wenigen verbleibenden feuchteren Bereiche (≥ 24 Vol.%) lassen sich nicht eindeutig nur einem Einfluss zuordnen. So erscheinen alle Felder mit der Nutzungsklasse "Rüben" als feuchtere Bereiche, doch liegen diese Parzellen fast ausnahmslos in Depressionen, so dass anhand der zur Verfügung stehenden Daten der Einfluss der Topographie nicht von dem der Landnutzung zu trennen ist. In noch stärkerem Maße gilt dies für die Nutzungsklasse "Sonnenblumen". Die mit Abstand feuchtesten Bereiche der Karte - im Norden des Einzugsgebietes westlich vom Kreuzgründle (siehe auch Abb. 3.30(a)), im Westen nördlich des Weiherberges (siehe auch Abb. 3.30(b)) und im Süden nördlich des Seeberges - fallen in Parzellen mit Sonnenblumen, jedoch handelt es sich auch hier um lokale Depressionen.

Außerdem existieren eine Reihe von Parzellen, vor allem in zentralen und südlichen Teil des Einzugsgebietes, die *trotz* der Landnutzung Sonnenblumen nur sehr geringe Bodenfeuchtwerte aufweisen. Dies wird durch die Werte der Tabelle 3.5 unterstrichen, da die Nutzungsklasse Sonnenblumen mit 5.5 Vol.% für 1991 die größte Standardabweichung aufweist.

Der Vergleich mit der Expositionskarte (Abb. 3.28), abgeleitet aus dem digitalen Geländemodell (DGM) des Weiherbachgebietes, welches in einem 12.5 m Raster vorliegt, läßt einen wenig ausgeprägten Einfluss auf die Bodenfeuchte erkennen. So gibt es im nördlichen Teil des Einzugsgebietes einige südexponierte Hänge, welche im Vergleich zu den nordexponierten Nachbarn trockener erscheinen, doch läßt sich beim Blick auf das gesamte Einzugsgebiet keine Systematik ausmachen. Lediglich einige Teilstücke des Entwässerungsnetzes lassen sich als feuchtere Zonen identifizieren (Abb. 3.29). Die Auswertung der Feuchteverteilung je Expositionsklasse ergibt im Vergleich zum Gebietsmittel geringere Mittelwerte für die ost-, süd-ost und südexponierten Hänge, aber diese Klassen weisen auch die größten Standardabweichungen auf. Das läßt sich vermutlich dadurch erklären, dass bereichsweise die Exposition einen gewissen Einfluss auf die Bodenfeuchteverteilung hat, dieser aber auf den übrigen Flächen durch andere Einflüsse (Bodentyp, -struktur, Makroporosität etc.) überlagert wird.

Zusammenfassend läßt sich die Verteilung der Bodenfeuchte für den 28. August 1991 nicht einem einzigen Parameter zuordnen, vielmehr handelt es sich um ein komplexes Zusammenspiel vieler Einflussfaktoren.

Landsat TM Szene vom 27.04.1993

Die mittlere Bodenfeuchte (0-45cm) im Einzugsgebiet des Weiherbachs für den April 1993 beträgt 23,6 Vol.%. Das Feuchtemuster läßt eine deutlichere (im Vergleich zum August 1991) Abhängigkeit der Bodenfeuchte von der Topographie erkennen. Feuchteakkumulationen finden sich im wesentlichen in den Senken und Hangfußbereichen.

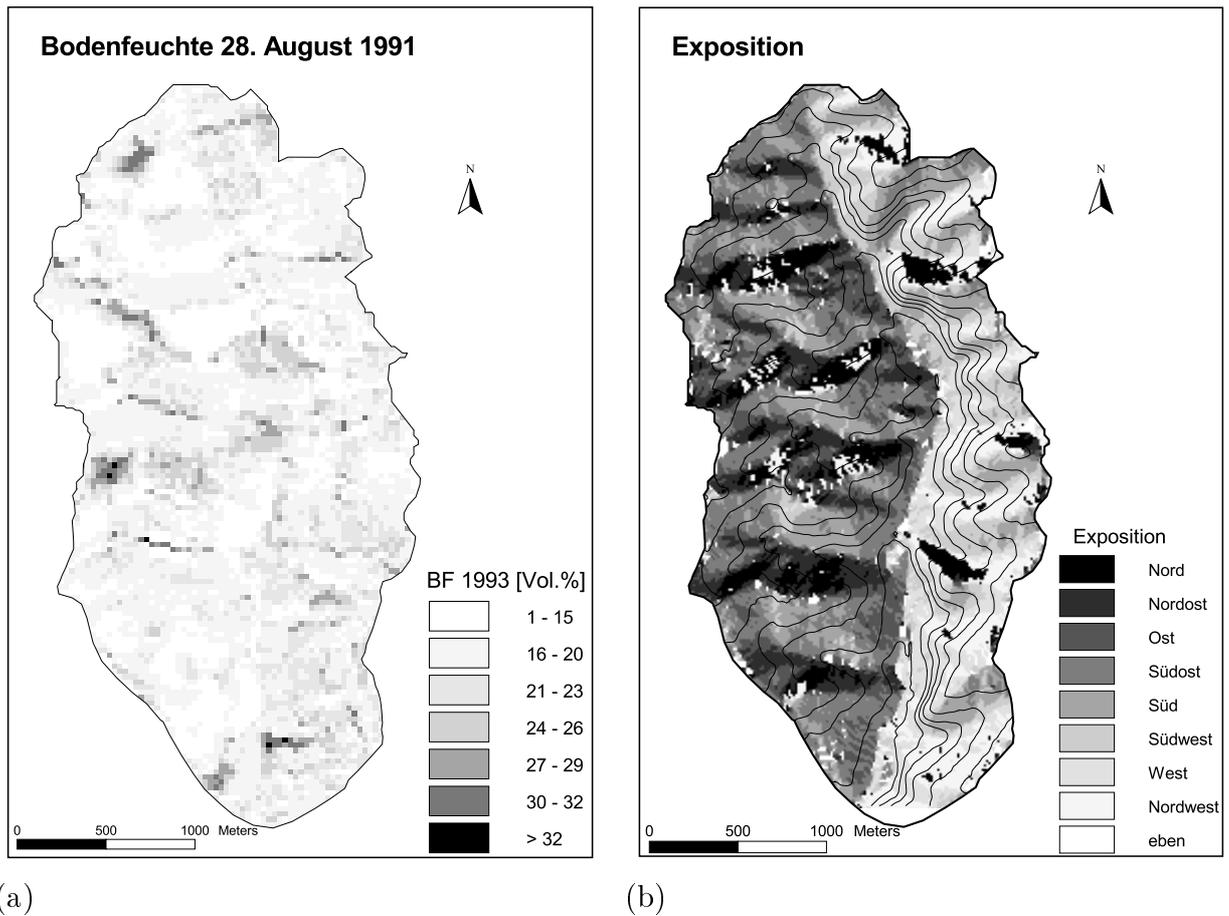


Abb. 3.28: Vergleich der Bodenfeuchteverteilung mit der Exposition für den Zeitpunkt August 1991

Bezüglich der Exposition läßt sich anhand von Tabelle 3.6 belegen, dass es weniger die expositionsabhängige Abtrocknung ist, die sich in den Bodenfeuchtwerten der Expositionsklassen widerspiegelt. Stärker scheint der Einfluss der Morphologie des Weiherbachgebietes zu sein. Der Weiherbach selbst bildet eine Art Nord-Süd-Achse. Die östlich dieser Achse gelegenen steilen Hängen sind hauptsächlich westexponiert und weisen eine höhere mittlere Bodenfeuchte auf. Der große Unterschied zwischen der maximalen Bodenfeuchte für das Gesamtgebiet einerseits und den Maxima der Expositionsklassen andererseits rührt von den Talsohlen her, die infolge des geringen Gefälles keine eindeutige Expositionszuordnung erfahren, gleichzeitig aber Feuchteakkumulationen darstellen.

Es ist keine Abhängigkeit der Bodenfeuchte von der Landnutzung auszumachen. Wie schon für die Szene vom August 1991 bestätigt der Blick auf Tabelle 3.5 diesen Eindruck, d.h. die Mittelwerte und Standardabweichungen der Bodenfeuchten für die einzelnen Landnutzungsklassen liegen sehr nah beieinander und lassen daher keine Differenzierung zu.

Um nun den eventuellen Einfluss der als Datensätze zur Verfügung stehenden Parameter statistisch untersuchen zu können, wird im GIS eine Überlagerung der verschiedenen thema-

	Fläche [ha] [%]		Bodenfeuchte [Vol.%]							
			August 1991				April 1993			
			Ø	σ	Min	Max	Ø	σ	Min	Max
Nord	55.08	8.9	18.3	4.0	11.1	25.1	24.2	4.7	18.9	30.1
Nord-Ost	63.77	10.3	18.0	4.8	11.2	24.8	23.1	4.8	16.9	28.5
Ost	71.51	11.5	17.3	4.9	8.7	24.7	22.7	4.7	16.5	30.1
Süd-Ost	127.48	20.5	16.3	5.2	7.0	26.4	22.5	4.9	11.9	30.9
Süd	98.98	15.9	17.3	4.9	8.3	26.6	23.0	4.7	18.9	29.2
Süd-West	68.22	11.0	18.2	4.4	11.1	25.5	24.5	4.0	19.7	33.1
West	65.30	10.5	19.2	3.9	12.6	25.8	25.2	3.6	20.1	30.9
Nord-West	71.26	11.5	19.3	3.7	12.5	24.7	19.8	4.5	18.3	30.5
Gesamtgebiet	621.51		18.4	4.0	3.1	34.8	23.6	4.6	10.2	38.2

Tab. 3.6: Analyse der Bodenfeuchte je Expositions-klasse für die Landsat TM Szenen vom August 1991 und März 1993

tischen Karten für den Nordteil des Weiherbachgebietes¹² durchgeführt. Aus dieser Überlagerung entsteht eine Karte der sogenannten *unique conditions*, also Bereiche mit eindeutigen Kombinationen aller Parameter. Folgende Parameter werden aus der zentralen Datenbank für die Analyse herangezogen und einer Hauptkomponentenanalyse unterworfen:

- Bodentextur, d.h. Korngrößenanteile für Ton, Schluff und Sand in den Tiefen 5, 10, 20, 35, 40, 45 und 70 cm Tiefe
- Bodenzahl nach Reichsbodenschätzung
- Ackerzahl nach Reichsbodenschätzung
- Geländehöhe
- Hangneigung
- Exposition
- lokales Einzugsgebiet
- Bodenfeuchte in Vol.% je Rasterzelle (=30 m) für die Szenen vom 28.08.1991 und 27.04.1991
- Windfaktoren für die beiden Hauptwindrichtungen 70° und 230° (KOLLE & FIEDLER, 1998)

Wie Tabelle 3.7 zu entnehmen ist, lassen sich sieben Hauptkomponenten bestimmen, die 85% der auftretenden Gesamtvarianz erklären. Anzumerken ist hierbei die große Homogenität der Eingangsgrößen hinsichtlich der Kornverteilungen. Speziell die Schluffanteile stellen sich als stark korreliert heraus, so dass die Werte der Tiefen 10, 20 und 35 cm nicht berücksichtigt werden können. Die ersten beiden Hauptkomponenten sind deutlich von der Bodentextur dominiert, die dritte Hauptkomponente durch die Geländehöhe, lediglich die fünfte und siebte Komponente deuten einen Zusammenhang des Bodenfeuchteindex mit anderen Parametern an.

Die physikalische Analyse über eine multiple Regression zeigt jedoch, dass die zur Verfügung stehenden Parameter nicht geeignet sind, die Bodenfeuchte flächendeckend zu beschreiben. Nicht einmal 30% der auftretenden Varianz der Bodenfeuchteindexwerte lassen sich durch die Parameter der multiplen Regression erklären.

¹²Das Einzugsgebiet des Pegel Menzingen.

Parameter	Hauptkomponente							R	R ²	Δ R
	1	2	3	4	5	6	7			
U 40	0.952									
U 35	0.951							0.2914	0.0849	0.0003
U 20	0.947							0.2782	0.0774	0.0026
U 45	0.946									
U 10	0.837	-0.259				0.350				
U 05	0.835	-0.263				0.348		0.2143	0.0459	0.0163
Ackerzahl	0.557		-0.436	0.426				0.2919	0.0852	0.0001
Bodenzahl	0.495		-0.435	0.524				0.2917	0.0851	0.0002
U 70	0.388	0.360	-0.424	0.485				0.2324	0.0540	0.0081
93f3					-0.292		0.650			
Hangneigung					0.779		0.306	0.2920	0.0852	0.0001
lok. EZG							-0.654	0.2735	0.0748	0.0030
Exposition			0.294		0.509	0.444	-0.266	0.1721	0.0296	0.0296
Windfak. 230			0.585	0.437		0.354		0.2489	0.0619	0.0035
Windfak. 70			0.518	0.446	-0.588			0.2680	0.0718	0.0047
S 70		-0.600	0.426	-0.474				0.2910	0.0847	0.0003
T 70		0.691								
Geländehöhe	-0.314		0.736	0.421				0.2591	0.0671	0.0052
T 45	-0.380	0.876								
T 40	-0.399	0.878								
T 35	-0.408	0.876								
T 20	-0.416	0.868								
T 10	-0.456	0.777								
T 05	-0.470	0.764						0.2904	0.0843	0.0016
S 05	-0.647	-0.354		0.443		-0.420				
S 10	-0.654	-0.362		0.429		-0.423		0.2877	0.0828	0.0011
S 35	-0.705	-0.638						0.2857	0.0816	0.0018
S 20	-0.708	-0.608								
S 45	-0.708	-0.616						0.2825	0.0798	0.0024
S 40	-0.709	-0.634						0.2417	0.0584	0.0044
Prozentsatz der Gesamtvarianz, erklärt durch die Komponente:								Korrelationskoeffizient:		
32.96 24.05 7.69 7.15 5.07 4.57 3.66								0.2920		
Cumulierter Prozentanteil der Gesamtvarianz:								Bestimmtheitsmaß:		
32.96 57.01 64.70 71.85 76.92 81.49 85.15								0.0852		
T: Ton, U: Schluff, S: Sand, lok. EZG: lokale Einzugsgebietsgröße des Pixels										
R: multipler Korrelationskoeffizient, R ² : multiples Bestimmtheitsmaß										
Δ R: Verbesserung des Korrelationskoeffizienten durch den Parameter										

Tab. 3.7: Hauptkomponentenanalyse und multiple Regression für den Feuchteindex vom 27.04.1993

Ein Grund für den großen Unterschied könnte die Dominanz der Bodenstrukturparameter gegenüber allen anderen Parametern in der Hauptkomponentenanalyse sein, die bewirkt, dass die Bodentextur alleine eine Komponente mit fast 33% der auftretenden Varianz ergibt. Durch die extrem homogenen Korngrößenverteilungen der erfassten Bodenarten ist es aber nicht möglich, die existierenden Unterschiede der Bodenfeuchte zu erklären.

Die Bodenfeuchte hängt offensichtlich nicht nur von der Textur des Bodens ab, sondern in entscheidendem Maße auch vom Horizontaufbau, der Lagerungsdichte und eventuell auch von der Makroporosität.

Zusätzlich ist nochmals zu erwähnen, dass die Zuordnung der Flächenpolygone für die vorliegenden Daten zur Bodentextur teilweise den Schlaggrenzen folgte und somit nicht alle kleinräumig variablen Einflüsse auf die Bodenfeuchte erfassen kann. Auf der anderen Seite lassen sich mit der 30×30 m Auflösung von Landsat TM auch nicht alle Polygongrenzen nachvollziehen, so dass ein Informationsverlust bei der Zuordnung der Bodentexturen zu den Pixeln der Parzellenränder unvermeidbar ist.

Dennoch unterstreicht auch dieser Vergleich den Nutzen, den die Satellitenbilddauswertung zur Erfassung räumlicher Strukturen bietet. Alle anderen, in der Hydrologie eingesetzten Verfahren müssen auf leicht messbare Hilfsvariablen für Regionalisierungszwecke zurückgreifen. Deren Aussagekraft ist aber, wie die vorhergehenden Ausführungen belegen, zumindest in Frage zu stellen.

Der Versuch, die auftretenden Bodenfeuchteunterschiede durch einen statistischen Ansatz zu erklären, macht die Komplexität des Phänomens Bodenfeuchte deutlich. Innerhalb des Weiherbachgebietes überlagern sich verschiedene Einflüsse, so dass anhand des Satellitenindex Feuchtestrukturen zu identifizieren sind, diese sich aber nicht auf der Einzugsgebietskala mit einfachen Parametern erklären lassen. Abbildung 3.29 veranschaulicht diesen Umstand durch die Überlagerung der beiden Feuchteverteilungen vom 28.08.1991 und 27.04.1993 mit dem Geländemodell des Einzugsgebietes bis zum Pegel Menzingen. Die verbleibenden "Feuchteinseln" für die Szene vom August 1991 finden sich in lokalen Depressionen oder geschützten Lagen wieder, aber der Umkehrschluss, dass Vorfluternähe gleichbedeutend mit erhöhter Bodenfeuchte sei, bestätigt sich nicht. Beim Vergleich der beiden Feuchteverteilungen fällt die stärkere flächenhafte Durchfeuchtung des Gebietes für die April-Szene ins Auge.

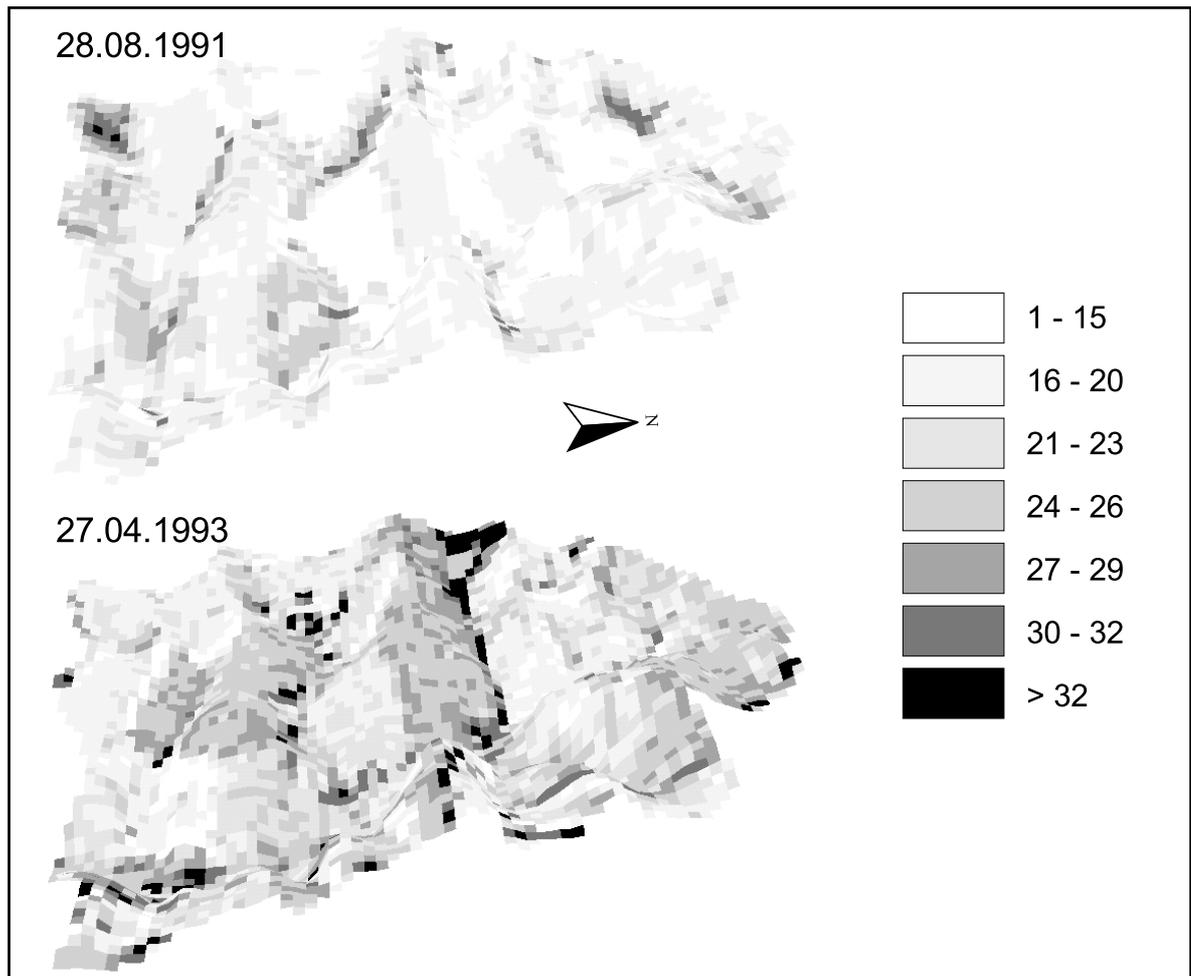


Abb. 3.29: Bodenfeuchteverteilung für das Einzugsgebiet des Pegels Menzingen über dem Geländemodell (6-fach überhöht) des Weiherbachgebietes. Perspektivische Darstellung, die Blickrichtung ist von Ost nach West.

Abschließend sollen nun an vier Fallbeispielen verschiedene Strukturen, die sich anhand des Feuchteindex identifizieren lassen, durch Photos belegt und diskutiert werden.

Abbildung 3.30(a) zeigt ein Feld am nördlichen Einzugsgebietsrand, westlich des Kreuzgründle (Blickrichtung Nord-West nach Süd-Ost). Der durch den Feuchteindex der Szene vom August 1991 als Feuchteakkumulation identifizierte Bereich ist deckungsgleich mit der in Feldmitte befindlichen sanften Mulde. Aus *Abbildung 3.29* läßt sich entnehmen, dass die Feuchtekonzentration in dieser Mulde für die Szene vom April 1993 nicht so stark ausgeprägt, aber dennoch erkennbar ist.

Abbildung 3.30(b) zeigt eine ähnliche Situation am westlichen Einzugsgebietsrand, nördlich des Weiherberges (Blickrichtung vom östlichen Feldrand nach Norden). Deutlich sind in der Bildmitte die helleren, verschlammten Bereiche zu erkennen, die auf eine lokale Oberflächenabflusskonzentration hindeuten. Nach Aussage des bearbeitenden Landwirts konzentriert sich die Bodenfeuchte in Feldmitte erfahrungsgemäß zwei bis drei Monate nach ergiebigen Niederschlägen.

Abbildung 3.30(c) erläutert eine Linienstruktur am süd-westlichen Einzugsgebietsrand (Blickrichtung Nordwest-Südost). Die parallel zum Einzugsgebietsrand verlaufende Straße weist ein leichtes Seitengefälle zum angrenzenden Feld auf, welches wiederum zur Straße hin geneigt ist. Somit entsteht eine längliche Mulde, deren Konturen sich deutlich im Feuchteindex für den April 1993 abzeichnen (vgl. *Abb. 3.26*), aber auch ansatzweise in der August-Szene erkennbar sind. Bemerkenswerterweise ist die flächenhafte Ausdehnung dieser Mulde deutlich geringer als die Pixelweite von 30 m, wodurch unterstrichen wird, dass durch die Landsat TM Sensoren auch feine Strukturen erfasst werden können, vorausgesetzt der Kontrast (hier die Feuchte) zu ihrer Umgebung ist stark genug.

Abbildung 3.30(d) schließlich ist ein Beispiel, welches belegen soll, dass auch starke Vegetationsbedeckung die Aussagekraft des Feuchteindex nicht beeinträchtigt. Zu sehen ist ein Hohlweg am östliche Rande des Weiherbachgebietes, wie er typisch ist für die Landschaft im Kraichgau (Blickrichtung Ost nach West). Einerseits bildet der Hohlweg eine Art Entwässerungspfad, andererseits ist er durchgehend gut beschattet, so dass es offensichtlich ist, dass dieser Bereich nach einer längeren Trockenperiode in der Relation zu seiner Umgebung feuchter ist. Diese Beobachtungen decken sich mit den Ergebnissen von VOGT & VOGT (1996), die im Rahmen einer Studie im Nordelsass und Bienwald (südliche Rheinpfalz) Untersuchungen zu den Feuchtigkeitsverhältnissen der Lösshügellandschaft zwischen Sauer und Lauter durchführten. Dabei konnten die Autoren eine Trennlinie mitten durch den Bienwald anhand des Landsat TM Feuchteindex identifizieren und deren Zustandekommen auf die Natur des Untergrundes zurückführen.

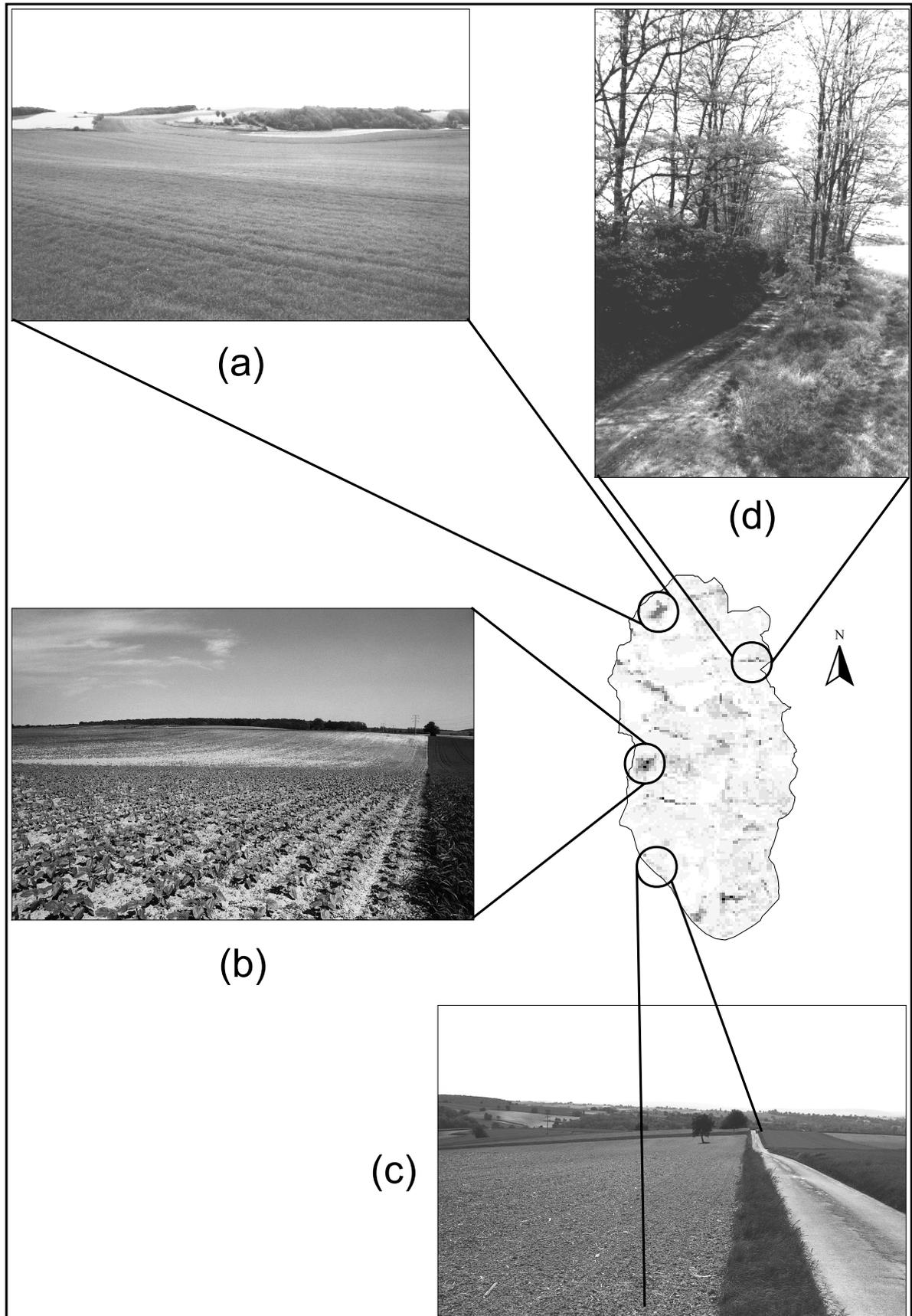


Abb. 3.30: Bilddokumentation spezieller Strukturen des Feuchteindex. Abgebildet sind Aufnahmen aus dem Weiherbachgebiet vom Mai 1999, welche dem Bodenfeuchteindex der Szene vom 28.08.1991 gegenübergestellt werden.

3.3 Beispiel Oued Mina

3.3.1 Projektrahmen

Das Pilotprojekt *Integrierter Erosionsschutz im Einzugsgebiet des Oued Mina, Algerien*, welches im Rahmen der deutsch-algerischen technischen Zusammenarbeit durchgeführt wurde, hatte als Zielstellung, beispielhaft Erosionsschutzmaßnahmen zu entwickeln und ein Schutzkonzept unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Interessen der betroffenen Bevölkerungsgruppen zu erarbeiten (PASCHEN, 1989). Die Teilaufgabe der detaillierten Erosionsuntersuchung wurde durch Mitarbeiter des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik (IWK)¹³ in den Jahren 1989 bis 1994 übernommen (GOMER, 1994).

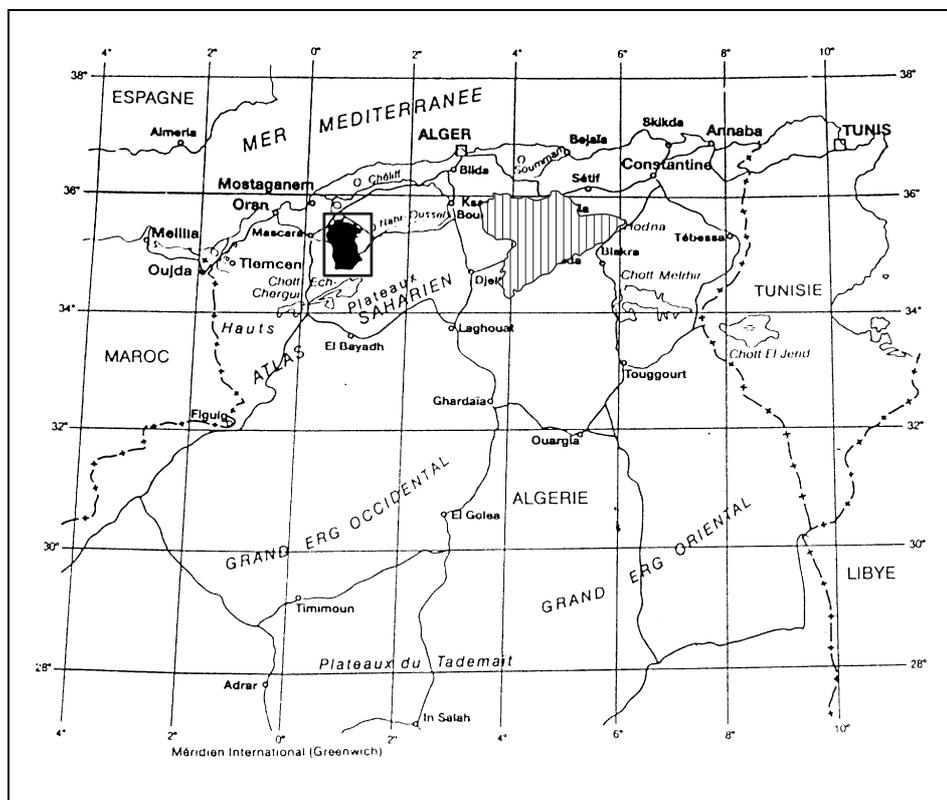


Abb. 3.31: Lage des Einzugsgebietes des Oued Mina (nach BLUM, 1989, verändert), zur Orientierung eingezeichnet (gestreift) das Einzugsgebiet des Chott el Hodna.

3.3.2 Projektgebiet

Das Einzugsgebiet des Oued Mina liegt im nördlichen Tellatlas ca. 300 km westlich von Algier und gehört zur Region Oranais (Abb. 3.31). Als Hauptquelle der Sedimente, die den Stauraum der Stauhaltung Sidi Mohamed Benaouda verlanden, wurde die ca. 1000 km²

¹³Das Institut wurde in der Zwischenzeit in *Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik* umbenannt.

große tertiäre Mergelzone im Norden des Einzugsgebiets identifiziert. Daher konzentrierten sich die Arbeiten des Projektes auf einen Pilotbereich innerhalb dieser Mergelzone.

Die Geländehöhen variieren zwischen 100 und 800 m und fallen von Süden nach Norden ab. Das Klima wird geprägt durch trockene, heiße Sommer und milde, feuchtere Winter. Der ausgeprägtere Einfluss des Mittelmeeres macht sich durch das häufigere Auftreten von Niederschlägen infolge küstennaher, lokaler Tiefdruckgebiete auch in den Sommermonaten bemerkbar. Die mittleren Jahresniederschläge liegen zwischen 250 und 500 mm (BELZ, 1992).

3.3.3 Bodenfeuchteuntersuchungen

Vom IWK wurde ein intensives Messprogramm klimatologischer und hydrologischer Kenngrößen durchgeführt. Neben Niederschlags- und Abflussmessungen in 6 Kleinzugsgebieten wurden regelmäßig Bodenproben zur volumetrischen Bodenfeuchtebestimmung sowie Feldmessungen mit TDR-Sonden realisiert.

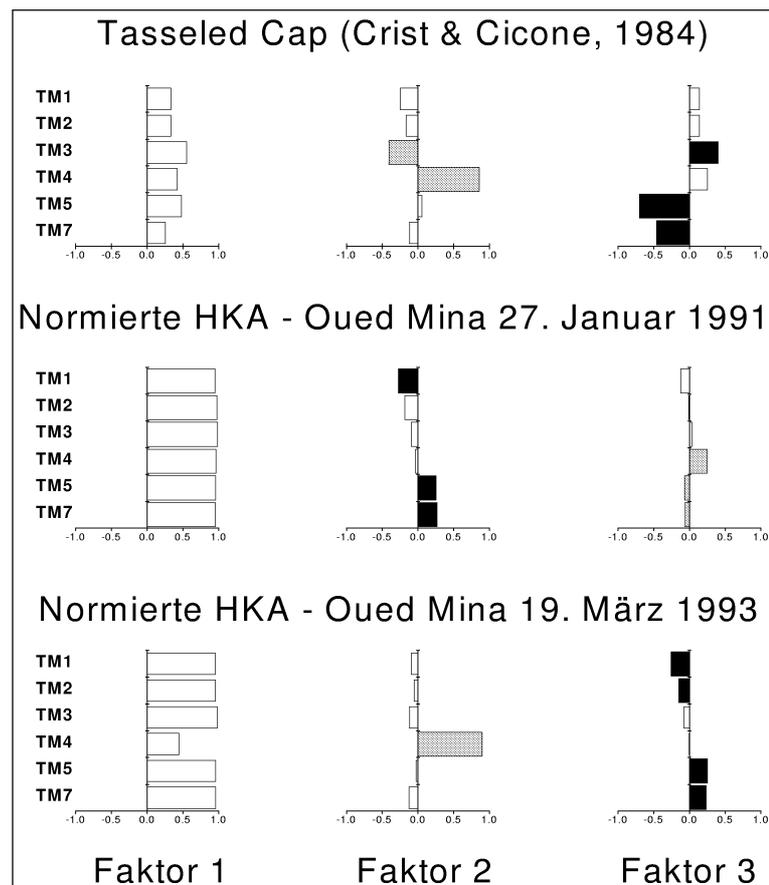


Abb. 3.32: Vergleich der Tasseled Cap nach CRIST & CICONE (1984) mit der normierten Hauptkomponententransformation der Landsat TM Szenen Oued Mina vom Januar 1990 und März 1991 (nach GOMER, 1994, verändert)

Als Hauptprodukt dieser Arbeiten entstand ein quasi-physikalisches Niederschlags-Abfluss- und Abtragsmodell (GOMER, 1994). Um die aus den Punktmessungen erhobenen Informationen als Eingangsgrößen für das Modell nutzen zu können, wurden 2 Satellitenszenen ausgewertet. Abbildung 3.32 zeigt die Ergebnisse der normierten Hauptkomponententransformation für diese beiden Szenen.

Neben den bereits erwähnten qualitativen Beobachtungen gelang es anhand von punktuellen Bodenfeuchtemessungen eine lineare Beziehung zwischen Bodenfeuchteindex der Satellitenbildauswertung und den gemessenen Bodenfeuchten aufzustellen.

Die als Referenz herangezogenen Bodenfeuchten waren mit Hilfe von Stechzylinderproben und TDR-Messungen ermittelt worden. Für die Zeitpunkte der beiden Satellitenaufnahmen standen jeweils 8-9 Punkte zur Verfügung. Trotz dieser geringen Datenbasis zeigte sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen gemessenen Bodenfeuchten und Feuchteindexwerten (Abb. 3.33).

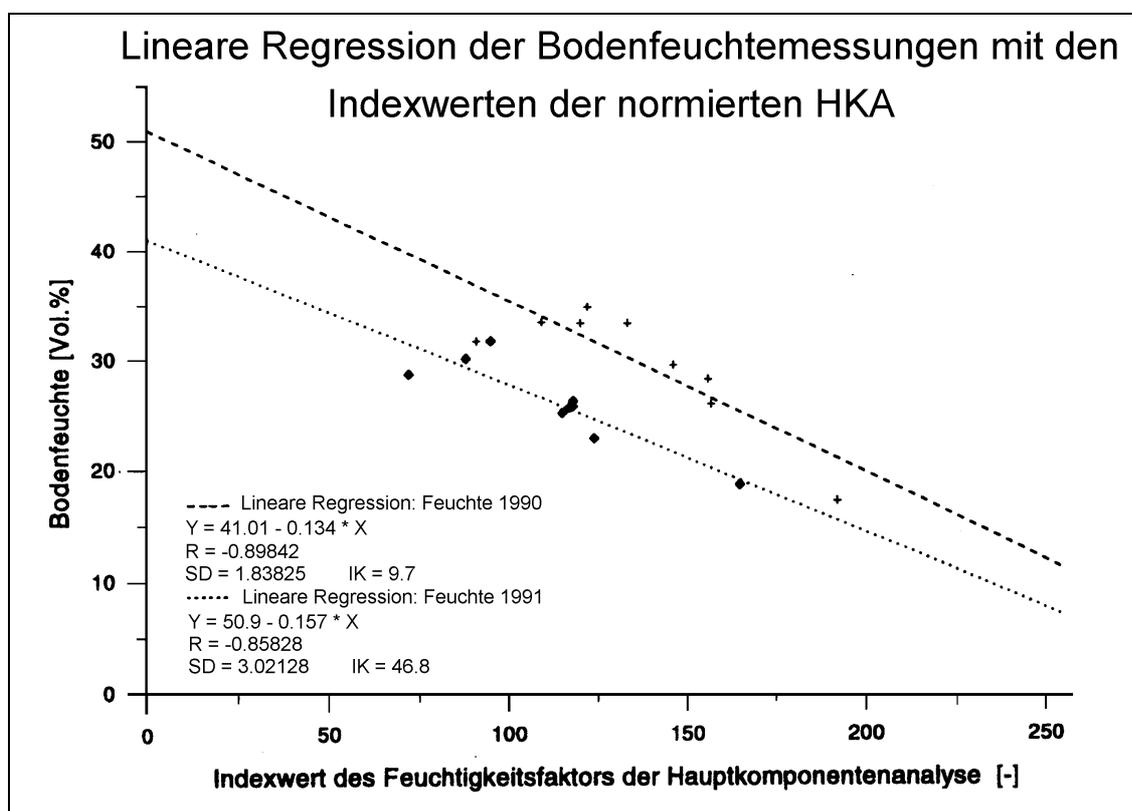


Abb. 3.33: Gegenüberstellung Landsat TM Feuchtindex Oued Mina vom Januar 1990 und März 1991 (aus GOMER, 1994).

Das lässt sich durch die geringe Vegetationsbedeckung und die starke Topographieabhängigkeit (GOMER, 1994) der Bodenfeuchte im Projektgebiet erklären. Neben der Bodenfeuchteauswertung wurde eine hydrologische Bodenkarte der Mergelzone erstellt. Für jede der Bodenklassen wurden hydrologische und hydraulische Parameter bestimmt und dann in

Relation zur ereignisspezifischen Vorbodenfeuchte gestellt. Damit gelang es, ein Modell zu konzipieren, welches neben wenigen physikalischen, bodenbeschreibenden Kenngrößen die Bodenfeuchte als wesentlichen Eingangsparameter nutzt. Die für sechs Kleineinzugsgebiete erzielten Modellergebnisse zeigten gute Übereinstimmungen mit den gemessenen Ereignissen, wodurch der große praktische Nutzen dieser Methode ersichtlich wird.

3.4 Schlussfolgerungen für das weitere Vorgehen

Der im vorhergehenden Kapitel beschriebene Vergleich der Bodenfeuchteindices aus den Landsat TM Daten zeigt die gute Übereinstimmung mit gemessenen Bodenfeuchtwerten. Besonders hervorzuheben ist bei dem hier angewandten Verfahren das Fehlen einer umfangreichen und langwierigen Kalibrierung, bzw. einer aufwendigen Parameterbestimmung, wie sie beim Einsatz von Radarverfahren erforderlich ist.

Der Feuchteindex liefert Strukturen der Bodenfeuchteverteilung unabhängig von der jeweiligen Vegetationsbedeckung, also auch unter Wald. VOGT & VOGT (1996) konnten dies in eindrucksvoller Weise für den sehr stark bewaldeten Bereich des Nordelsass und des Bienwaldes demonstrieren. Eine weitere, diese Möglichkeit unterstreichende Anwendung, zeigen BELZ & VOGT (1999), in dem sie den Feuchteindex zur Ausweisung von Feuchtgebieten in der Elbaue am Beispiel des Naturschutzgebietes Steckby-Lödderitzer Forst nutzen.

Anhand der Gegenüberstellung mit punktuellen Bodenfeuchtemesswerten einerseits und den im Gelände plausibilisierten Bodenfeuchtestrukturen andererseits wird besonders deutlich, dass die Fernerkundung im allgemeinen und die Nutzung von Landsat TM im speziellen, Möglichkeiten der flächendeckenden Erfassung von Bodenfeuchteverteilungen liefert, die durch noch so intensive Punktmesskampagnen nicht ableitbar sind.

Es geht dabei nicht so sehr um den exakten Wert der Bodenfeuchte in Vol.%, da dieser angesichts der Messungenauigkeiten auch durch die Punktmessungen nicht exakt erfasst werden kann. Vielmehr ist das flächenhafte Muster, welches der Feuchteindex liefert, für die hydrologische Modellierung interessant, da die zur Zeit gängige Praxis flächenhafte Informationen nur durch Interpolation von Punktmessungen ermöglicht.

Damit wird auch das Potential dieses Verfahrens hinsichtlich der Skalenproblematik deutlich, da ab einer Rastergröße von 30 m die auftretenden Variabilitäten erfasst werden können und zwar im Gegensatz zu den mit immensum Aufwand verbundenen Feldmessungen mit einer sehr großen räumlichen Ausdehnung¹⁴. Die Tatsache, dass diese Fläche innerhalb von nur ca. 3 Minuten erfasst wird, stellt einen weiteren Vorteil der Satellitensysteme dar, denn Bodenfeuchtemessungen auf einer so großen Fläche sind unter vertretbarem Aufwand zeitgleich nicht realisierbar.

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass ein kleines Einzugsgebiet von der Größenordnung des Weiherbachs natürlich nicht der primäre Anwendungsbereich von Landsat TM

¹⁴Eine Landsat TM Vollszene deckt eine Fläche von 185 × 172 km ab.

Daten sein kann. Allein der Flächenvergleich von ca. 6 km² für das Einzugsgebiet des Weiherbachs zu ca. 31800 km² für eine Landsat TM Vollszene macht dies deutlich. Betrachtet man die zum Teil sehr detaillierten Untersuchungen zum Prozessverständnis des Stofftransports (z.B. von DELBRÜCK, 1997; GERLINGER, 1997; SCHÄFER, 1999; ZEHE, 1999), welche im Rahmen des Weiherbachprojektes realisiert wurden, so wird klar, dass die dort betrachtete Skala weit unterhalb der Auflösung der Satelliteninformation liegt. Das Beispiel Weiherbach wird in dieser Arbeit herangezogen, da in diesem multidisziplinären Forschungsprojekt eine sehr umfangreiche Datengrundlage für ein Einzugsgebiet erarbeitet wurde.

Eingangsgröße für hydrologische Modellierungen sind meist Punktmessungen, welche anhand von Parametern wie Bodeninformationen oder Topographie regionalisiert werden. Die hier durchgeführten Analysen zeigen, wie genau der Feuchteindex flächenhafte Strukturen abbildet. Diese bestätigen zum Teil bestehende Erkenntnisse, liefern aber auch neue Informationen, welche durch geostatistische Verfahren nicht erhalten werden können.

Das eigentliche Potential der Nutzung von Landsat TM Daten für hydrologische Zwecke liegt folglich in deren Anwendung auf große Gebiete mit nur spärlichen Geländedaten.

Das Beispiel Oued Mina belegt, dass auch unter den in Nordalgerien herrschenden Klimaverhältnissen die Erarbeitung eines Feuchteindex plausible und vor allem mit dem für den Weiherbach erarbeiteten Regressionsbeziehungen zwischen Feuchteindex und Bodenfeuchtemesswerten vergleichbare Ergebnisse liefert, wodurch der Bogen zu der im folgenden Kapitel beschriebenen Anwendung dieser Technik auf das Projektgebiet des Chott el Hodna gespannt wird.

Als Erweiterung zu der in diesem Kapitel diskutierten Auswertung hinsichtlich der Bodenfeuchte wird für das Projektgebiet in Nordalgerien die bereits in Abschnitt 2.7 beschriebene Auswertung zur Erstellung einer Karte der physikalischen Bodeneigenschaften im nächsten Kapitel angewandt. Die Kombination dieser beiden Informationsebenen gleicher räumlicher Auflösung ermöglicht es, eine Gebietsbeschreibung zu erarbeiten, welche anhand der wenigen und sehr heterogenen Felddaten sonst unmöglich wäre.

4 Das Einzugsgebiet des Chott el Hodna

Neben den besonderen klimatischen Verhältnissen ist vor allem die sehr spärliche Datenlage ein typisches Problem der Alltagsarbeit des Hydrologen in Ländern der dritten Welt. Ziel dieses Kapitels ist es, anhand eines Extremfalls die Grenzen der Gebietsbeschreibung basierend auf den wenigen, zumeist punktuell erhobenen Daten aufzuzeigen.

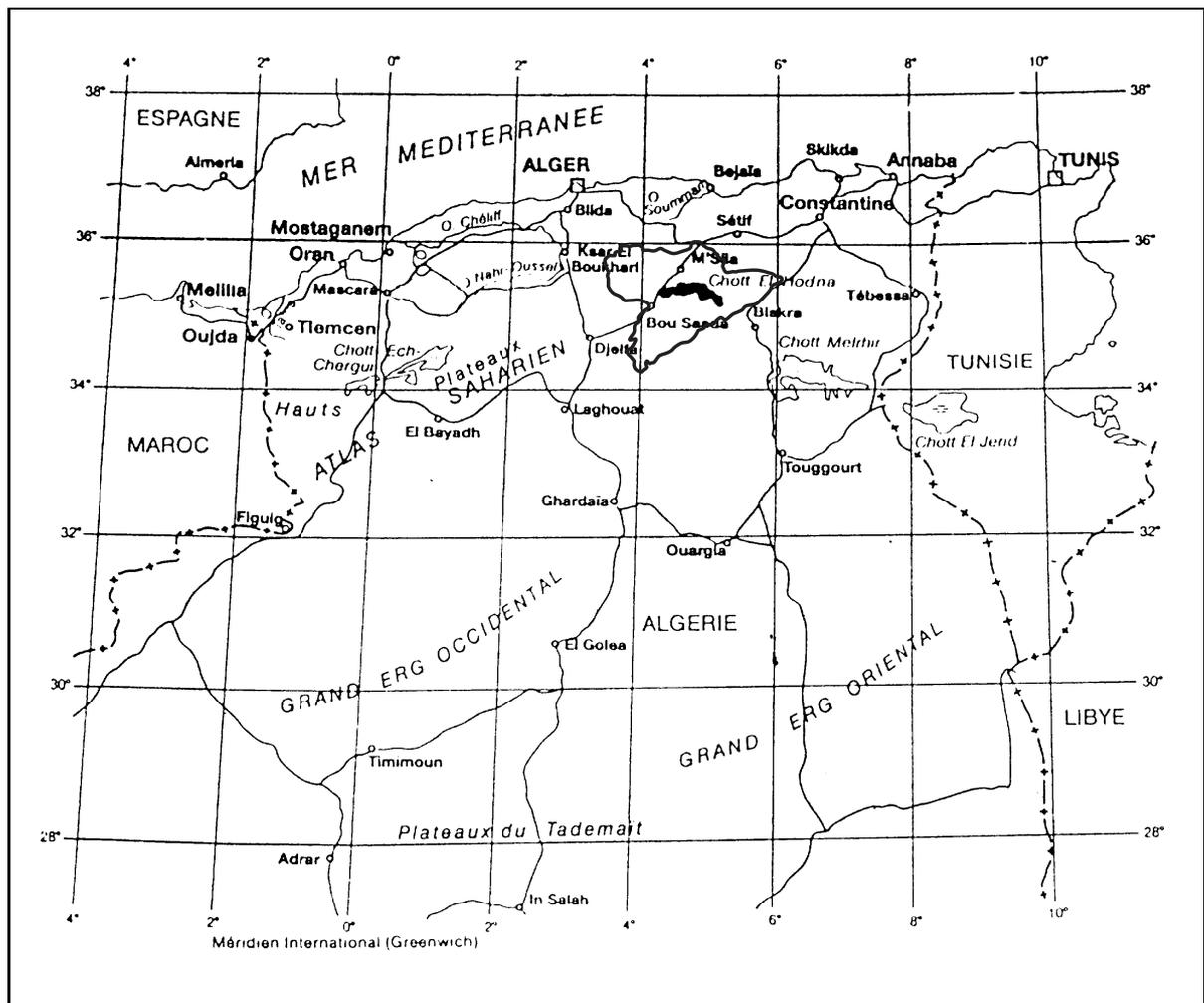


Abb. 4.1: Lage des Projektgebietes Chott el Hodna

4.1 Randbedingungen

Als Projektgebiet wurde von der *Agence Nationale des Ressources Hydrauliques* (ANRH) das Einzugsgebiet des Chott¹ el Hodna gewählt. Ungefähr 300 km südöstlich von Algier gelegen (Abb. 4.1) befindet sich der Chott el Hodna in der Hochebene der Chotts im Norden Algeriens, zwischen den Höhenzügen des Tell-Atlas (bis zu 1800 m) im Norden und des Saharaatlas (bis zu 1600 m) im Süden. Das Einzugsgebiet des Chott el Hodna umfasst ca. 25000 km², wovon ungefähr 1150 km² vom Becken des Chott bedeckt sind.

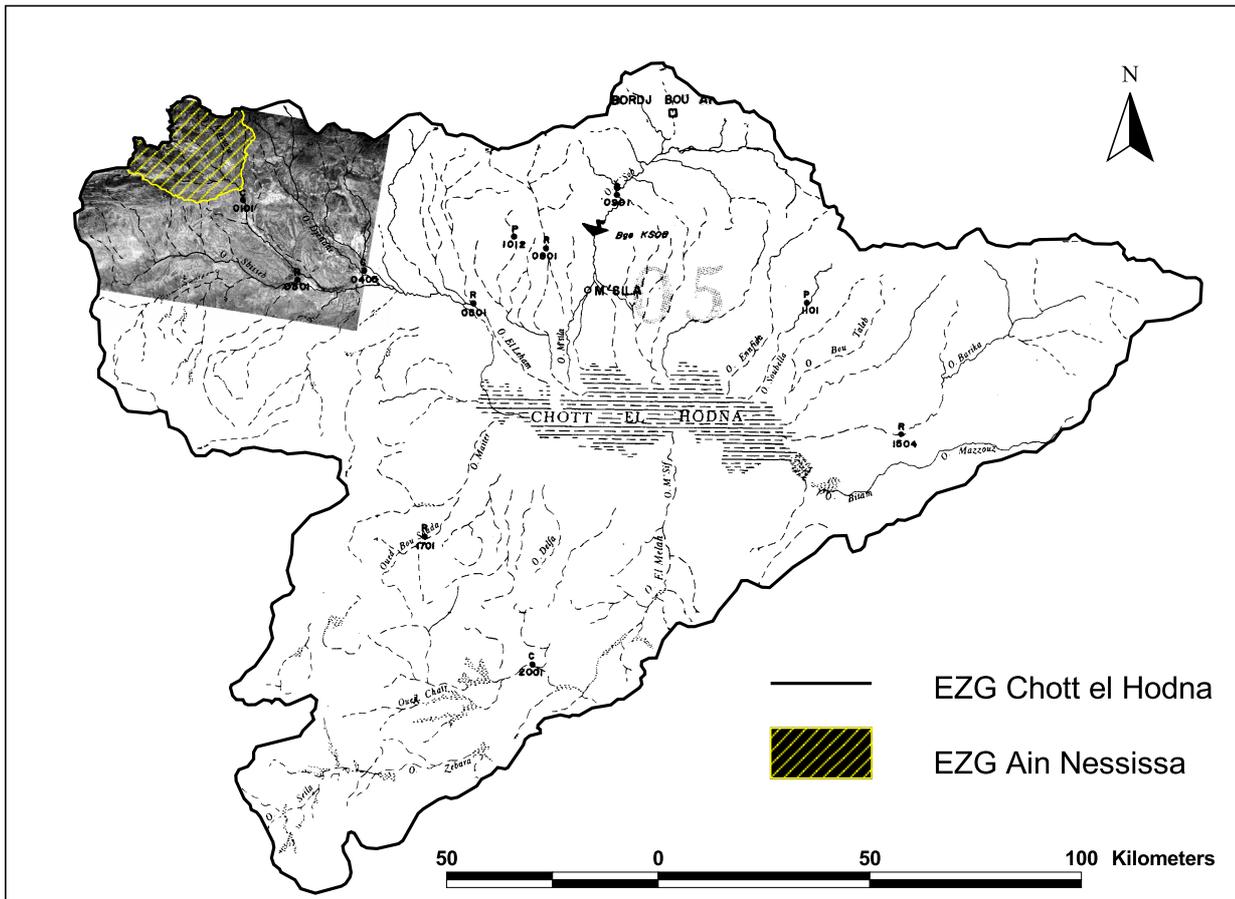


Abb. 4.2: Lage des Einzugsgebietes der Station Ain Nessissa. Zusätzlich dargestellt ist der von den Satellitenzenen abgedeckte Bereich innerhalb des Einzugsgebietes des Chott el Hodna

Als eigentliches Untersuchungsgebiet wurde das Teileinzugsgebiet im Nord-Westen des Chott el Hodna identifiziert, welches durch die Abflussmessstation Ain² Nessissa kontrolliert wird (Abb. 4.2). In den folgenden Abschnitten werden die Randbedingungen sowie die naturräumliche Situation beschrieben, in die sich diese Arbeit einbettet. Die detaillierte Beschreibung des Einzugsgebietes Ain Nessissa erfolgt im Abschnitt 4.5. Dennoch werden die das Gesamtgebiet des Chott el Hodna betreffenden Analysen stets mit Blick auf das Teilgebiet im Nord-Westen durchgeführt.

¹Unter Chott versteht man eine abflusslose ausgedehnte Senke, die teilweise oder gänzlich in den Sommermonaten trocken fällt (FLANARD, 1909).

²Ain steht im arabischen für Quelle (MEBARKI, 1982).

4.2 Situation der Datenverfügbarkeit

4.2.1 Literatur

In der Literatur lassen sich nur relativ wenige neuere Arbeiten zur Hydrologie des Chott el Hodna finden, d.h. der Großteil der Literatur stammt aus den 60er und 70er Jahren. SARY (1976) gibt einen Überblick über die Geomorphologie sowie die klimatischen Randbedingungen. BOURBOURA (1997) behandelt die Erosionsproblematik und KEBICHE (1994) diskutiert das Wasserdargebot sowie mögliche Infrastrukturmaßnahmen. Desweiteren existieren eine Reihe von unveröffentlichten Gutachten, vor allem zur Geologie und Hydrogeologie (u.a. von COCHOT, 1968; GUIRAUD, 1969; BESBES & MEHDID, 1986). Speziell die eigentliche Projektzone, das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa, gehört zu den nur sehr spärlich dokumentierten Bereichen des Chott el Hodna.

4.2.2 Meteorologische und hydrologische Daten

Algerien ist eines der Länder, die durch die französische Kolonialzeit über klimatologische Messstationen mit relativ langen Beobachtungszeitreihen verfügen. Bereits Mitte des 19. Jahrhunderts wurden die ersten Messstationen eingerichtet. Allerdings weisen die meisten Stationen längere Lücken auf, vor allem während der Zeit des algerischen Befreiungskrieges (1954 - 1962). Im gesamten Einzugsgebiet des Chott el Hodna existieren ca. 100 Niederschlagsstationen, 10 Niederschlagsschreiber, zwei meteorologische Stationen und 7 Abflussmeßstationen. Diese, auf den ersten Eindruck, große Zahl von Messstationen reduziert sich, sobald man nur noch die Umgebung des Einzugsgebietes der Station Ain Nessissa betrachtet. Weiterhin ist zu beachten, dass nur ein sehr geringer Teil von Messstationen zeitgleiche Messungen liefert. Abbildung 4.4 zeigt den Datendichteindex der vorhandenen Niederschlagsstationen als Maß zeitgleicher Messungen.

Um eine ausreichende Basis für die statistische Analyse der Niederschlagsverhältnisse zu erhalten, muss zunächst ein Beobachtungszeitraum möglichst langer Dauer und ausreichender Stationsanzahl gewählt werden. BRAGA (1998) identifizierte anhand von Homogenitätstests 25 Niederschlagsstationen für den Beobachtungszeitraum 1967 - 1988 mit 15 - 20 Jahren Aufzeichnungsdauer. Folglich stehen für weitergehende Analyse folgende hydrologische Daten zur Verfügung (Abb. 4.3):

- 25 Niederschlagsmesser mit Tageswerten aus dem Nordwestteil des Einzugsgebietes des Chott el Hodna, davon 3 Stationen im Teileinzugsgebiet der Station Ain Nessissa
- 1 Niederschlagsschreiber im Teileinzugsgebiet der Station Ain Nessissa
- 1 Abflussmessstation am Gebietsauslass des Teileinzugsgebietes der Station Ain Nessissa
- 2 Meteostationen im nördlichen Teil des Einzugsgebietes des Chott el Hodna

4.2.3 Karten

Thematische Karten zur Topographie, Geologie und Pedologie existieren in unterschiedlichen Maßstäben und mit teilweise geringer Aktualität. Die topographischen Karten stammen aus

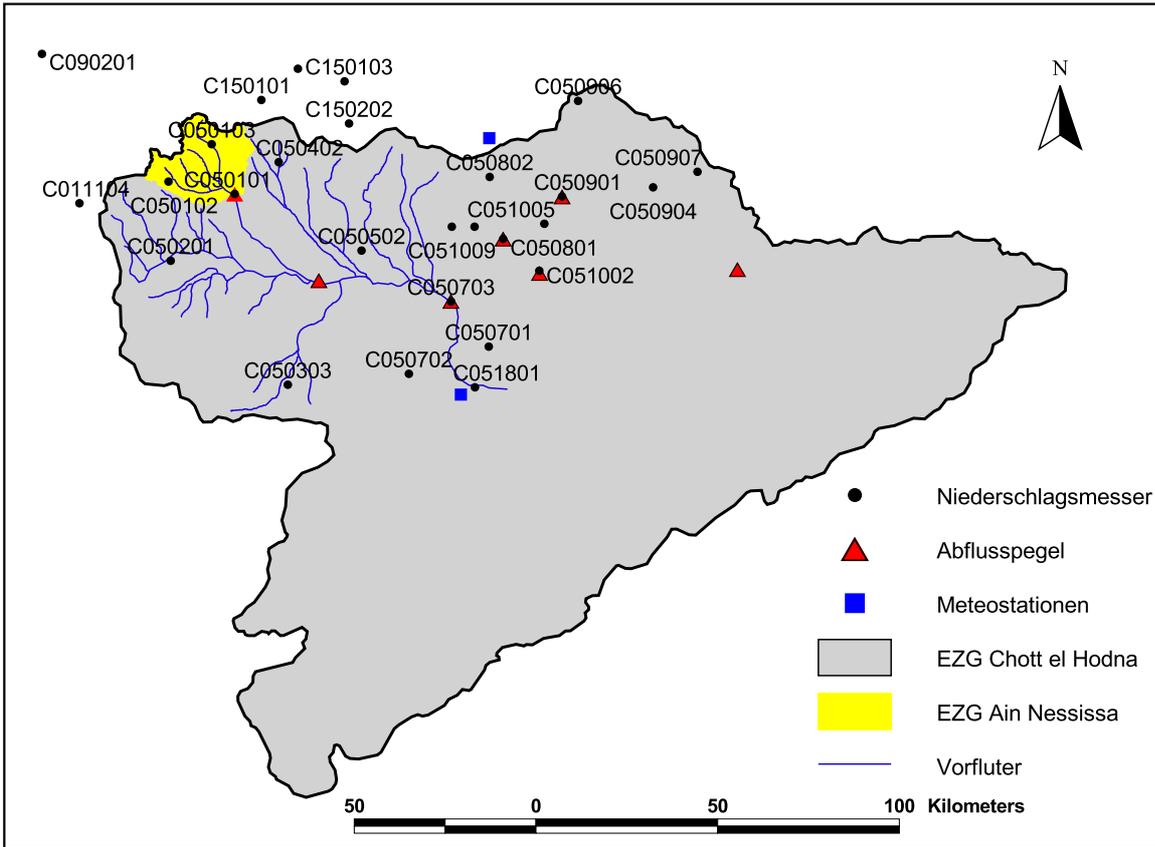


Abb. 4.3: Lage der Messstationen im Nordwesten des Chott el Hodna

den fünfziger Jahren dieses Jahrhunderts und wurden teilweise anhand von Befliegungen Anfang der sechziger Jahre aktualisiert. Jedoch beziehen sich diese Aktualisierungsarbeiten zu meist auf die Infrastruktur (Verkehrswege). Geologische Karten liegen im Maßstab 1:500000 und 1:50000 vor, doch zeigte der Vergleich der Karten einige Unstimmigkeiten hinsichtlich der benutzten Legenden, bedingt durch die verschiedenen Zeitpunkte ihrer Erstellung (1923 und 1954). Eine detaillierte Beschreibung der zur ihrer Erstellung durchgeführten Arbeiten lag nur für eine Karte von 1923 vor, so dass keine flächendeckende Beschreibung der Geologie der Umgebung des Einzugsgebietes der Station Ain Nessissa möglich ist. Als pedologische Information existiert lediglich eine Karte, die im Auftrag der Food and Agriculture Organisation (FAO) der Vereinten Nationen im Maßstab 1:500000 erstellt wurde. In digitaler Form sind keine Karten vorhanden, so dass vor allem die topographische Karte in langwieriger Handarbeit digitalisiert wurde, um über ein digitales Geländemodell zur Analyse der Morphologie (Abschnitt 4.5.1) zu verfügen.

4.2.4 Felddaten

Aufgrund der Sicherheitslage in Algerien während der Projektlaufzeit waren Feldarbeiten nur in beschränktem Maße durchführbar. Dabei mussten alle Arbeiten von den algerischen Kollegen ausgeführt werden, da eine Ausreise von Deutschland nach Algerien nicht möglich

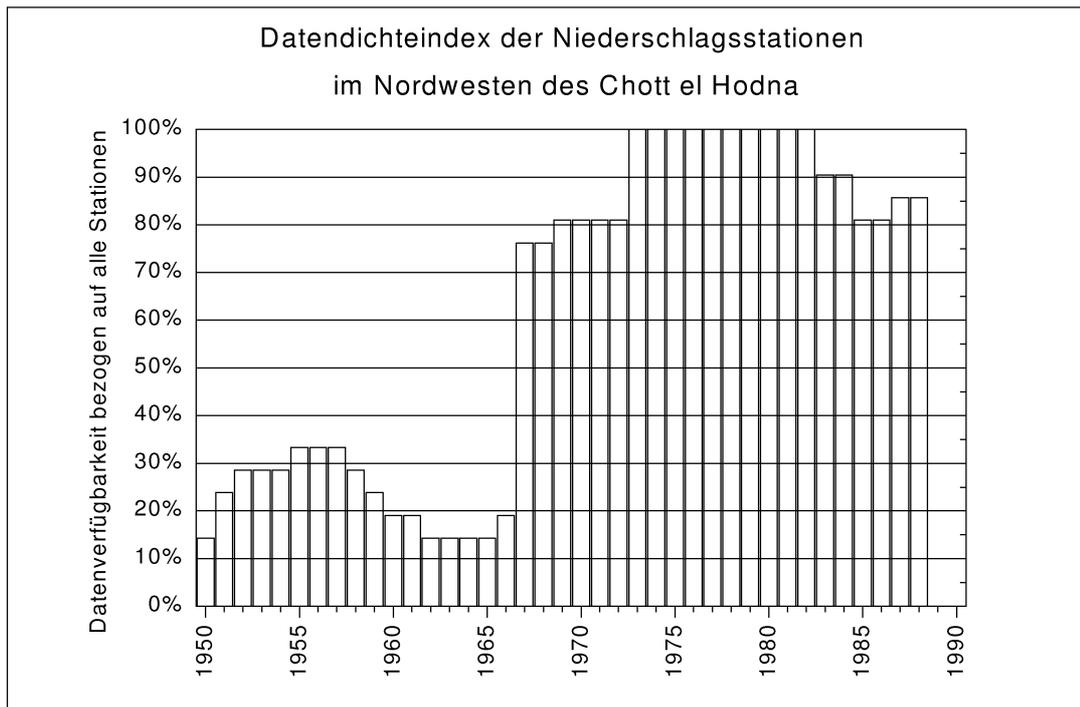


Abb. 4.4: Datendichteindex der Niederschlagsstationen im Nordwesten des Chott el Hodna, bezogen auf die von BRAGA (1998) identifizierten Stationen

war. Die notwendigen Feldbegehungen wurden nicht im Teileinzugsgebiet der Station Ain Nessissa durchgeführt, so dass auch diese Daten nur zum Teil für das weitere Vorgehen nutzbar sind (vgl. Abschn. 5.2).

4.3 Klima, besonders Niederschläge

Das Klima in den algerischen Hochplateaus kann nach (SARY, 1976) als semi-arid bis subarid beschrieben werden. Kennzeichnend für solche Klimaregionen sind zwei ausgeprägte Jahreszeiten, mit trockenen, heißen Sommermonaten und feuchteren, milderer Wintermonaten. Bestimmt wird dieses Klima im Winterhalbjahr durch die jahreszeitliche Verschiebung der innertropischen Konvergenzzone (ITC) nach Süden. Durch sie gelangen polare Tiefdruckgebiete in Richtung Süden, wodurch polare Meeresluft entweder aus Norden über Frankreich kommend oder aber aus Nord-Westen vom Atlantik her nach Überquerung der südlichen iberischen Halbinsel in den Maghreb einströmt.

Das Aufeinandertreffen der polaren Luftmassen mit den feuchteren tropischen Luftmassen bewirkt meist länger andauernde advective Niederschläge (GOMER, 1994). Die Regenzeit wird hauptsächlich durch Tiefdruckgebiete aus dem Nordatlantik gespeist. Während der Monate Dezember bis Februar bewirken diese bis zu 60% der Jahresniederschläge (CHAUMONT & PAQUIN, 1971). Daneben spielen die Tiefdruckgebiete aus dem Südatlantik eine geringere Rolle, da sie wenige und meist nur kurz anhaltende Niederschläge bringen.

Im Sommerhalbjahr gelangt Nordafrika unter den Einfluss subtropischer Hochdruckzellen

mit der Folge heißer und trockener Sommer mit nur gelegentlichen konvektiven Gewitterniederschlägen. Je weiter man sich von der Mittelmeerküste ins Landesinnere bewegt, desto ausgeprägter ist dieses heiße und trockene Wetter im Sommer. Sorgen entlang der Küste örtliche Tiefdruckgebiete noch für konvektive Niederschläge, so wird spätestens durch die Barriere des Tellatlas der Großteil der feuchten Luft zurückgehalten. An den Nordhängen kann es zu Niederschlägen kommen, an den Südflanken jedoch bildet sich eine Art Föhn. Dieses besondere Phänomen kann mehrere Tage andauern, bis sich ein lokales Tief in der Ebene des Hodna einstellt. Als Folge strömt dann warme Luft aus der Sahara durch die fast ungeschützte Südflanke des Hodna ein. Die wenigen Niederschläge sind die Folge von thermischen Inversionsphänomenen die vor allem im Westen, südlich des Col du Dira, des einzigen Durchlasses in diesem Bereich des Tell für die feuchte Luft aus Norden, auftreten.

Gelegentlich kann im Winterhalbjahr der Fluss polarer Kaltluftmassen durch dynamische Hochdruckgebiete verhindert werden. Das Auftreten dieser Hochdruckgebiete (Azorenhoch, Saharahoch) bewirkt eine stabile, heiße und trockene Wetterlage (MEBARKI, 1982), welche von den Bauern im Chott el Hodna aufgrund ihrer vernichtenden Auswirkungen auf die Kulturen sehr gefürchtet wird (SARY, 1976). Für das Einzugsgebiet des Chott el Hodna unterscheidet SARY (1976) drei Klimastufen, welche vor allem durch das Relief erklärt werden. Die

semi-aride Stufe umfasst vor allem die Südflanken des Tellatlas mit einer Höhenlage zwischen 600 und 1800 m. Die Niederschläge liegen im Bereich zwischen 300 und 700 mm. Auf den Berggipfeln kann zwischen 19 und 15 Tage lang Schnee liegen und die Jahresdurchschnittstemperaturen sind mit 6 - 7 °C recht niedrig.

sub-aride Stufe beinhaltet den Großteil der Ebene des Hodna zwischen den Höhenlagen 400 bis 600 m.

aride Stufe beschreibt die Sebka, den Chott selbst sowie den südlichen Teil des Einzugsgebietes um die *Monts du Zab*. Durch die geringe Höhe des Saharaatlas an dieser Stelle unterliegt der südliche Bereich dem Einfluss des Saharaklimas. Besonders macht sich dies bei Auftreten des Sirocco bemerkbar. Dieser heiße Wüstenwind kann an bis zu 30 Tagen im Jahr, allerdings hauptsächlich während der Sommermonate, auftreten. Der Sirocco ist aber nicht nur in der Ebene selbst, sondern auch auf den Südflanken des Tellatlas spürbar.

Tabelle 4.1 faßt die wichtigsten Unterschiede dieser drei Bereiche zusammen. Sary nutzt für die Unterscheidung den 'xerothermischen' Index I_g nach GAUSSEN (1952) sowie den pluviothermischen Quotienten Q_{pt} nach EMBERGER (1955). Ersterer wird als Trockenheitsindex verstanden, da er die Anzahl der niederschlagslosen Tage in den aufeinanderfolgenden trockenen Monaten³ gemäß der Definition von BAGNOULS & GAUSSEN (1953) wiedergibt. Der pluviothermische Quotient Q_{pt} hingegen spiegelt das Verhältnis von Niederschlag zu

³Ein Monat gilt als trocken, wenn die Monatssumme der Niederschläge in mm geringer oder gleich der doppelten mittleren Monatstemperatur in °C ist ($N[mm] \leq 2 * T[°C]$).

Tab. 4.1: Klimastufen im Chott el Hodna (nach SARY, 1976)

	I_g	Q_{pt}	$M_{tr.}$ [-]	N_a [mm]	T_a [°C]	r_L [%]
Semi-arid	95–110	30–70	4–5	300–700	6–7	60–
Subarid	110–300	20–30	5–9	200–300	16–19	46–60
Arid sub-desertique	–300	–20	11–12	–150	20–22	–50
I_g = xerothermischer Index	Q_{pt} = pluviothermischer Quotient					
$M_{tr.}$ = Anzahl der trockenen Monate	N_a = mittlerer Jahresniederschlag					
T_a = mittlere Jahrestemperatur	r_L = mittlere relative Luftfeuchtigkeit					

den Temperaturextrema wider und eignet sich damit besonders für die Beschreibung der Temperaturunterschiede des kontinentalen Klimas.

$$Q_{pt} = \frac{N}{\frac{M+m}{2} \times (M-m)} \times 1000 \quad (4.1)$$

mit: N : mittlerer Jahresniederschlag [mm]
 M : durchschnittliche Monatstemperatur des heißesten Monats [°K]
 m : durchschnittliche Monatstemperatur des kältesten Monats [°K]

Die für die Berechnung von Q_{pt} notwendigen Temperaturwerte liegen für keine der Stationen im Einzugsgebiet Ain Nessissa vor. SARY (1976) gibt anhand der Daten von SELTZER (1946) für die Station Sidi Aissa Werte von $Q_{pt} = 15$ (Sommerhalbjahr) und $Q_{pt} = 40$ (Winterhalbjahr) an.

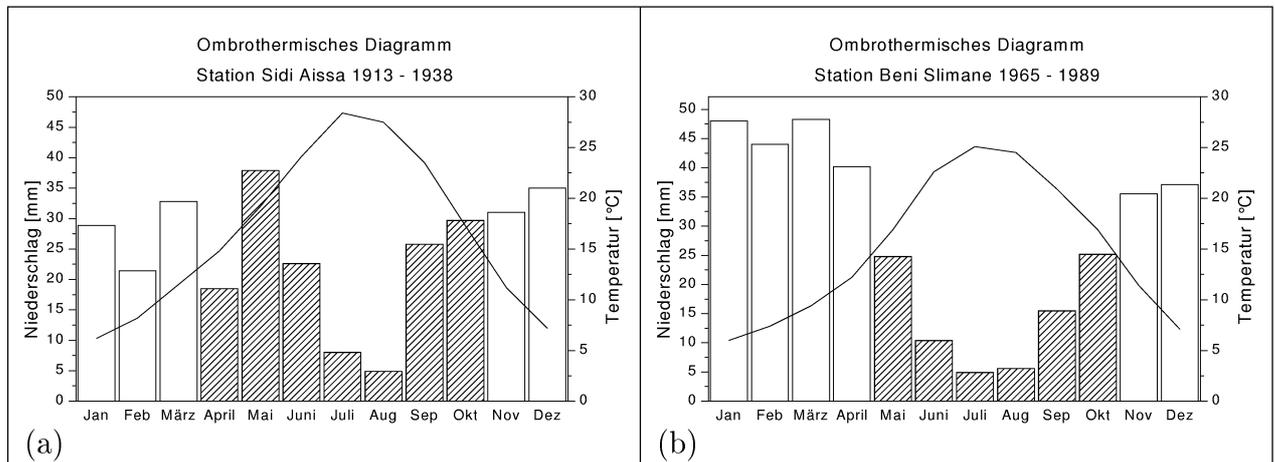


Abb. 4.5: Ombrothermische Diagramme der Stationen Sidi Aissa (a) und Beni Slimane (b), im Nord-Westen des Chott el Hodna gelegen. Schraffiert dargestellt sind die Monate, die nach der Definition von BAGNOULS & GAUSSEN (1953) als trocken gelten.

DAVTIAN (1998) untersuchte anhand von über 250 Stationen das Niederschlagsgeschehen in Nordalgerien. Zur Datenbasis seiner Arbeit gehörten auch zwei Stationen im Nord-Westen

des Chott el Hodna, deren monatliche Temperaturwerte zur Beschreibung der klimatischen Verhältnissen herangezogen werden. Abbildung 4.5 zeigt die ombrothermischen Diagramme der Stationen Sidi Aissa (C050401) und Beni Slimane (C090302), letztere liegt im Nordwesten, außerhalb des Einzugsgebietes des Chott el Hodna. Der Vergleich der Diagramme für die beiden Stationen macht den abschirmenden Einfluss des Tellatlas in Bezug auf die registrierten Niederschlagsmengen deutlich. Die Temperaturverläufe beider Stationen sind recht ähnlich, doch weist Sidi Aissa, süd-östlich von Ain Nessissa gelegen, vor allem in den Sommermonaten höhere Werte auf. Durch die länger anhaltende Regenzeit ist der Monat April für Beni Slimane im Gegensatz zu Sidi Aissa nicht als trocken einzustufen. Für beide Stationen lassen sich die beiden Jahreszeiten klar erkennen. Das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa liegt folglich im Übergangsbereich zwischen der subariden und der semi-ariden Klimastufe.

Neben den saisonalen Schwankungen zeichnet sich das Klima in Nordalgerien durch ebenso stark ausgeprägte jahresweise Variabilitäten aus. Abbildung 4.6 zeigt diese für die drei Stationen im Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa.

BRAGA (1998) stellte bei der Untersuchung der Jahresniederschläge von 25 Niederschlagsstationen eine kontinuierliche Abnahme entlang der Nordwest-Südost-Achse fest. SARY (1976) gibt folgende Regressionsbeziehung für die Jahresniederschläge an:

$$N = 0.4H + 40 \quad (4.2)$$

mit: N : Jahresniederschlag in [mm]
 H : Höhe in [m]

Jedoch macht der Autor keine Angaben über die Güte der Anpassung in Form eines Regressionskoeffizienten, sondern beschreibt die spezielle Lage der Stationen, für die diese allgemeine Beziehung nicht passt.

Tab. 4.2: Vergleich der mittleren Jahressummen der Studien CHAUMONT & PAQUIN (1971) und ANRH (1993) für ausgewählte Stationen des Chott el Hodna

Stationsname	Code	RW [m]	HW [m]	Höhe [m]	1993* [mm]	1971° [mm]
BBA ANRH	C050905	685800	309950	922	350	400
Ain Boucif	C011104	540550	287800	1250	389	424
Beni Slimane	C090302	557200	322650	600	393	430
Sidi Aissa	C050401	597050	287950	662	277	284
* ANRH (1993) Zeitreihen 1922 -1960 und 1969 - 1989						
° CHAUMONT & PAQUIN (1971) Zeitreihe 1913 - 1963						

Für die drei Stationen im Einzugsgebiet Ain Nessissa ergeben sich Niederschlagsdefizite von bis zu 50% gegenüber dem langjährigen Mittel (Abb. 4.6). Betrachtet man die Trendanalyse für die Beobachtungszeitreihe der Station Sidi Aissa, so lässt sich ein signifikanter Trend (für $\alpha = 0.95$) mit einer Abnahme von $\Delta N = 1,82$ mm/Jahr feststellen (Abb. 4.7). Allerdings

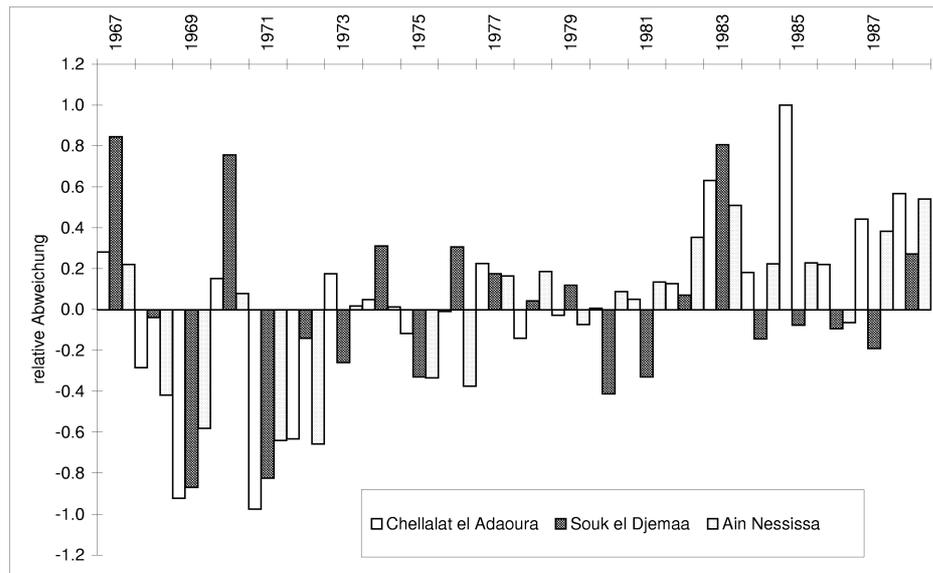


Abb. 4.6: Variabilität der Jahresniederschläge der Stationen Ain Nessissa, Souk el Djemaa und Chellalat el Adaoura bezogen auf den Mittelwert der Zeitreihe 1967-1988

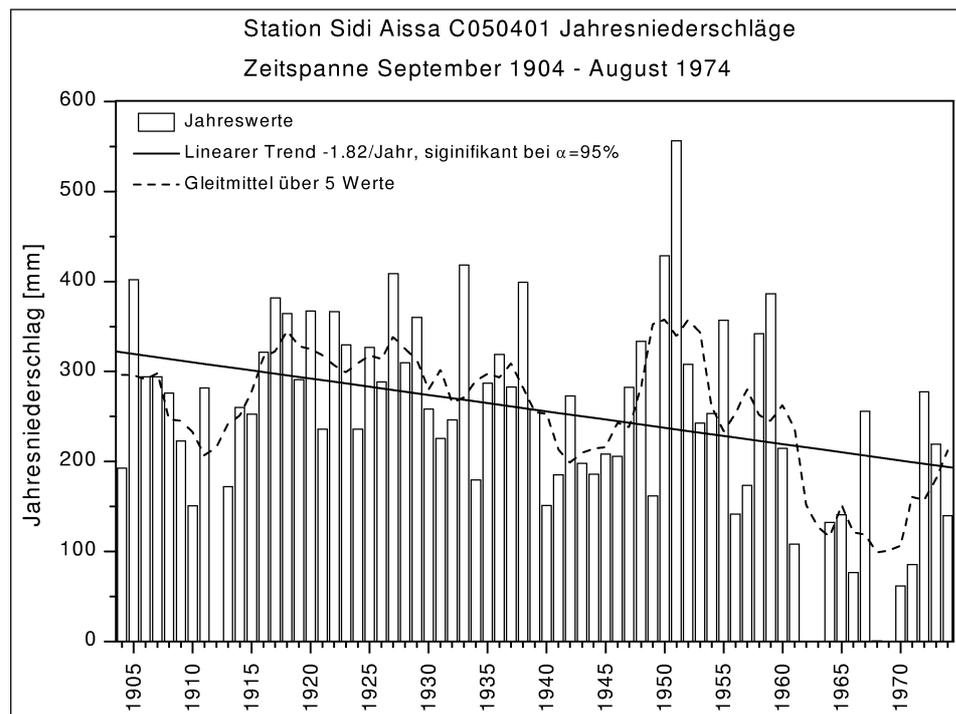


Abb. 4.7: Trendanalyse der Jahresniederschläge der Station Sidi Aissa, Zeitreihe 1904 - 1974

muss dazu angemerkt werden, dass sich anhand der zur Verfügung stehenden, lückenbehafteten Daten nicht klären lässt, inwieweit es sich um einen anhaltenden Trend oder um natürliche Variabilitäten handelt.

Vergleicht man die von CHAUMONT & PAQUIN (1971) ermittelten Jahresdurchschnitte bezogen auf die Zeitreihe 1913 - 1963 mit den von ANRH (1993) erarbeiteten Werten für die

Zeitspannen 1922 - 1960 und 1969 - 1989, so ergeben sich für letztere im Mittel um bis zu 10% geringere Jahresdurchschnitte (Tab. 4.2). Die in Abbildung 4.8 gezeigten Jahresnieder-

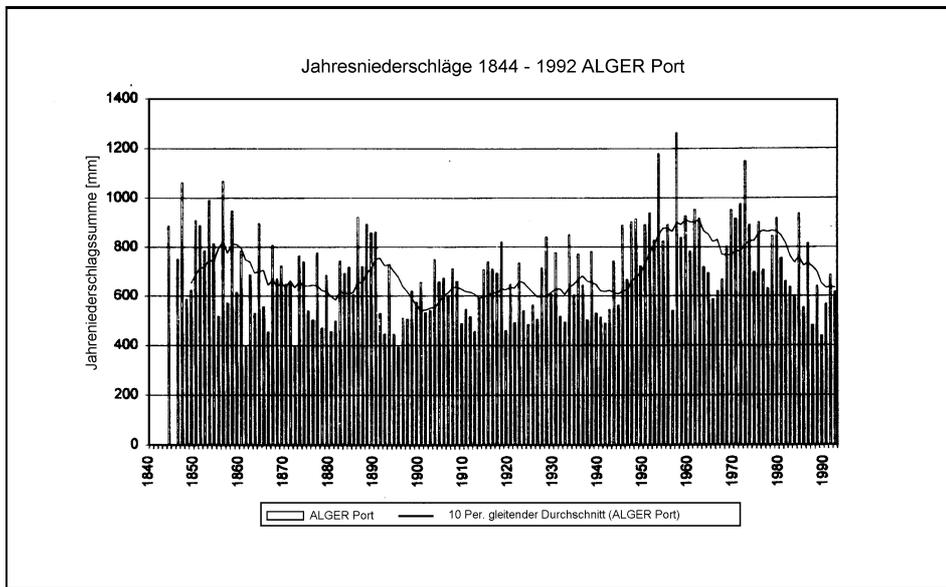


Abb. 4.8: Jahresniederschläge der Station Alger Port, Zeitreihe 1844 - 1992 (aus GOMER, 1994)

schläge an der Station Alger Port verdeutlichen, dass nicht erst seit diesem Jahrhundert trockene und feuchtere Perioden sich in Nordalgerien abwechseln. ACHOUR ET AL. (1998) identifizieren für das Einzugsgebiet des Oued Chelif im Nordwesten Algeriens mittels einer Hauptkomponentenanalyse, angewandt auf 30 Niederschlagsstationen, jeweils zwei ausgeprägte Trocken- und Feuchteperioden im Zeitraum von 1922 - 1995 (Abb. 4.9).

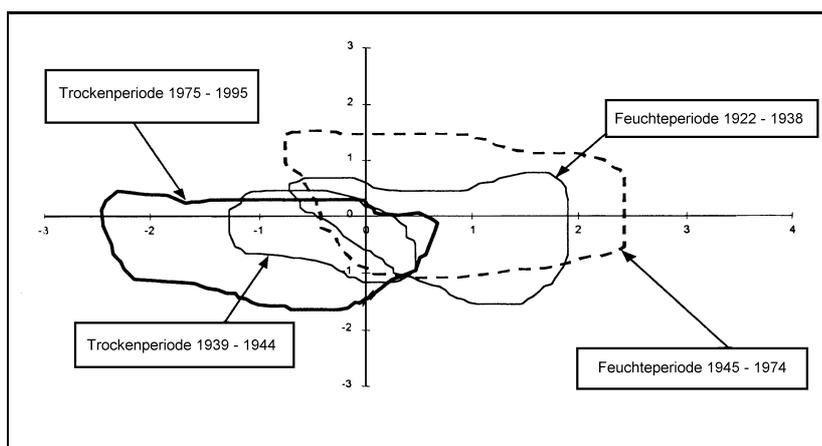


Abb. 4.9: Feuchte- und Trockenperioden 1922-1995 für den Oued Chelif (nach ACHOUR ET AL., 1998, verändert). Aufgetragen sind die Jahresniederschläge für 30 Stationen im Zeitraum 1922 - 1995 im Faktorraum der ersten beiden Hauptkomponenten.

4.4 Geologie

Nach (SARY, 1976) ist die Tiefebene des Chott el Hodna das Ergebnis einer tertiären Faltung während des Eozäns. In der Folgezeit wurde diese Senke teilweise durch kontinentale Ablagerungen des oberen Eozäns und des Oligozäns aufgefüllt. Im wesentlichen besteht der Gebirgsrahmen aus Gestein der Kreidezeit. Bedingt durch den lithologischen Kontrast zwischen Kalkstein und Mergel konnte die Erosion hier Formen schaffen, wie z.B. Schichtstufen und Landterrassen, welche sich deutlich in der Landschaft abheben. Die tertiären Mergelablagerungen wurden größtenteils durch die Quartärformationen überlagert. Lediglich einige dünne Bänke von Sandstein, Kalkstein oder von Konglomeraten bilden noch Gesteinsspitzen. Schließlich entstanden durch die konglomeratartige Sedimentation des Mio-Pliozäns moderat gefaltete Reliefs. Deutlich freigelegt im Osten des Einzugsgebietes verschwinden sie im Westen unter den Quartärsedimenten (SARY, 1976). Der reinen Kalkstein- bis Mergelsedimentation der Kreidezeit folgte eine mehr und mehr tonig-sandsteinige im Tertiär.

Das Vorhandensein von Gips und Salzen in vielen der Tone zeugt von einer Sedimentation in flachem Meer unter einem mehr oder weniger ariden Klima (SARY, 1976). Der Gips und die Salze sind der Ursprung der gipshaltigen Krusten des Quartärs sowie des Salzgehaltes der jüngeren Sedimente (Chott). Der Hodna ist ein bedeutendes tektonisches Becken, dessen heutige Form auf eine tektonische Absenkung während des Pliozäns und Quartärs zurückzuführen ist. Die gewaltigen Faltungen der Monts du Hodna (Tellatlas) wurden in den *Monts du Zab* (Saharaatlas) deutlich abgeschwächt. Die dicke Schicht wenig gefalteter tertiärer Sedimente zeugt von der Subsistenz dieses Beckens, welche sich im Quartär fortsetzt.

4.5 Das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa

4.5.1 Morphologie

Die Analyse der Morphologie ermöglicht es, das sich allein aufgrund der Reliefenergie ergebende Abflussverhalten eines Einzugsgebietes zu beschreiben. Neben der Einzugsgebietsgröße wirken Faktoren wie Gefälle (sowohl Gebiets- als auch Vorflutergefälle) und Form (Kompaktizität) direkt auf die Abflussgenese ein. Die Morphologie wirkt jedoch auch indirekt auf die Abflusentstehung, z.B. durch erhöhte Niederschläge entlang von Gebirgszügen oder aber durch verringerte Infiltration auf steileren Hängen.

Die Ergebnisse der morphologischen Analyse sind vor allem dann interessant, wenn man sie mit den vorhandenen hydrologischen Daten verknüpfen kann. Deshalb werden alle Untersuchungen der morphologischen Parameter, abgeleitet aus dem digitalen Geländemodell, parallel für das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa und die den Niederschlagsstationen Souk el Djemaa und Chellalat el Adaoura zugeordneten Untereinzugsgebiete sowie für das Teileinzugsgebiet des Oued Rached durchgeführt (Abb. 4.10).

Die Abbildungen 4.11(a) und (b) sowie 4.12(a) und (b) zeigen die erste Analyse des digitalen Geländemodells (DGM). Das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa ist als recht kompakt zu beschreiben, das Vorfluternetz ist in Nord-Süd bzw. West-Ost Richtung orientiert (Abb. 4.12(a) und (b)).

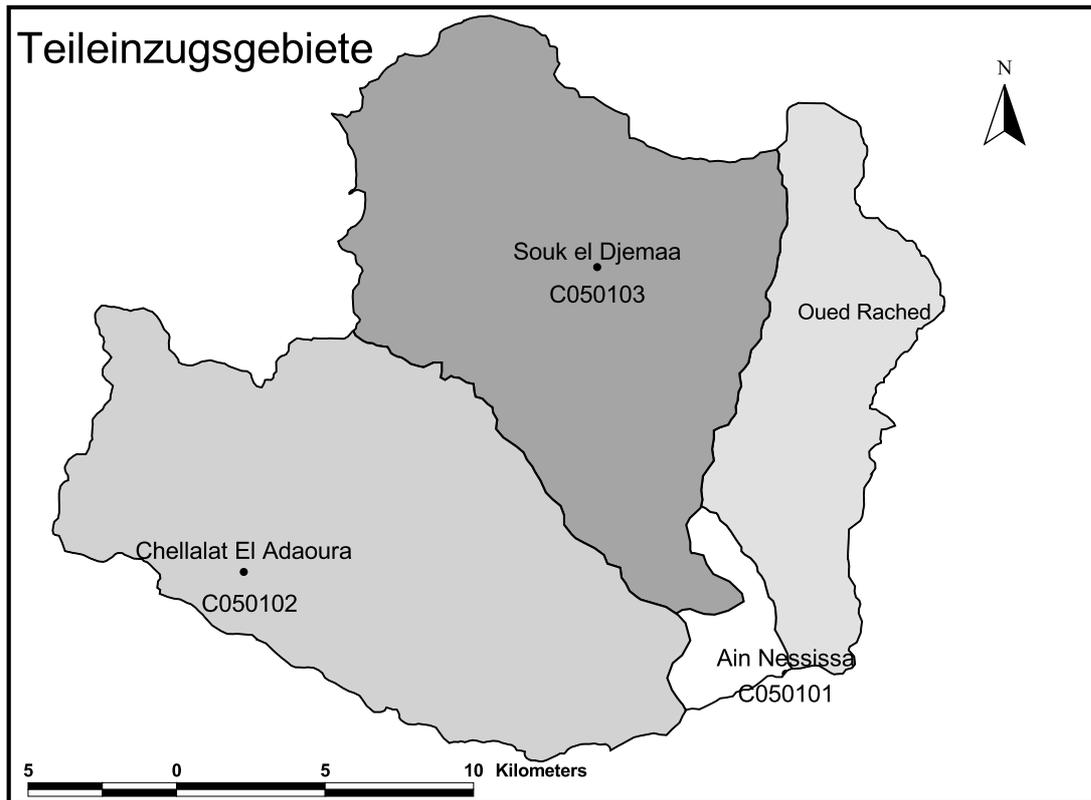


Abb. 4.10: Teileinzugsgebiete des Einzugsgebietes Ain Nessissa

4.5.2 Reliefanalyse

Das im Projekt verwendete GIS SPANS verfügt nicht über Routinen zur Bestimmung hydrologisch motivierter, morphologischer Parameter. Das eigentliche Geländemodell wird innerhalb von SPANS durch Zerlegung der digitalisierten Höhenvektoren unter Zuhilfenahme von zusätzlich erfassten punktuellen Höheninformationen (Berggipfel, Senken etc.) mittels Triangulation⁴ und Interpolation erstellt.

Aus hydrologischer Sicht nachteilig ist dabei die Tatsache, dass in dieser Art von Geländemodellen keine zwangsläufig schlüssigen Fließwege entstehen. Folglich muss das DGM einer sogenannten Muldenelimination unterzogen werden. Hierfür wird das von SCHULLA (1997) im Rahmen seiner Dissertation entwickelte Programmpaket TANALYS⁵ genutzt.

Aufgrund der Größe des Einzugsgebietes muss das DGM in ein 100 m Raster überführt werden, um die zur Verfügung stehenden Rechnerkapazitäten nicht zu überlasten. Der dabei

⁴Hierunter versteht man die Konstruktion eines Triangular Irregular Network (TIN), welches es ermöglicht durch eine variable (irregular) Vermaschung den unterschiedlichen Informationsdichten gerecht zu werden. Die Alternative eines gleichmäßigen Rasters generiert entweder viel zu große Datensätze (bei kleiner Rasterweite) oder aber zu große Informationsverluste (bei zu großer Rasterweite).

⁵TANALYS steht für Topographische ANALYSe, das Programmpaket erlaubt es ausgehend von einem DGM eine Vielzahl von topographischen Parametern abzuleiten (SCHULLA & JASPER, 1999)

entstehende Genauigkeitsverlust macht sich vor allem bei den Flächenermittlungen bemerkbar, da die Einzugsgebietsgrenzen nicht mit der gleichen Genauigkeit wie durch Vektoren erfasst werden können. In den folgenden Untersuchungen wird daher mit einer Einzugsgebietsgröße von 453,89 km² statt 460 km² gearbeitet.

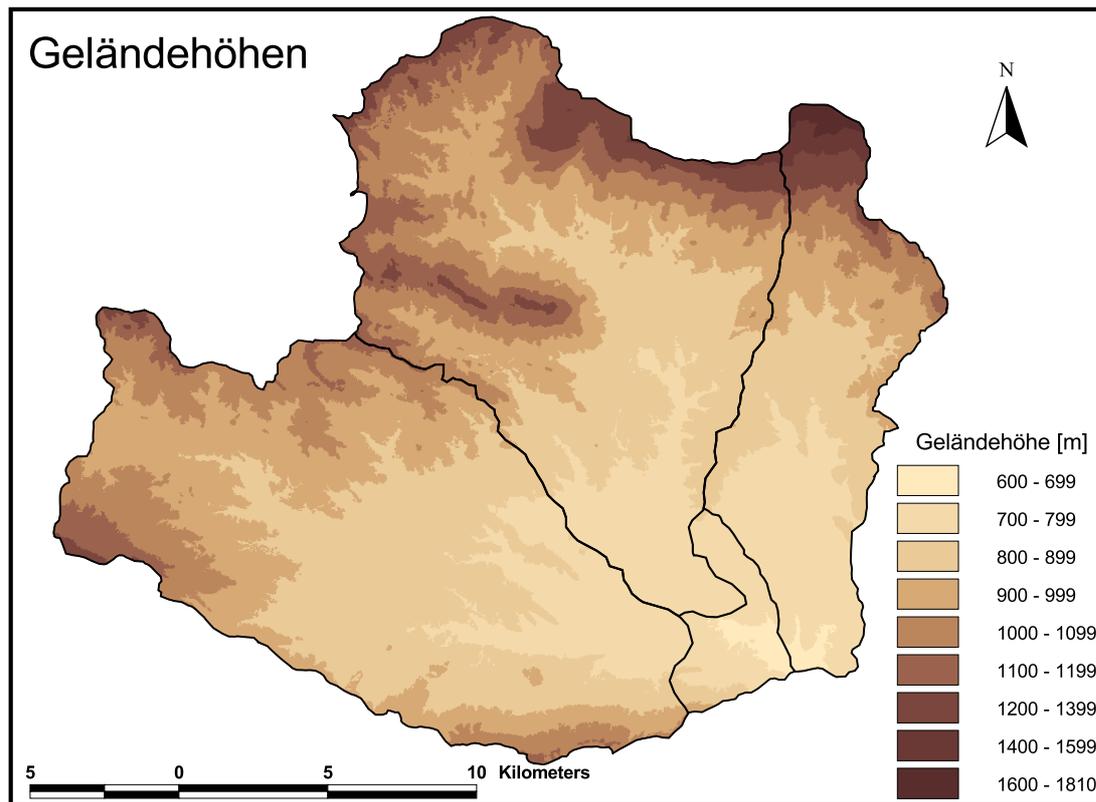
Abbildung 4.11(a) zeigt das DGM für das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa. Begrenzt durch die Höhenzüge des Tellatlas, welche bis über 1800 m Höhe erreichen, wird das Gebiet im Westen und Südwesten durch die Monts du Titéri umschlossen. Die hohen Gebirgszüge fallen vor allem im Nordosten sehr steil ab, um dann in eine ausgeprägt flache Ebene überzugehen (Teilgebiet Oued Rached).

Tab. 4.3: Morphologische Parameter Einzugsgebiet Ain Nessissa und Teilgebiete (PREUSS, 1999)

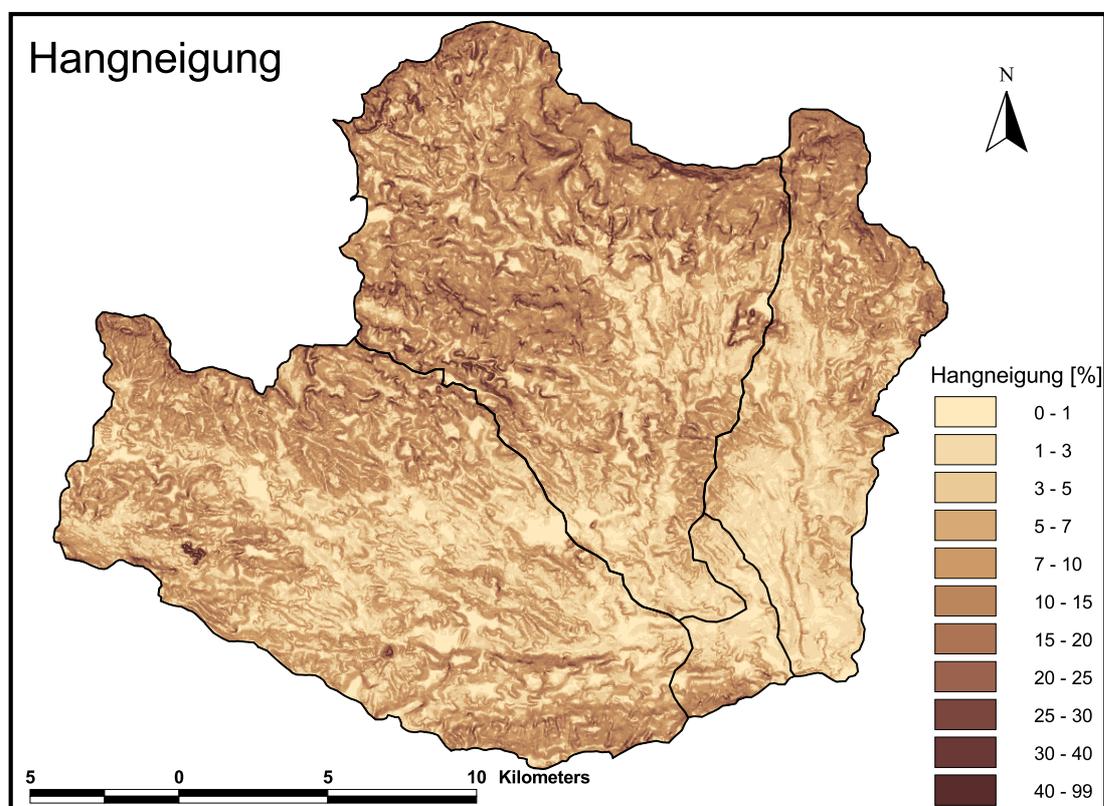
	Einzugsgebiet				Hauptvorfluter		
	EZG [km ²]	U [km]	K_c [-]	I_p [%]	ΔH [m]	L' [km]	I_m [%]
Chellalat el Adaoura	186.2	88.1	1.81	10.6	509	31.7	16.1
Souk el Djemaa	174.5	81.9	1.74	10.7	483	28.8	16.8
Oued el Rached	76.8	61.2	1.96	15.4	1089	23.0	47.3
Ain Nessissa	453.9	136.9	1.80	12.4	527	35.3	14.9
EZG : Einzugsgebietsgröße U : Umfang K_c : Kompaktizitätsindex nach Gravellius (HORTON, 1932) I_p : mittleres Gefälle des Einzugsgebietes ΔH : Höhenunterschied zw. Wasserscheide und Gebietsauslass L' : Länge des Hauptvorfluters I_m : mittleres Gefälle des Hauptvorfluters							

PREUSS (1999) ermittelte die in Tabelle 4.3 zusammengefassten Parameter für das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa sowie die drei Teilgebiete. Der Blick auf diese Tabelle zeigt, dass die beiden den Niederschlagsstationen Chellalat el Adaoura und Souk el Djemaa zugeordneten Teilgebiete sich hinsichtlich Größe, Umfang und Gebietsgefälle sowie der Vorflutercharakteristika Höhenunterschied, Länge und mittleres Gefälle sehr ähneln. Lediglich der Kompaktizitätsindex K_c nach Gravellius⁶, deutet an, dass Souk el Djemaa das kompaktere der beiden Gebiete ist.

⁶Dieser Index, beschrieben bei HORTON (1932), nimmt sein Minimum bei einem ideal kreisförmigen Einzugsgebiet mit dem Wert $K_c = 1$ an. Er berechnet sich durch $K_c = \frac{U}{2\sqrt{\pi A}}$, wobei U der Umfang im km und A die Fläche in km² sind.

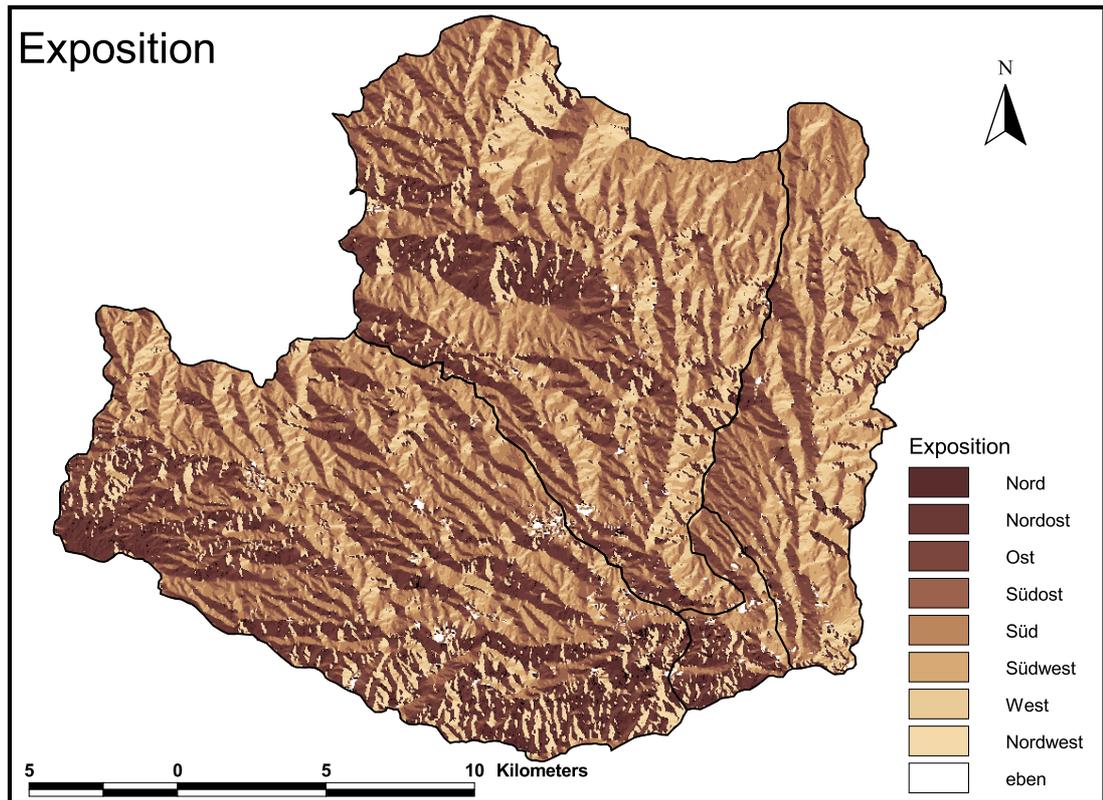


(a)

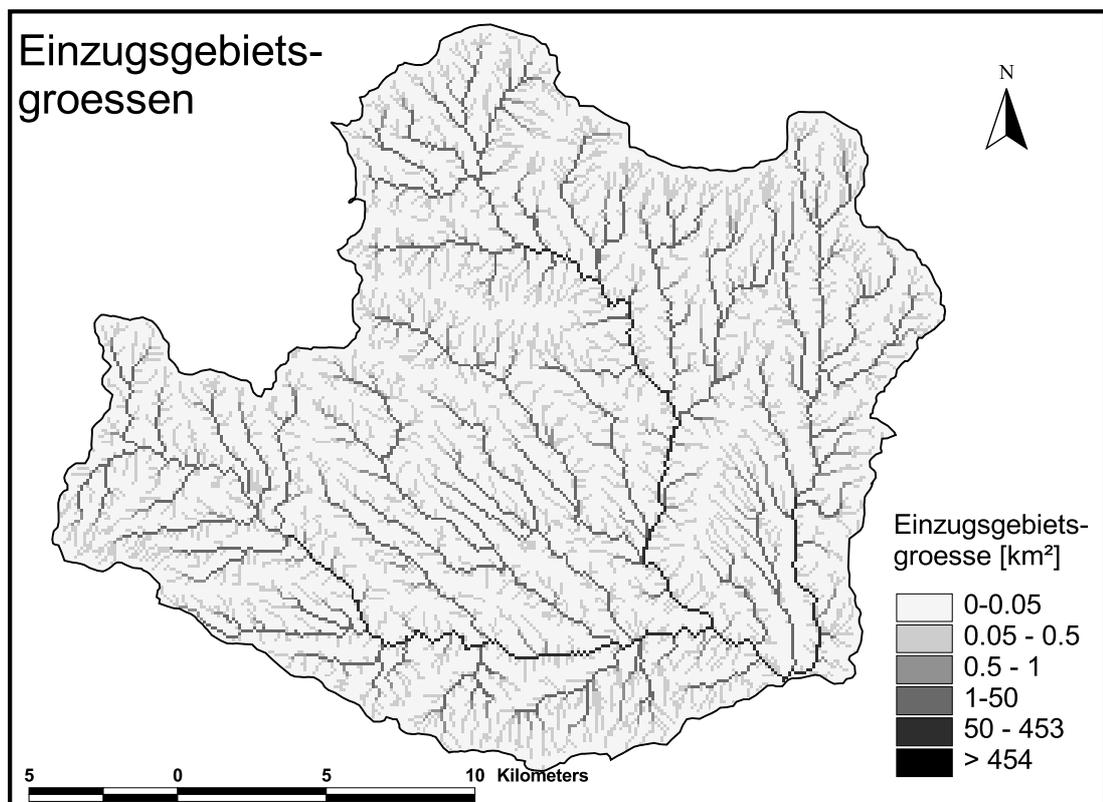


(b)

Abb. 4.11: DGM (a) und Hangneigungskarte (b) der Station Ain Nessissa



(a)



(b)

Abb. 4.12: Reliefanalyse Einzugsgebiet Ain Nessissa: Exposition (a), lokale Einzugsgebietsgrößen (b)

Gänzlich verschieden präsentiert sich das Teilgebiet Oued Rached, welches einerseits eine ausgeprägte Längsdehnung aufweist und bei der geringsten Fläche den größten Höhenunterschied zwischen Wasserscheide und Gebietsauslass besitzt. Auch das mittlere Vorflutergefälle ist mit $I_m = 47.3\%$ extrem groß.

An dieser Stelle muss man sich allerdings die bereits beschriebene Verteilung der Geländehöhen vor Augen halten, wodurch die Aussagekraft der gemittelten Parameter wie Vorflutergefälle und Gebietsgefälle stark relativiert wird. Die in Abbildung 4.13(a)-(d) dargestellte

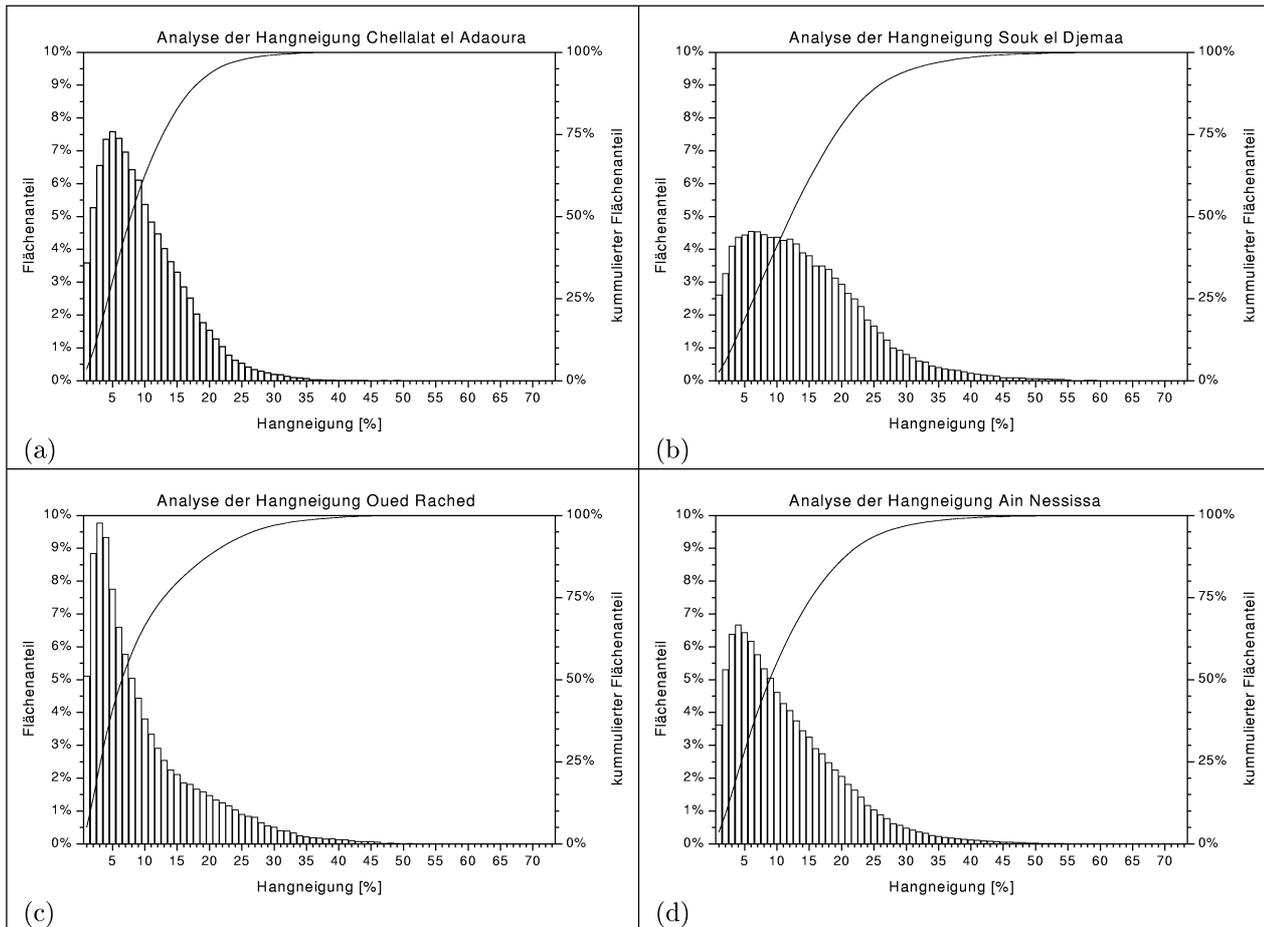


Abb. 4.13: Hangneigungsklassen der Teilgebiete Chellalat el Adaoura (a), Souk el Djemaa (b), Oued Rached (c) und im Einzugsgebiet Ain Nessissa (d)

Analyse der Hangneigungsklassen zeigt deutlich, dass z.B. für das Teilgebiet Oued Rached trotz eines Gebietsmittels von $I_p = 15.4\%$ der Hauptanteil der Fläche (75%) ein kleineres Gefälle aufweist. Für alle Gebiete lässt sich festhalten, dass der Anteil sehr geringer Hangneigungen hoch ist und nur an den Einzugsgebietsrändern größere Gefälle vorkommen (vgl. Abb. 4.11).

Noch anschaulicher wird dies durch die sogenannte hypsometrische Darstellung⁷, einer Art Querschnitt durch das betrachtete Gebiet (Abb. 4.14).

⁷Für die hypsometrische Darstellung wird der prozentuale Flächenanteil zwischen zwei Höhenlinien bestimmt und anschließend in kumulierter Form graphisch dargestellt. Diese Art der Visualisierung dient vor allem zur Kontrolle der Aussagekraft gemittelter Parameter.

Neben der besseren Einschätzung der für jedes Gebiet erstellten Mittelwerte, lassen sich auch die Gebiete untereinander besser vergleichen. Es wird deutlich, dass Chellalat el Adaoura die gleichmäßigste Höhenverteilung und damit auch ein gleichmäßiges Gefälle aufweist, mit Ausnahme eines geringen Anteils größerer Steigungen am Gebietsrand. Souk el Djemaa zeichnet sich durch ein konstant höheres Gefälle aus und für Oued el Rached lässt sich die Zone des extrem hohen Gefälles zwischen 1000 und 1800 m Höhe einordnen.

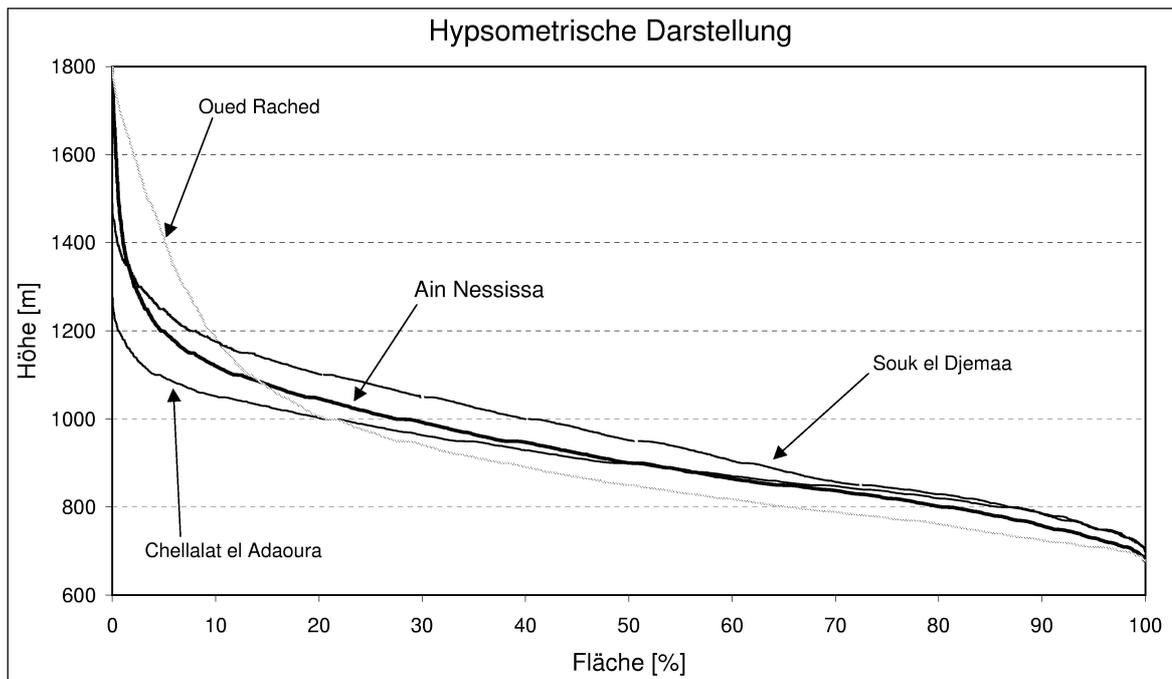


Abb. 4.14: Hypsometrische Darstellung Einzugsgebiet Ain Nessissa und Teilgebiete

Aus hydrologischer Sicht lassen sich anhand der morphologischen Analyse reliefbedingte Anteile der Abflussgenese ableiten. Für die Einzugsgebiete Chellalat el Adaoura und Souk el Djemaa ist ein vergleichbarer Beitrag zum Gebietsabfluss zu erwarten (idealisierte gleichmäßige Beregnung und gleiche Böden für das Gesamtgebiet vorausgesetzt), da beide Gebiete relativ kompakt und mit gleichmäßigem Gefälle versehen sind. Oued el Rached dürfte aufgrund des niedrigen Gefälles in Gebietsauslassnähe zu Beginn eines Abflussereignisses in ähnlicher Form wie die beiden anderen Gebiete beitragen, aufgrund des steilen Nordteils jedoch zu einer früheren Abflussspitze führen (vgl. Abschn. 4.7).

Die morphologische Analyse bezieht sich einzig und allein auf die im DGM enthaltenen Informationen. Die aktuelle Morphologie lässt sich durch die Topographie beschreiben und durch die klimatischen und geologischen Verhältnisse erklären, doch darf man die Ergebnisse der morphologischen Analyse nicht isoliert betrachten. Im folgenden Abschnitt wird daher die Ausprägung des Vorfluternetzes untersucht, ein für hydrologische Belange wichtiger Aspekt, da das Abflussverhalten im Vorfluter sich natürlich stark vom Abfluss auf der Fläche unterscheidet.

4.5.3 Das Vorfluternetz

Das Vorfluternetz und vor allem dessen Dichte können als Maß für den Beitrag zur Abflussentstehung aus einem Teilgebiet angesehen werden. Bestimmt man das Vorfluternetz allein aus der topographischen Information, so muss dabei die Mindesteinzugsgebietsgröße definiert werden, ab welcher sich der Übergang von Flächenabfluss zum Rinnenabfluss vollzieht, oder in anderen Worten, ab welcher sich Vorfluter⁸ ausbilden.

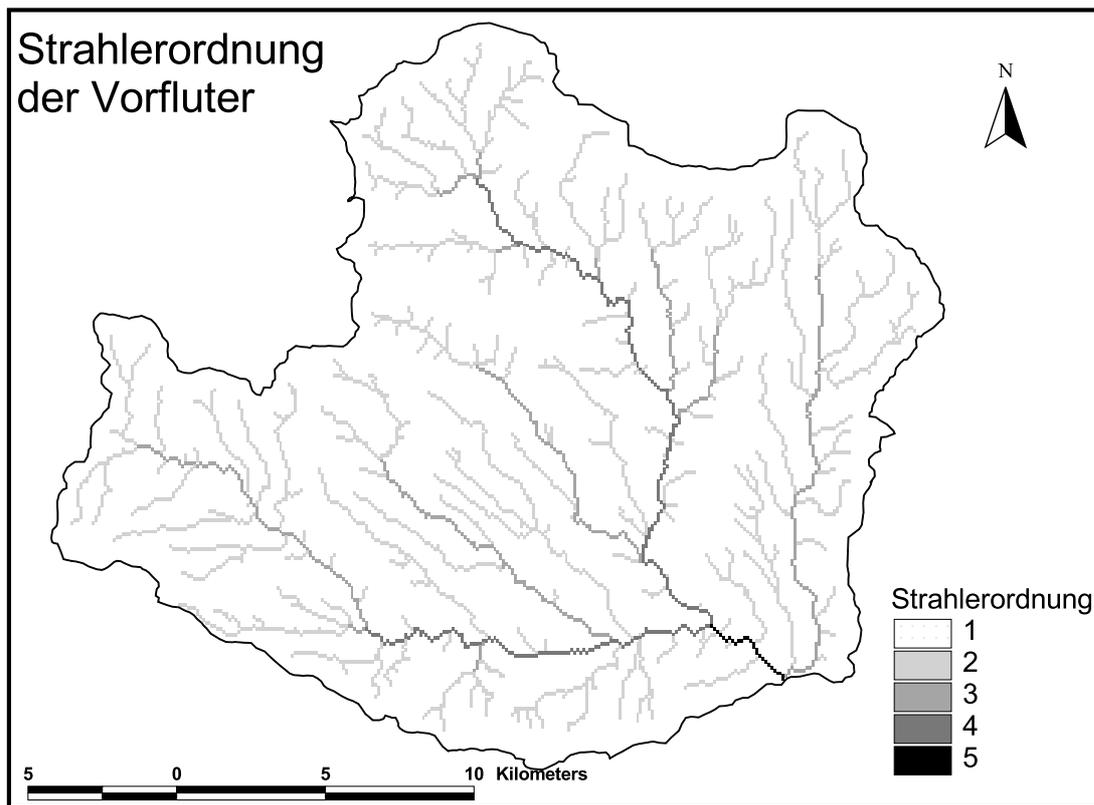


Abb. 4.15: Vorfluternetz und Strahlerordnung Einzugsgebiet Ain Nessissa

Im Rahmen dieser Arbeit wird dieser Schwellenwert dergestalt gewählt, dass die in den topographischen Karten verzeichnete Verteilung der Vorfluter einigermaßen wiedergegeben wird. Setzt man den von PREUSS (1999) in einer Untersuchung eines Einflusses des Schwellenwertes auf die Anzahl der Gerinnezellen als realistisch identifizierten Wert von 0.5 km^2 an, so erhält man die in Abbildung 4.15 dargestellte Verteilung des Vorfluternetzes. Die Untersuchung der Vorfluterdichten ergab Werte von $0.9 \leq V_D \leq 1$, welche auf Gebiete mit hohen Versickerungsraten oder wenig ausgeprägtem Relief hindeuten.

In einer abschließenden Betrachtung lassen sich mit TANALYS die Fließzeiten für die Entwässerung des Gebietes bei Annahme gleichmäßiger Beregnung und homogener Bodenverteilung abschätzen. Genutzt wird hierzu die Gaukler-Manning-Strickler Gleichung (Gl. 4.5.3)

⁸Unter Vorfluter wird in der Literatur zumeist das Gerinne am Hangfuß verstanden (u.a. bei CHURCH & WOO, 1990; GERITS ET AL., 1990; BRONSTERT, 1994; GOMER, 1994)

unter Annahme einer festen Gerinnegeometrie, mit der iterativ der Wasserstand in Abhängigkeit des Abflusses errechnet wird.

$$Q = k_{st} \times A \times R^{\frac{2}{3}} \times \sqrt{I} \quad (4.3)$$

mit: Q : Abfluss in $[\frac{m^3}{s}]$
 k_{st} : Strickler-Beiwert in $[\frac{m^{1/3}}{s}]$
 A : Fließquerschnitt in $[m^2]$ aus Rechteckprofil mit Tiefe:Breite = 1:8
 R : Hydraulischer Radius in $[m]$ durch Rechteckprofil bestimmt aus $R = \frac{A}{1.25\sqrt{8A}}$
 I : Sohlneigung $[\frac{m}{m}]$

Unter Vorgabe eines Schwellenwertes von $A_{min} = 0.5 km^2$ für die Bildung von Gerinnezellen, eines Stricklerbeiwertes von $k_{st} = 25 \frac{m^{1/3}}{s}$ und homogener Beaufschlagung des Gebietes mit einer Abflussspende von $Q = 1 \frac{l}{s \times ha}$ lässt sich eine flächenhafte Darstellung der Fließzeiten des Gebietes erstellen. Abbildung 4.16(a) gibt einen Eindruck über die Entwässerungszeit und damit den Beitrag der Teilgebiete zur Abflussganglinie bei Annahme homogener Verhältnisse⁹.

Analysiert man die kumulierten Fließzeiten je Teilgebiet so lässt sich erkennen, dass aufgrund der Reliefenergie und des Vorfluternetzes die Entwässerung des Gebietes Oued Rached am schnellsten von statten geht, Souk el Djemaa am langsamsten entwässert und sich erst ab ca. 80% entwässert Fläche der schneller abfließende Anteil aus der Gebirgskette im Norden bemerkbar macht (Abb. 4.16(b)).

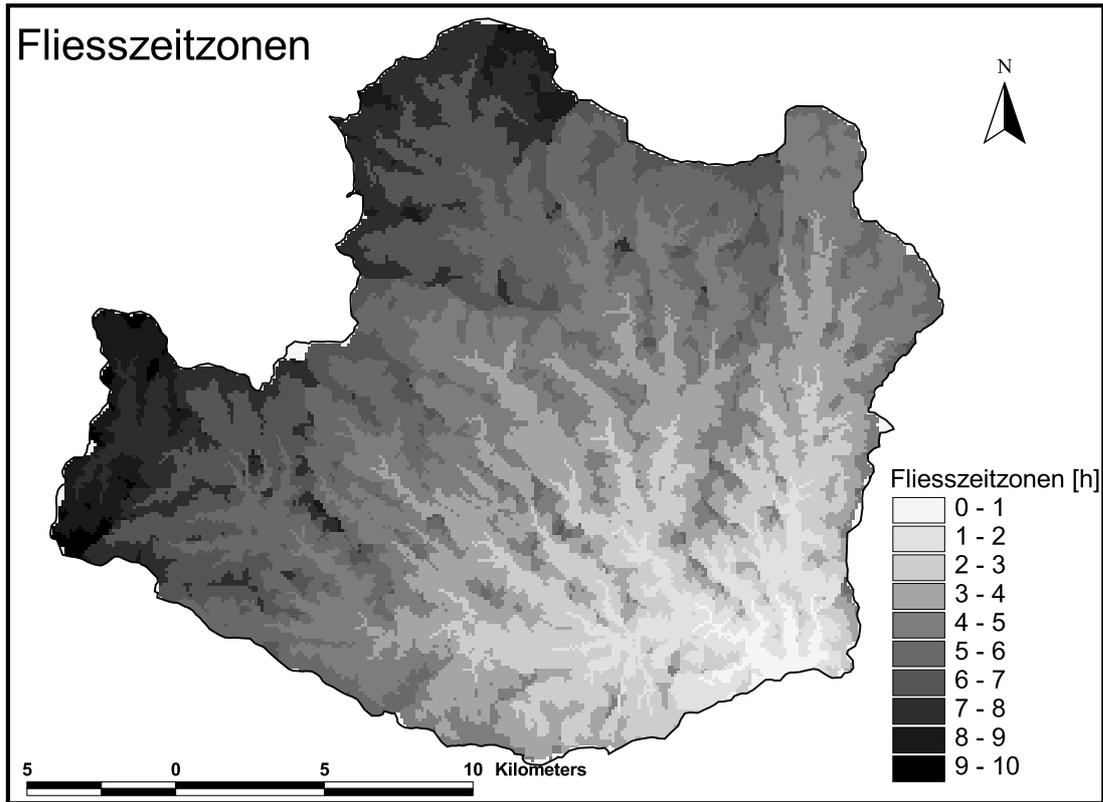
4.6 Verteilung der Niederschläge

Wie bereits im Abschnitt 4.3 diskutiert, ist das Niederschlagsgeschehen in semi-ariden Gebieten geprägt durch eine hohe Variabilität und auch räumlich als sehr heterogen zu bezeichnen.

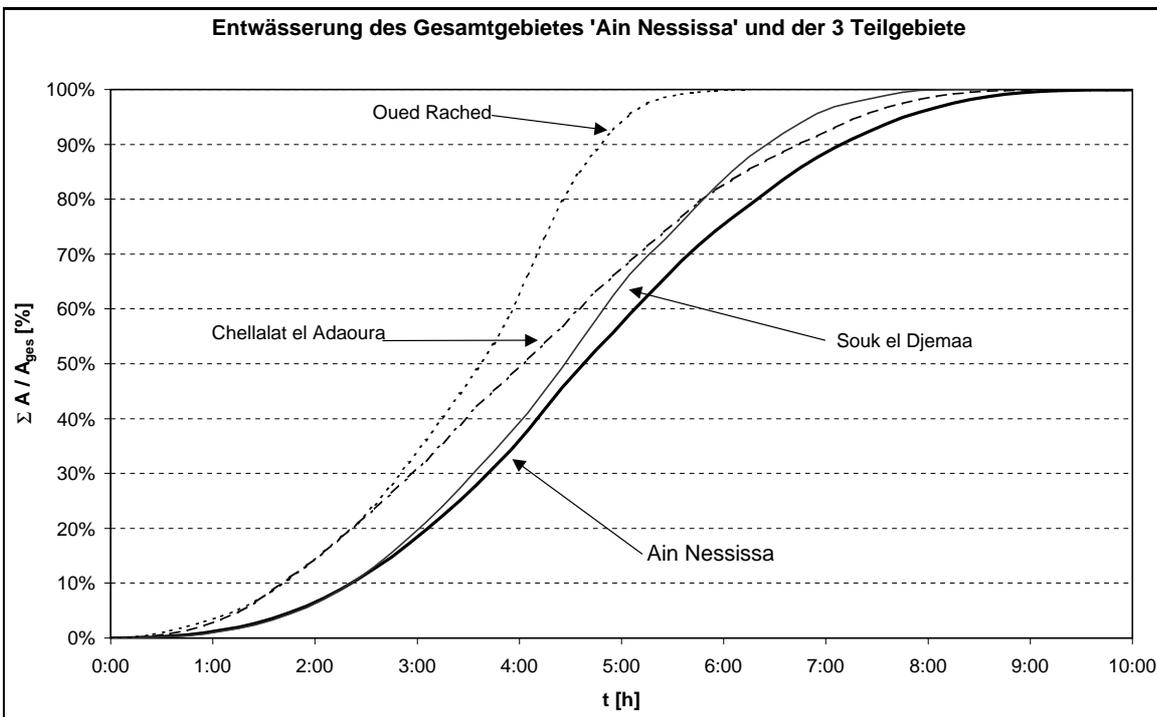
Auffallend ist die extreme Spannweite (Tab. 4.4) der registrierten Jahresniederschläge, z.B. $N = 110 \text{ mm} - 590 \text{ mm}$ für Chellalt el Adaoura. Souk el Djemaa ($N = 298$) und Chellalat el Adaoura ($N = 299$) weisen höhere Jahresmittel auf, da sie im Vergleich zu Ain Nessissa ($N = 228$) höher und weiter westlich gelegen sind.

BRAGA (1998) erhielt beim Versuch, die Jahresniederschläge durch geographische Lage und topographische Parameter zu erklären, nur sehr schlechte Korrelationskoeffizienten. Dies lässt sich zum Teil durch die großen Distanzen zwischen den Stationen und vor allem die verschiedenen lokalen Einflüsse auf die Niederschlagsentstehung begründen, auf die bereits SARY (1976) hinweist.

⁹Homogen steht hier für gleichmäßige Überregnung und einheitliche Boden- und Oberflächenrauigkeitsverhältnisse



(a)



(b)

Abb. 4.16: Fließzeit-Zonen (a) und Summen (b) für das Einzugsgebiet Ain Nessissa

Tab. 4.4: Durchschnittliche, minimale und maximale Jahresniederschläge der Zeitreihe 1967-1988 im Einzugsgebiet Ain Nessissa

Station	\bar{N}_a	N_{amin}	N_{amax}
Ain Nessissa	228.0	105.0	379.0
Chellalat el Adaoura	298.5	110.1	589.7
Souk el Djemaa	297.6	46.1	556.4

Beschränkt man sich folglich auf die Niederschlagsstationen im und in nächster Nähe des Einzugsgebietes der Station Ain Nessissa, so wird die Datengrundlage zu dünn (ca. 1 Station/100 km²), um verlässlich die räumliche Verteilung der Niederschläge zu beschreiben. Im weiteren Verlauf wird daher mit Gebietsniederschlägen nach dem Thiessenverfahren gearbeitet.

Um eine Einordnung der in Abschnitt 4.7.3 untersuchten Niederschlags-Abfluss-Ereignisse zu ermöglichen, wird für die drei Niederschlagsstationen von Ain Nessissa, Chellalat el Adaoura und Souk el Djemaa unter Anwendung des IHW-Paketes (IHRINGER & KRON, 1993) eine Extremwertstatistik durchgeführt. Hierfür wird den empirischen Plotting Positions der Jahresmaxima für die Zeitreihe 1967-1988 der Tagesniederschläge nach visueller Prüfung eine theoretische Verteilungsfunktion angepasst. Für alle drei Stationen ergab sich als beste Anpassung die Log-Gamma-Verteilung, eine Wahl, die sich mit der für die Niederschlagsstationen im Einzugsgebiet des Oued Mina deckt (BELZ, 1992).

Tabelle 4.5 zeigt die Quantilenwerte für verschiedene Jährlichkeiten. Erwartungsgemäß liegen die Werte für die Station Souk el Djemaa am höchsten, im Unterschied zu den Monats- und Jahreswerten ergibt die Extremwertstatistik höhere Werte für die Station Ain Nessissa, als für die Station Chellalat el Adaoura. Dies kann durch lokale Starkregen beeinflusst sein, deren Einfluss auf die Monats- und Jahressummen gering ist.

Tab. 4.5: Maximale Tagesniederschläge verschiedener Jährlichkeiten für die Zeitreihe 1967-1988 der Niederschlagsstationen im Einzugsgebiet Ain Nessissa

Station	Quantile [mm] der Jährlichkeit [a]						
	2	3	5	10	20	25	50
Ain Nessissa	25	31	39	52	67	72	92
Chellalat el Adaoura	31	36	42	50	59	62	72
Souk el Djemaa	33	41	52	68	87	93	117

4.7 Abfluss

4.7.1 Abflusentstehung

Die im Abschnitt 4.5.1 diskutierten Beiträge der Teilgebiete zur Abflussganglinie am Pegel Ain Nessissa geben lediglich den Anteil der Reliefenergie wieder. Für die Abflussgenese ist dies aber nur ein Teilaspekt. MAURER (1997) gibt einen ausführlichen Überblick über die Literatur zu den verschiedenen Prozessen, die für die Abflussbildung von Bedeutung sind.

Gilt für humide Klimate der DUNNE'sche Oberflächenabfluss infolge Sättigungsüberschuss ("saturation excess overland flow") als dominierend, so kann in ariden Gebieten mit kompakten Böden und feiner Textur bedingt durch die geringen Infiltrationskapazitäten (GOMER, 1994) der HORTON'sche Oberflächenabfluss ("infiltration excess overland flow") als vorherrschend angesehen werden.

Die dritte Form der Abflussbildung ist der Zwischenabfluss ("interflow", "subsurface flow"). Dieser Mechanismus ist nur schwer zu erfassen und wird in die Teile schnellreagierendes Grundwasser ("displacement of old water"), nichtkapillare Wasserwege ("preferential pathways") und kapillare Wasserwege ("matrix throughflow") unterteilt. Eine Reihe von Untersuchungen versuchte in den letzten Jahren diese Phänomene zu beschreiben (u.a. ANDERSON & BURT, 1990; BRONSTERT, 1994; DELBRÜCK, 1997; ZEHE, 1999).

Die Festlegung des HORTON'schen Oberflächenabflusses als wichtigstes Element der Abflusentstehung unter den in Nordalgerien herrschenden Verhältnissen steht in Einklang mit dem von DUNNE ET AL. (1975) erarbeiteten schematischen Zusammenhang der maßgebenden Abflussmechanismen (Abb. 4.17).

4.7.2 Abflussbilanzierung am Pegel Ain Nessissa

Für den Pegel Ain Nessissa liegen die Abflussaufzeichnungen von 11 Jahren mit zeitgleichen Niederschlagsmessungen aus dem Einzugsgebiet vor. Tabelle 4.6 zeigt die Zusammenstellung der zu Jahressummen aufsummierten Abflusswerte. Anhand der Zeitreihe der mittleren täglichen Abflüsse lässt sich feststellen, dass es bis auf wenige Ausnahmen im Einzugsgebiet Ain Nessissa keinen Basisabfluss gibt.

Betrachtet man Tabelle 4.6 so fällt die für semi-aride Gebiete typische, große Variabilität der Niederschläge und Abflüsse, aber vor allem der Abflussbeiwerte auf. Hier ist allerdings anzumerken, dass die der Tabelle zugrunde liegenden Werte einigen Unsicherheiten unterworfen sind. Bereits der Vergleich der Jahresniederschlagssummen macht dies deutlich, denn die Werte der Station Souk el Djemaa für die Jahre 1967 und 1970 erscheinen viel zu niedrig. Hier fehlt die Möglichkeit der Verifikation, da zu den Niederschlagswerten keinerlei zusätzliche Dokumentation vorhanden ist.

Lässt man das Jahr 1967 aus den Betrachtungen heraus, so verbleibt hinsichtlich der Abflussbeiwerte immer noch eine hohe Variabilität mit Werten zwischen 2.9% und 34.9%. Es ist vorstellbar, dass in Anbetracht der ungleichmäßigen Verteilung der Niederschläge und der daraus resultierenden geringen Anzahl an Abflussereignissen, einzelne Ereignisse mit hohen Abflussbeiwerten den Jahresabflussbeiwert dominieren. Doch ist auch die Abflussmessung selbst mit einigen Fragezeichen behaftet, da für die meisten Pegel in Algerien nur

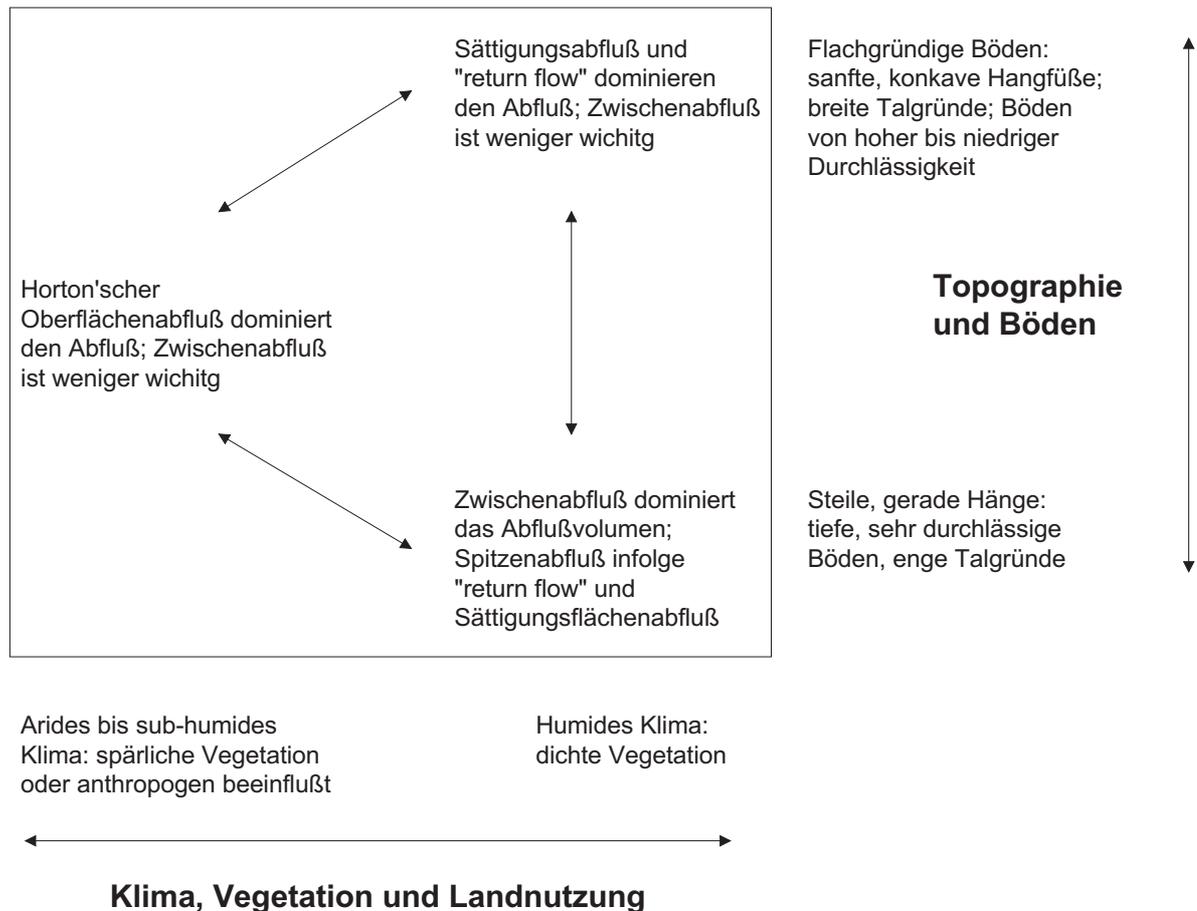


Abb. 4.17: Abflusstenstehungsmechanismen in Relation zu den sie maßgeblich kontrollierenden naturräumlichen Faktoren (nach DUNNE, 1978) (aus MAURER, 1997)

Schlüsselkurven für niedrige Abflüsse existieren und alle größeren Ereignisse im Extrapolationsbereich der Kurven liegen (GOMER, GTZ Eschborn, persönliche Mitteilung, 1999). Dadurch erhöht sich natürlich der Fehler der Umrechnung der abgelesenen Lattenpegelwerte in Abflüsse.

SOGREAH (1983) geben als durchschnittlichen Abflussbeiwert für das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa ca. 10% an, ein Wert, der auch in der gleichen Größenordnung von SARRY (1976) genannt wird. Aufgrund der bereits erwähnten Unsicherheiten der zur Verfügung stehenden Daten, ist es nicht auszumachen, inwieweit die errechneten höheren Werte den Ausgangsdaten zuzuschreiben oder aber auf eine fortgeschrittene Degradation des Einzugsgebietes zurückzuführen sind.

Die in Tabelle 4.7 aufgeführten durchschnittlichen Monatsabflussbeiwerte zeigen die jahreszeitlichen Unterschiede der Abflussbeiwerte auf. Die erhöhten Niederschläge während der Wintermonate führen zu größeren Abflussbeiwerten. Interessant ist der Vergleich der Monate Mai und Juni mit den Hochsommermonaten Juli und August. Trotz wesentlich geringerer Niederschlagssummen weisen die Monate Juli und August höhere Abflussbeiwerte als die Monate Mai und Juni auf, was durch einzelne Starkregenereignisse erklärbar ist, deren Häufigkeit im Hochsommer zunimmt.

Tab. 4.6: Jahresabflüsse an der Station Ain Nessissa für den Zeitraum 1967 - 1977

Jahr	Niederschlag					Abfluss		Abflussbeiw.	
	AN [mm]	CA [mm]	SD [mm]	Ø [mm]	Thies. [mm]	AN [m ³ /s]	[mm]	ψ ₁ [%]	ψ ₂ [%]
1967		214	46	214	214	1.40	96	44.8	44.8
1968	324	383	309	339	335	0.40	27	8.1	8.1
1969	361	574	556	497	521	1.50	103	20.7	19.8
1970	211	253	73	179	157	0.19	13	7.3	8.3
1971	374	590	543	502	522	2.56	176	34.9	33.6
1972	379	487	340	402	393	0.91	63	15.6	15.9
1973	225	247	374	282	304	0.84	58	20.4	18.9
1974	226	284	205	238	234	0.27	19	7.8	8.0
1975	305	333	396	345	357	0.42	29	8.4	8.1
1976	314	301	207	274	258	0.23	16	5.8	6.1
1977	191	232	245	223	230	0.09	6	2.9	2.8
Mittelwert	291	354	299	318	320	0.80	55	16.1	15.9

AN: Ain Nessissa, CA: Chellalat el Adaoura, SD: Souk el Djemaa
 Ø: arithmetisches Mittel, Thies: Gebietsniederschlag nach Thiessenverfahren
 $\psi_1 = \frac{Q}{P}$, $\psi_2 = \frac{Q}{P_{Thies}}$

4.7.3 Untersuchung einzelner Niederschlags-Abfluss-Ereignisse

Durch die bereits diskutierten Besonderheiten semi-arider Gebiete, wie hohe zeitliche und räumliche Variabilität der Niederschläge und seltene Abflussereignisse, wird die Aussagekraft vom Mittel- und Summenwerten stark beeinträchtigt. Daher bietet sich die Untersuchung einzelner N-A-Ereignisse zur detaillierteren Beschreibung der Gebietsverhältnisse an.

Auf der zeitlichen Skala des Abflussereignisses ist eine höhere Auflösung der Niederschlagsinformation als die durch Tageswerte wünschenswert. An der Station Ain Nessissa wurde im Jahr 1979 ein Niederschlagsschreiber eingerichtet, jedoch wurden zeitgleich die Abflussmessungen eingestellt. Für den Beobachtungszeitraum der Abflüsse (1965-1978) stehen neben den Tageswerten nur für wenige Ereignisse detaillierte Niederschlagsinformationen der Station Souk el Djemaa zur Verfügung. Eine weitere Einschränkung des Informationsgehaltes dieser Daten rührt von der Art der Auswertung her. Obwohl es sich um einen Niederschlagsschreiber handelt, wurde vermutlich die auf dem Schreibstreifen verfügbare Information nur sehr ungenau erfasst, so dass teilweise Niederschlagsmengen einer Dauer von mehr als 6 Stunden zugeordnet sind.

Tabelle 4.8 zeigt die sechs Niederschlags-Abflussereignisse, für die zum Teil detailliertere Niederschlagsaufzeichnungen vorliegen. Zunächst fällt durch den Vergleich mit Tabelle 4.5 auf, dass für die Stationen Ain Nessissa und Chellalt el Adaoura lediglich das vierte und fünfte Ereignis eine Jährlichkeit größer als 10 hinsichtlich der Niederschläge aufweisen. Gegensatz dazu liegen für die Station Souk el Djemaa nur das erste und sechste Ereignisse

Tab. 4.7: Durchschnittliche Monatsabflussbeiwerte der Station Ain Nessissa für den Zeitraum 1967 - 1977

Monat Zeitraum 1967-1977	Niederschlag					Abfluss		Abflussbeiw.	
	AN	CA	SD	Ø	Thies.	AN		ψ_1	ψ_2
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[m^3/s]	[mm]	[%]	[%]
Jan	27.5	45.2	39.5	37.4	38.7	2.21	12.8	34.3	33.2
Feb	20.7	32.3	35.2	29.4	31.2	1.09	5.8	19.7	18.6
Mar	32.1	51.8	34.8	39.6	39.4	1.70	9.9	25.0	25.1
Apr	33.0	39.6	43.3	38.6	40.0	0.85	4.8	12.4	12.0
Mai	28.4	26.7	24.2	26.5	25.9	0.32	1.8	7.0	7.1
Jun	22.4	16.6	12.0	17.0	15.6	0.24	1.3	7.9	8.6
Jul	5.7	6.6	4.2	5.5	5.2	0.12	0.7	12.5	13.1
Aug	7.6	1.2	4.7	4.5	4.2	0.09	0.5	12.3	13.0
Sep	27.2	25.7	16.6	23.2	21.6	0.46	2.6	11.2	12.0
Okt	21.8	33.6	22.7	26.0	25.8	0.51	3.0	11.4	11.5
Nov	26.0	33.8	28.6	29.5	29.7	0.78	4.4	14.9	14.9
Dez	28.7	40.1	32.7	33.8	34.1	1.26	7.3	21.6	21.4
Mittelwert	23.4	29.4	24.9	25.9	26.0	0.80	4.59	15.9	15.9

AN: Ain Nessissa, CA: Chellalat el Adaoura, SD: Souk el Djemaa
 Ø: arithmetisches Mittel, Thies: Gebietsniederschlag nach Thiessenverfahren
 $\psi_1 = \frac{Q}{P}$, $\psi_2 = \frac{Q}{P_{Thies}}$

Tab. 4.8: Verfügbare N-A-Ereignisse der Station Ain Nessissa

Ereignis Nr.		1	2	3	4	5	6
Beginn		03.04.69	11.06.70	24.11.71	15.01.72	27.03.74	07.05.75
Ende		09.04.69	15.06.70	14.12.71	30.01.72	05.04.74	10.05.75
AN	[mm]	43.1	15.8	76.7	105.1	36.3	16.4
CA	[mm]	27.8	33.6	117.7	167.7	48.7	26.8
SD	[mm]	61.0	28.0	149.0	160.5	139.2	19.0
Thiessen	[mm]	46.7	27.0	123.5	150.1	89.5	20.7
AN Q	[mm]	7	4.31	21.52	91.39	40.91	2.9
Abflussbeiwert	[%]	15.0	16.0	17.4	60.9	45.7	14.0
Scheitelwert	[m^3/s]	109	115.1	112	215.6	157.8	125
Anstiegszeit	[h]	8.5	2.0	18.5	16.5	21.5	2.0
Abflussfülle	[$10^6 m^3$]	2.88	7.61	5.97	16.59	16.49	1.31

unter dieser Schwelle. Die gemessenen Scheitelwerte liegen alle unter dem HQ_2 , nur das vierte Ereignis entspricht dem HQ_5 .

Hinsichtlich der räumlichen Niederschlagsverteilung lässt sich feststellen, dass für alle Ereignisse relativ homogene Niederschlagsmengen an den drei Stationen gemessen wurden. Lediglich für das fünfte Ereignis traten bei Souk el Djemaa mit $N_{SD} = 139$ mm wesentlich größere Niederschläge als an den beiden anderen Stationen $N_{AN} = 36,3$ mm und $N_{CA} = 48,7$ mm auf. Generell liegen die an der Station Ain Nessissa gemessenen Werte unter denen der beiden anderen.

Anhand der Anstiegszeiten lassen sich die Unterschiede zwischen Sommer- und Winterhalbjahr verdeutlichen. Die Ereignisse 3-5 fallen in das Winterhalbjahr und zeichnen sich durch lange Anstiegszeiten (> 16 h) aus. Das andere Extrem bilden die Ereignisse 2 und 6, die bei nur 2 h Anstiegszeit ähnlich hohe Scheitelwerte erreichen wie die Winterereignisse, jedoch bei deutlich geringerem Abflussvolumen. Das deutet auf Starkniederschläge hoher Intensität, aber geringer Dauer hin.

Obwohl die zeitliche Auflösung der Niederschlagswerte in Tagesschritten angesichts der in Abschnitt 4.5.3 ermittelten Fließzeiten von weniger als 10 h für das Einzugsgebiet Ain Nessissa zu gering ist, lassen sich dennoch einige Zusammenhänge abschätzen. Die im Anhang (Abb. A.4 - A.8) dargestellten Abflussganglinien lassen erkennen, dass die Reaktion des Teilgebietes Chellalat el Adaoura wesentlich rascher von statten geht, als die des Teilgebietes Souk el Djemaa. Beispielhaft sei hier das Ereignis 1 (Abb. 4.18) vom 03.04. - 09.04.1969 genannt, bei dem der Niederschlag von $N = 20$ mm (Souk el Djemaa) am 08.04.69 keine merkbare Systemreaktion am Pegel (Ain Nessissa) hervorruft.

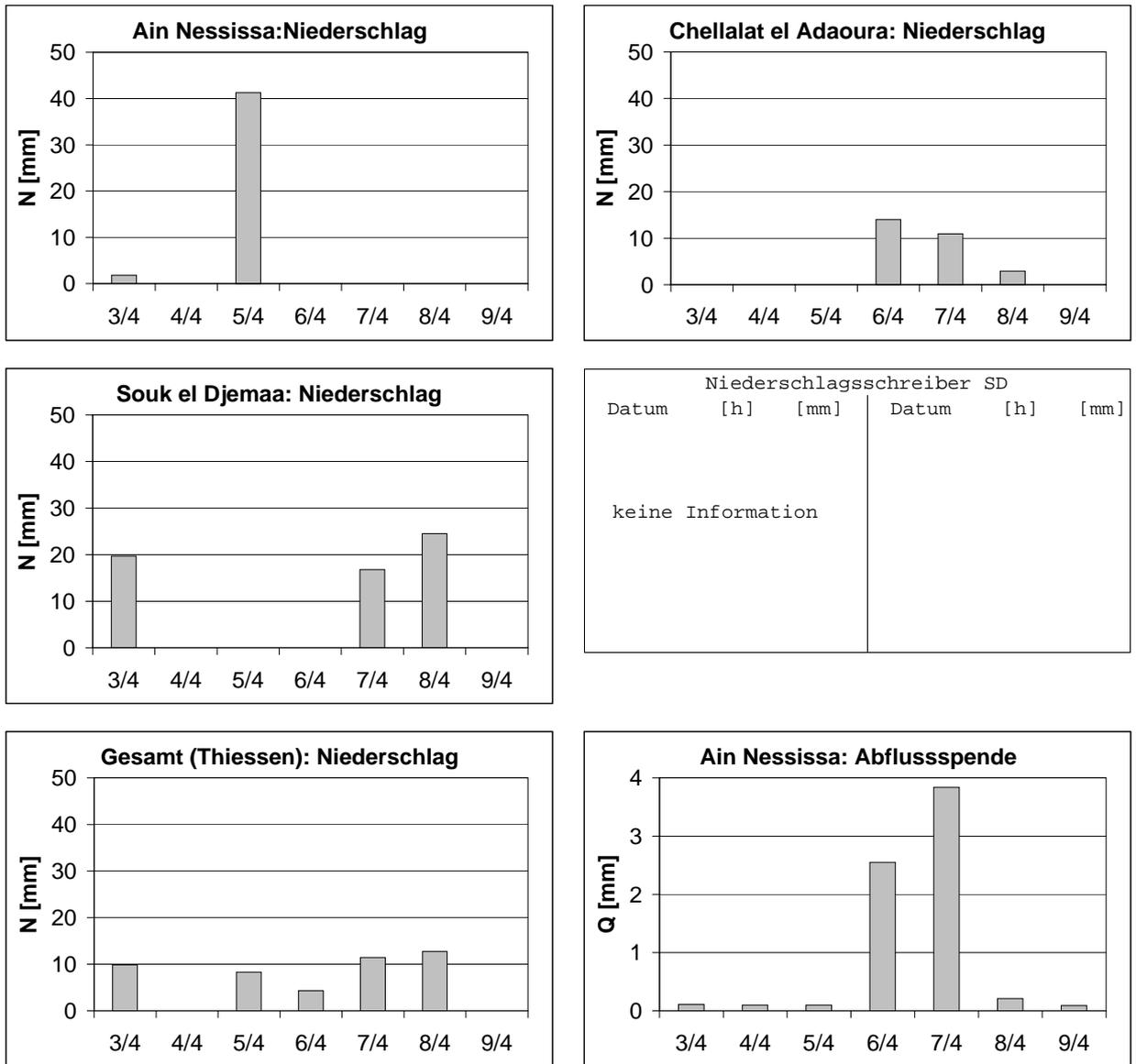
4.8 Evapotranspiration

Neben der Eingangsgröße Niederschlag und der Systemreaktion Abfluss ist für semi-aride Gebiete die Evapotranspiration¹⁰ ein entscheidender Faktor für die Untersuchung des Wasserhaushaltes. Zur Bestimmung der potentiellen (ETP) oder möglichen und darauf aufbauend der tatsächlichen Verdunstung existieren eine Reihe von Methoden. Diese sind entweder einfache, empirisch gewonnene Formeln wie z.B. die nach HAUDE (1958), oder aber physikalisch abgeleitete wie z.B. die von Penman-Monteith (PENMAN, 1948; MONTEITH, 1965). Eine ausführliche Beschreibung der verschiedenen Methoden sowie deren Einsatzbereiche findet sich in DVWK (1996).

Wie schon für die Niederschlagsdaten und für die Abflussdaten, gilt in besonderen Maße, dass die zur Verfügung stehenden Daten keine detaillierten Informationen über das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa liefern. Es existieren im Einzugsgebiet des Chott el Hodna die Aufzeichnungsreihen der zwei meteorologischen Messstationen von M'sila am Nordrand des Chotts (1977-1984) und Bordj Bou Arréridj (BBA) am äußersten nördlichen Einzugsgebietsrand in den Monts du Hodna gelegen (1980-1984).

Die Station BBA wurde in der Studie von DAVTIAN (1998) zur Bestimmung der jährlichen und mittleren monatlichen potentiellen Evapotranspirationsraten Nordalgeriens herangezogen.

¹⁰Der Begriff Evapotranspiration ist eine Zusammenziehung von Evaporation und Transpiration (Verdunstung ohne Bewuchs und Verdunstung über die Pflanzen) (DVWK, 1996).



**Abflußganglinie Ain Nessissa
06.04.69 - 07.04.69**

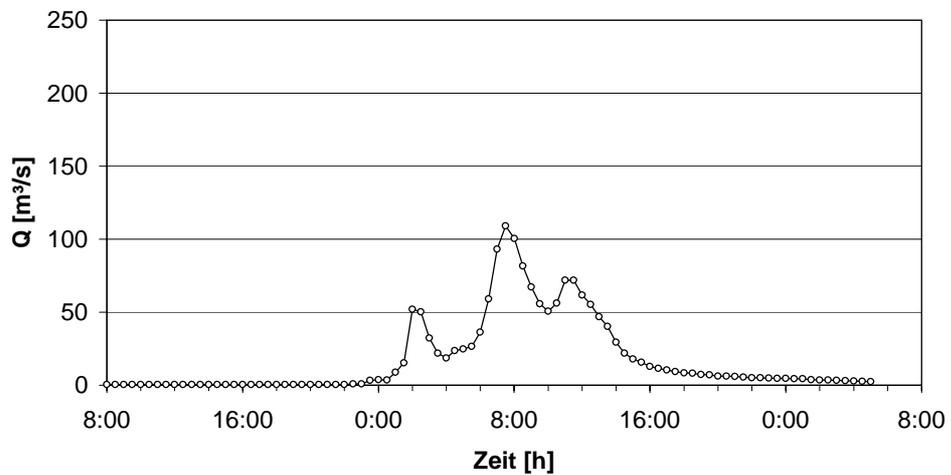


Abb. 4.18: Niederschlags-Abflussereignis Nr. 1 Station Ain Nessissa vom 03.04.69 - 09.04.69

gen. Leider ist das Einzugsgebiet des Chott el Hodna nicht Teil der durch digitale Karten abgedeckten Bereiche, für die flächenhaft interpolierte Werte vorliegen. Lediglich für die Stationen Beni Slimane und Sidi Aissa lassen sich bei DAVTIAN (1998) berechnete Monatswerte der ETP finden. Als Anhaltspunkte für die Evapotranspirationsverhältnisse können

Tab. 4.9: Durchschnittliche monatliche ETP der Stationen BBA, Beni Slimane und Sidi Aissa. ETP-Werte aus DAVTIAN (1998).

	BBA		BS		SA	
	ETP [mm]	N [mm]	ETP [mm]	N [mm]	ETP [mm]	N [mm]
Januar	54	28	32	48	52	26
Februar	74	28	47	44	74	20
März	123	31	82	48	131	27
April	165	44	117	40	172	20
Mai	204	31	165	25	215	31
Juni	236	16	210	10	246	20
Juli	262	3	232	5	276	7
August	232	9	202	6	244	7
September	170	20	140	15	174	22
Oktober	191	26	152	25	192	26
November	66	32	49	35	67	23
Dezember	50	32	31	37	48	29
Jahresmittel	1559	350-400	1460	389-424	1892	277-284

BBA: Bordj Bou Arreridj, BS: Beni Slimane, SA: Sidi Aissa
ETP: mittlere monatliche Evapotranspiration
N: mittlerer monatlicher Niederschlag

die Werte der Tabelle 4.9 herangezogen werden. Deutlich ist der große Unterschied zwischen der ETP und den Monatsniederschlagssummen ersichtlich. Ist für die Station Beni Slimane, nördlich des Einzugsgebietes der Station Ain Nessissa gelegen, das Verhältnis N/ETP noch für drei Monate (Dez.-Feb.) größer oder nahe eins, so fehlen derartige Monate für die Stationen BBA und Sidi Aissa völlig. Besonders auffallend ist das durchschnittliche Verhältnis ETP:N von fast 7:1 für die Station Sidi Aissa.

Der Schritt von der potentiellen zur tatsächlichen Evapotranspiration bedingt die Kenntnis von Parametern, die die saisonal unterschiedliche Transpiration durch Pflanzen berücksichtigen. MAUSER (1989) entwickelte ein Modell, das unter Nutzung von Landsat TM und Spot Daten mit Hilfe physikalisch abgesicherter Modelle die Flächenverdunstung und die Bodenfeuchte für Kulturpflanzen zeitlich und räumlich hochauflösend modelliert. SAMIMI (1997) versuchte dieses Modell für ein semi-arides Gebiet im Nordwestiran zu übertragen. Aufgrund der hohen Anforderungen an die Inputparameter war es jedoch nicht möglich, befriedigende Modellergebnisse zu erzielen.

Für das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa stehen nicht einmal die von SAMIMI (1997) erhobenen Daten zu Verfügung, so dass im Rahmen dieser Arbeit auf eine Abschätzung der tatsächlichen Evapotranspiration verzichtet wird. Der Bedeckungsgrad der Vegetation ist allerdings auch sehr gering, so dass die Bedeutung dieser Parameter für die Wasserbilanz geringer einzustufen ist, als die Änderung des Bodenwasserspeichers, bedingt durch tiefreichende Versickerung, wie z.B. in geklüftetem Sandstein.

Abschließend lässt sich festhalten, dass anhand der punktuell zur Verfügung stehenden, lückenhaften und teilweise ungenauen Daten nur sehr schwer Aussagen zum Wasserhaushalt des Einzugsgebietes der Station Ain Nessissa möglich sind. Im folgenden Abschnitt wird versucht durch die Nutzung von Fernerkundungsdaten die räumlichen Verteilung der Bodenfeuchte in Kombination mit einer physikalischen Bodenkarte aufzuzeigen. Dies ermöglicht es, die in absoluten Zahlen stets negative Wasserbilanz, die sich am Gebietsauslass als Differenz aus Niederschlägen und Abfluss im Verhältnis zur tatsächlichen Evapotranspiration ergibt, für die Fläche zu relativieren.

5 Auswertung der Landsat TM Szenen

Dieses Kapitel zeigt am Beispiel des Einzugsgebietes der Station Ain Nessissa auf, welchen Beitrag die Nutzung von Landsat TM Szenen zur Beschreibung der hydrologischen Verhältnisse eines Einzugsgebietes leisten kann.

Für das Projektgebiet wurden zwei Landsat TM 5 Viertelszenen (Path=195, Row=35) im Rahmen des Projektes erworben. Die ältere Szene datiert vom 14.08.1986 und die jüngere Szene vom 28.03.1988. Beide Szenen liegen im Nordwesten des Chott el Hodna und decken eine Grundfläche von ca. 3280 km² ab. Das Einzugsgebiet oberhalb des Pegels Ain Nessissa wird bis auf 40 km² von den Szenen erfasst (Abb. 4.2). Die Wahl der Szenen erfolgte nach den Kriterien Verfügbarkeit, hydrologische Randbedingungen sowie Anschaffungskosten¹.

5.1 Geometrische Korrektur

Um die in den beiden Szenen enthaltene Information mit topographischen und hydrologischen Datensätzen verknüpfen zu können, mussten die Szenen geometrisch entzerrt werden. In einem ersten Schritt wurde ein beiden Szenen gemeinsamer Bereich identifiziert. Danach wurden beide Szenen auf diesen Bereich reduziert, d.h. die Anzahl der Spalten und Zeilen wurde derart modifiziert, dass eine linienhafte Struktur für beide Szenen die gleichen Bildkoordinaten aufweist.

Dadurch konnten für beide Szenen die gleichen Passpunkte zur geometrischen Entzerrung verwendet werden. Dabei entsteht ein Fehler ≤ 1 Pixel, da beide Szenen nicht exakt übereinstimmen. Die separate Identifikation der Passpunkte auf beiden Szenen vor der Reduktion erbrachte jedoch wesentlich größere Fehler.

Dies lässt sich durch die besonderen Randbedingungen erklären. Das Untersuchungsgebiet weist nur sehr wenige linienhafte Strukturen (Straßen, Eisenbahnlinien etc.) auf, so dass sich die Wahl geeigneter Passpunkte als schwierige Aufgabe darstellte. Die beiden Satellitenszenen stammen aus den 80er Jahren, wohingegen die als Referenz dienenden topographischen Karten Ende der 50er bzw. Anfang der 60er Jahre entstanden.

Zwar hat sich das Straßen- und Wegenetz in der Zwischenzeit nicht wesentlich geändert, doch mussten in Ermangelung eindeutiger Straßenkreuzungen vor allem Zusammenflüsse von Oueds als Passpunkte identifiziert werden. Bedenkt man, dass es sich dabei nicht um

¹Vollszenen älter als 10 Jahre kosten nur ein Achtel des Neupreises.

ganzjährig wasserführende Vorfluter handelt, so wird klar, dass sich diese innerhalb von fast 30 Jahren erheblich ändern können.

Es konnten insgesamt lediglich 13 Punkte identifiziert werden, von denen 3 aufgrund erheblicher Abweichungen eliminiert werden mussten. Der mittlere Fehler für die Passpunkte nach Ausgleichung betrug ungefähr 2 Pixel also ca. 60 m (Tab. 5.1). Diese Genauigkeit der geometrischen Korrektur ist angesichts der schwierigen Randbedingungen als akzeptabel anzusehen.

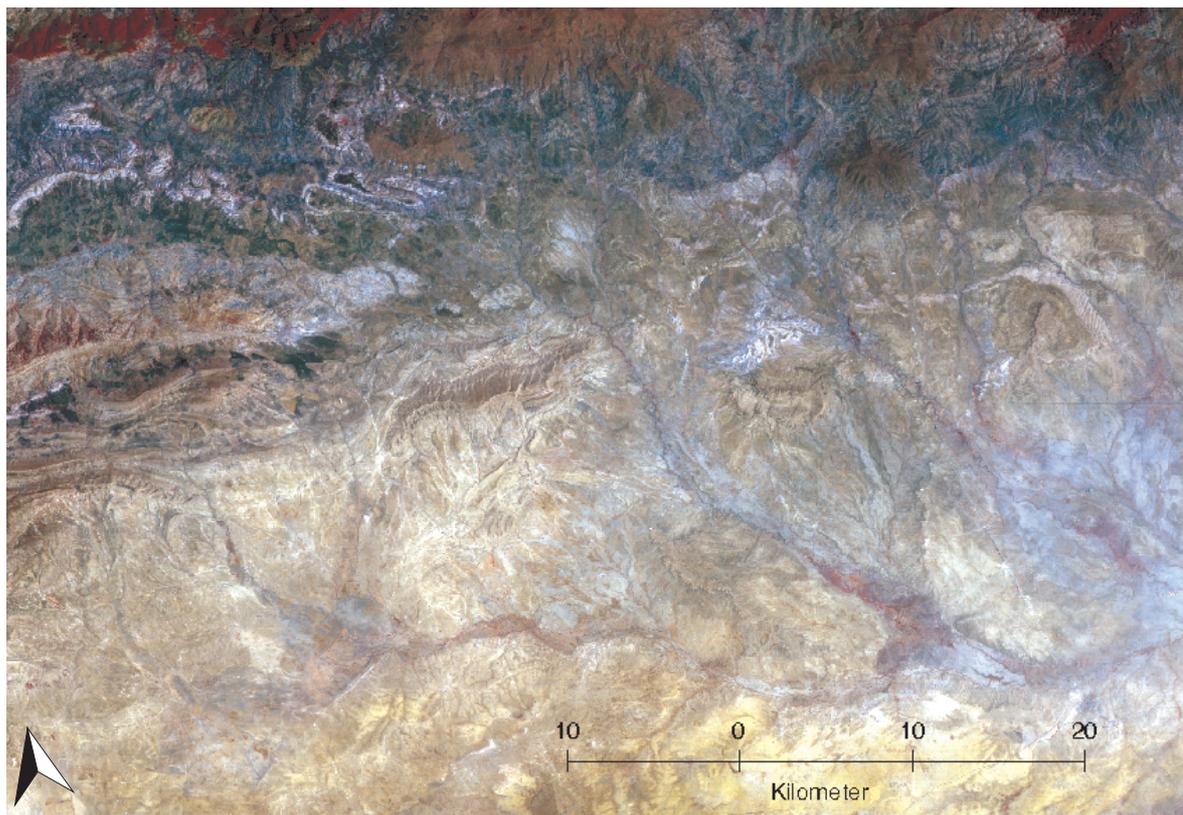
Tab. 5.1: Fehlerstatistik der geometrischen Korrektur für die Landsat Szene vom 28.03.1988.

Point	Cell-X	Cell-Y	Cell-X	Cell-Y	RMS ¹
			berechnet		
1	2143.45	1395.98	2143.27	1395.05	0.943
2	388.61	951.14	386.66	948.53	3.253
3	40.16	185.48	40.10	184.24	1.242
4	1693.02	700.25	1691.90	699.11	1.595
5	503.38	631.09	505.42	632.20	2.325
6	1161.93	637.96	1162.87	638.14	0.957
7	2279.35	771.86	2281.28	770.27	2.506
8	2324.60	446.82	2324.25	446.46	0.504
9	1979.02	362.62	1977.65	366.75	4.355
10	203.56	1573.30	203.67	1575.74	2.440
			Mittelwert		2.012
				Max	4.355
	¹ RMS: Root Mean Square Error = mittlere quadratische Abweichung				

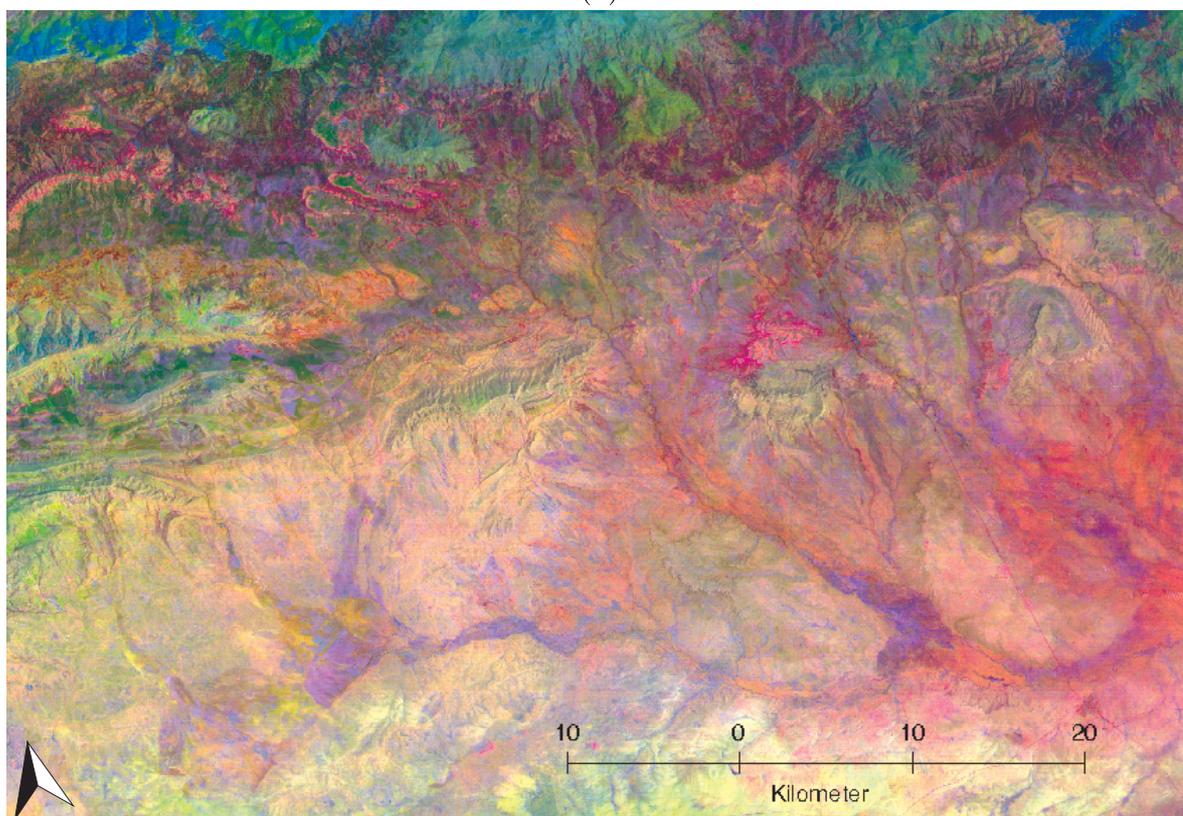
5.2 Bodenklassifizierung der Landsat Szene vom August 1986

Aufgrund des geringen Vegetationsanteils² der Landsat TM Szene vom August 1986 wird diese für eine Klassifizierung der physikalischen Bodenklassen nach der in Abschnitt 2.7.1 beschriebenen Methode herangezogen. Abbildung 5.1(a) zeigt die Falschfarbendarstellung der Kanäle 4 (Rot), 3 (Grün) und 1 (Blau) der Landsat TM Szene vom August 1986, während Abbildung 5.1(b) dieser die Falschfarbenbild der Hauptkomponenten (vgl. Abschnitt 2.7.1) gegenüberstellt. Der Vergleich des Falschfarbenbildes der Hauptkomponenten mit dem der Kanäle 4, 3 und 1 verdeutlicht den größeren Informationsgehalt der Hauptkomponentendarstellung.

²Gänzlich oder teilweise von Vegetation bedeckte Pixel zeigen eine vegetationspezifische Spektralkurve und lassen sich somit nicht einer Bodenklasse zuordnen.



(a)



(b)

Abb. 5.1: .

Falschfarbenbilder der Landsat TM Szene ($47,5 \times 69$ km) *Chott el Hodna* vom August 1986. (a) Kanal 4 (Rot), 3 (Grün), 1 (Blau). (b) Faktoren der Hauptkomponentenanalyse 1 (Rot), 2 (Grün), 3 (Blau).

Ausgehend von der Hauptkomponentendarstellung werden insgesamt 54 Trainingsgebiete identifiziert, anhand derer insgesamt 18 Bodenklassen und jeweils eine Klasse für Vegetation und für Schatten ausgewiesen werden (Tab. 5.2). Die resultierende Karte (Abb. 5.2) gibt die physikalischen Bodeneigenschaften wieder, da jedes Trainingsgebiet eine eindeutige Kombination der drei Hauptkomponenten darstellt. Die daraus abgeleiteten Bodenklassen unterscheiden sich hinsichtlich des Faktors *Brightness*, welcher die gesamte reflektierte und abgestrahlte Energie des Bodens widerspiegelt und somit in direktem Zusammenhang mit der Textur des Bodens steht. Durch den Faktor *Wetness*, welcher den Bodenfeuchtegehalt anzeigt, lassen sich Böden ähnlicher Struktur, aber unterschiedlicher Wasserhaltekapazität unterscheiden.

Unter normalen Voraussetzungen wäre diese erste Klassifizierung die Grundlage für eine ausgewählte Feldbegehung. Eine solche gezielte Verifizierung führt dazu, Klassen, deren Inhalt unbekannt ist, zu bestimmen, bzw. Unstimmigkeiten zu beseitigen. GOMER & VOGT (1998) beziffern den notwendigen Zeitaufwand für die Feldbegehung in der ca. 1000 km² großen Mergelzone des Oued Mina Projektes (Abschn. 3.3) auf ca. 2 Wochen.

Unter den besonderen Randbedingungen in Algerien war es während der Projektlaufzeit (1995-1998) unmöglich, die notwendigen Feldarbeiten in vollem Umfang durchzuführen. Die Feldbegehung in einem Teilgebiet des von der Landsat TM Szene abgedeckten Bereiches wurde durch die Kollegen der *Agence Nationale des Ressources Hydrauliques* (ANRH), Alger durchgeföhrt (Abb.5.2).

Da jedoch in diesem Teilgebiet nicht alle identifizierten Bodenklassen vorkommen, ist es nicht möglich, den semantischen Inhalt aller Klassen zu verifizieren. Folglich basieren die semantischen Zuordnungen auf der Auswertung der sonstigen Informationsquellen wie der geologischen und der topographischen Karte einerseits und der Interpretation der Spektralkurven andererseits. Die Notwendigkeit der Validierung durch Feldbegehungen bleibt aber weiterhin bestehen, um die gewählten Arbeitshypothesen zu überprüfen.

5.2.1 Analyse der Bodenverteilung im Einzugsgebiet Ain Nessissa

Die Analyse der räumlichen Verteilung der Böden gemäß der Klassifizierung für die Szene vom August 1986 zeigt, dass im Vergleich zur Gesamtfläche der Landsat TM $\frac{1}{4}$ -Szene (vgl. Abb. 5.2) die Klassen *sandige, nicht salzige Böden auf Kalkkruste* und *tiefgründige Böden auf Kalkkruste* innerhalb des EZG Ain Nessissa nicht vorkommen. Tabelle 5.2 fasst die flächenhafte Analyse der Bodenklassen zusammen.

Auffallend ist zunächst einmal die starke Dominanz der drei Mergelklassen (1, 11 und 13), die zusammen allein über 50 % der Fläche des EZG Ain Nessissa gegenüber ca. 23% für die $\frac{1}{4}$ -Szene einnehmen. Auch die Klasse Sandstein (14) ist im EZG Ain Nessissa wesentlich stärker vertreten als im Gebiet der $\frac{1}{4}$ -Szene. Die Klassen der Tonböden (2, 19 und 20) hingegen fallen hinsichtlich des Flächenanteils für Ain Nessissa nicht ins Gewicht, bedecken aber ca. 20% der Fläche der $\frac{1}{4}$ -Szene. Ähnliches gilt für die Klasse der Sandböden (6) und die

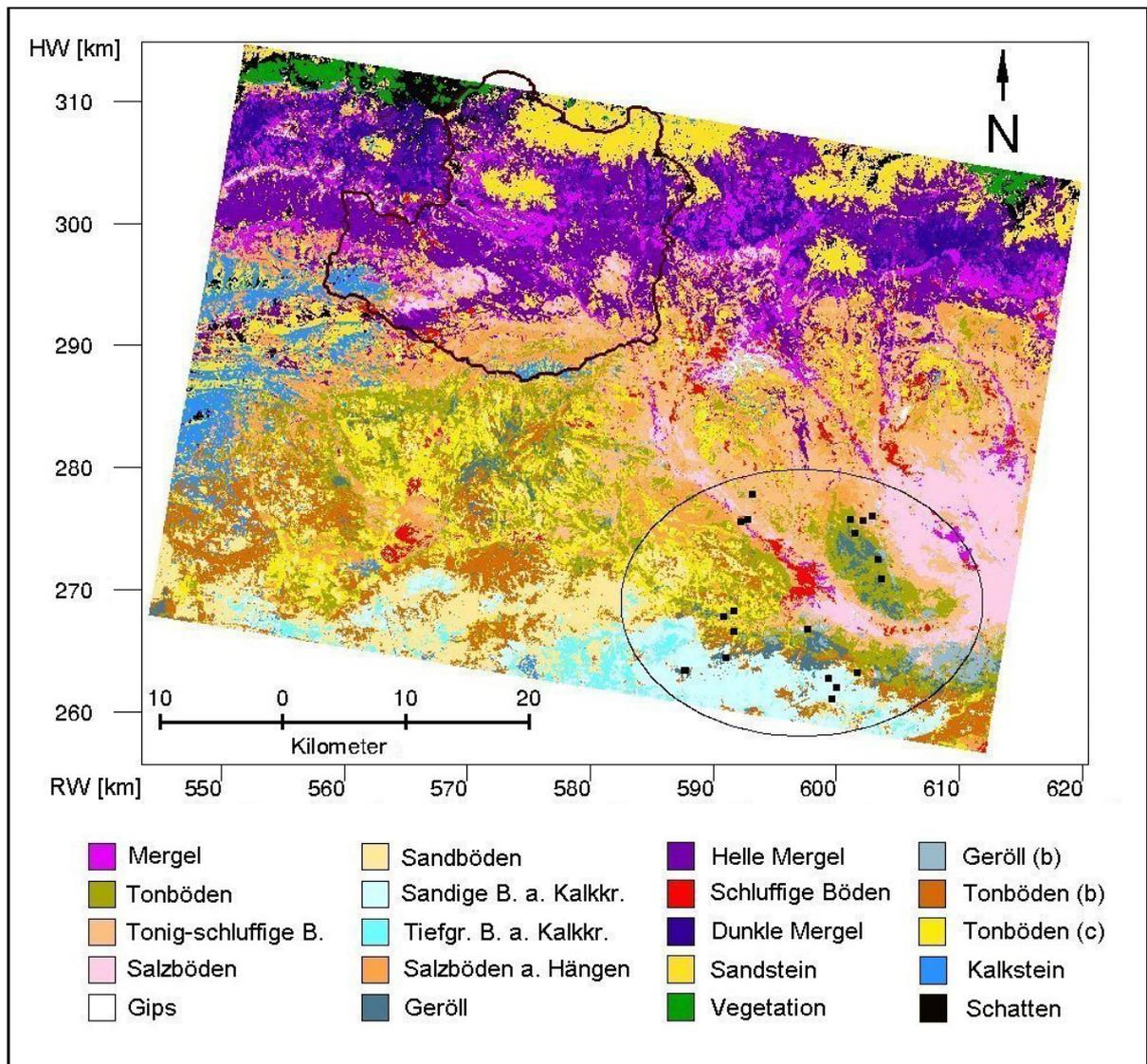


Abb. 5.2: Bodenklassifizierung Landsat TM Szene August 1986: Das Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa befindet sich im Nord-Westen der Szene, die Feldbegehungen (schwarze Punkte) wurden im Süd-Osten durchgeführt. Die Koordinatenangaben sind Projektionskoordinaten der Lambert Conformal Conic Projektion für Nordalgerien.

beiden Geröllklassen (10 und 18), wobei deren Flächenanteil ohnehin gering sind. Für die restlichen Bodenklassen (Salzböden (3,4,9), Gips (5), schluffige Böden (12) und Kalkstein (17)) zeigt sich ein vergleichbarer Flächenanteil für beide Gebiete.

Eine mögliche Erklärung für diese Unterschiede liegt in den morphologischen und erosiven Prozessen, die zu einer Abtragung von Feinmaterial einerseits (Ton, Sand) und Geröll andererseits führen. Diese Materialien werden in der Ebene wieder abgelagert und finden sich daher unterstrom der Station Ain Nessissa wieder. Innerhalb des EZG bleibt das Ausgangsgestein Mergel mit den sich darauf entwickelnden Böden (Klasse 1,11 und 13) zurück.

Tab. 5.2: Verteilung der Klassen der physikalischen Bodeneigenschaften, TM-Szene / EZG Ain Nessissa

Nr.	Beschreibung	Fläche			
		Landsat TM Szene		EZG Ain Nessissa	
		[%]	[km ²]	[%]	[km ²]
1	Mergel	5.31	173.51	10.79	49.08
2	Tonböden	7.12	232.85	0.83	3.76
3	Tonig-schluffige Salzböden	12.04	393.75	10.15	46.19
4	Salzböden	5.07	165.87	3.27	14.89
5	Gips	0.29	9.52	0.32	1.46
6	Sandböden	6.80	222.28	0.02	0.11
7	Sandige, nicht-salzige B. auf Kalkkruste	3.72	121.66	–	–
8	Tiefgründige Böden auf Kalkkruste	1.15	37.69	–	–
9	Salzböden auf Hängen	8.56	279.79	8.56	38.94
10	Geröll	1.57	51.19	0.02	0.07
11	Helle Mergel	13.35	436.58	37.58	170.95
12	Schluffige Böden	1.81	59.26	1.11	5.06
13	Dunkle Mergel	4.22	137.87	4.12	18.73
14	Sandstein	8.75	285.92	17.42	79.22
15	Vegetation	0.95	31.08	0.43	1.95
16	Schatten	1.93	63.22	2.06	9.38
17	Kalkstein	3.48	113.64	2.81	12.77
18	Geröll (b)	0.83	27.27	0.03	0.13
19	Tonböden (b)	6.00	196.08	0.05	0.21
20	Tonböden (c)	7.04	230.27	0.43	1.95
Summe		100.00	3269.31	100.00	454.86

5.3 Ermittlung der Bodenfeuchteverteilung

Für die beiden Landsat TM Szenen wird gemäß dem in Abschnitt 2.8 beschriebenen Verfahren der Feuchtefaktor ermittelt. Tabelle 5.3 zeigt den, durch die drei ersten Hauptkomponenten erklärten Anteil an der Gesamtvarianz der Rohdaten. Abbildung 5.3 gibt das Ergebnis der Analyse der beiden Szenen vom August 1986 und März 1988 wieder.

Im Vergleich zu den Faktoren der *Tasseled Cap Transformation* (CRIST & CICONI, 1984) macht sich vor allem die geringe Vegetationsbedeckung bemerkbar. Für beide Szenen erklärt der Feuchtefaktor einen größeren Anteil der auftretenden Varianz als der Vegetationsfaktor. Für die Augustszene ist die Vegetationsbedeckung derart gering, dass sich für den dritten Faktor keine mit der *Greenness* Komponente vergleichbare Struktur (Opposition von nahem Infrarot zum sichtbaren Bereich) identifizieren lässt.

Wie bereits erwähnt, stellen die Feuchteindices keine quantitativen Feuchtwerte dar, sondern geben in qualitativer Form die relativen Feuchteunterschiede innerhalb der Szene wieder. Die Randbereiche des Feuchteindex lassen sich jedoch direkt miteinander vergleichen -

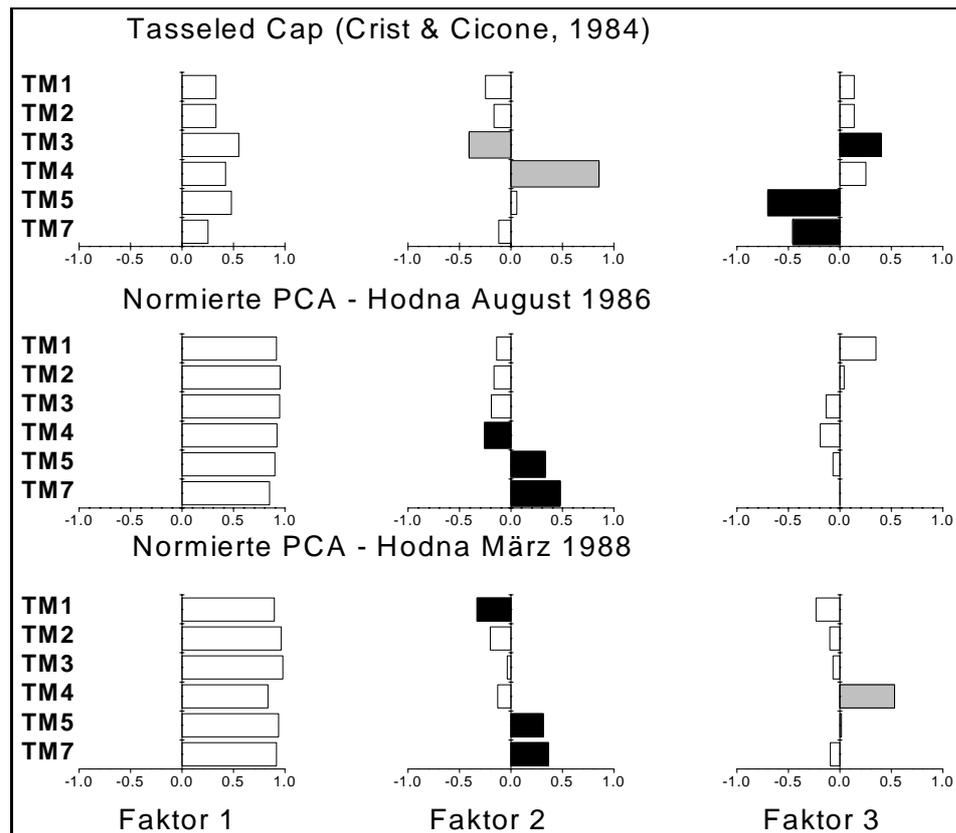


Abb. 5.3: Vergleich der Tasseled Cap Transformation nach CRIST & CICONE (1984) mit der normierten Hauptkomponententransformation der Landsat TM Szenen Hodna vom August 1986 und März 1988

Tab. 5.3: Durch die Hauptkomponenten erklärte Varianz der Rohdaten

Hauptkomponente	TM Szene 14.08.1986		TM Szene 28.03.1988	
	Erklärte Varianz	Σ (erklärte Varianz)	Erklärte Varianz	Σ (erklärte Varianz)
1	86.28	86.28	85.92	85.92
2	8.47	94.75	6.74	92.66
3	3.15	97.90	6.09	98.75

die Indexwerte zwischen 0 und 30 weisen stets auf Wasser hin (VOGT, CNRS Strasbourg, persönliche Mitteilung, 1999). Daher sind grundlegende Unterschiede der beiden Szenen bereits bei direktem Vergleich der Histogramme der Feuchtekomponente für beide Szenen erkennbar. Abbildung 5.4 zeigt die Histogramme der Feuchtekomponente für beide Szenen. Deutlich ist der Schwerpunkt im trockenen Bereich (125-255) auszumachen, wobei die Verschiebung in Richtung feuchterer Bedingungen für die März Szene signifikant ist. Dieser Unterschied in der mittleren Feuchteverteilung zu beiden Zeitpunkten lässt sich durch Heranziehen eines Vorfeuchteindizes belegen. HANSMANN (1994) zeigte, dass der Bodenvor-

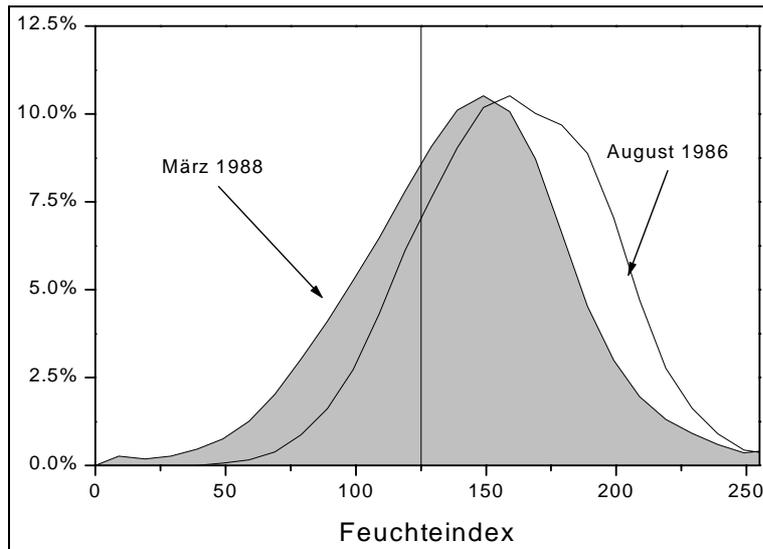


Abb. 5.4: Histogramme der Feuchtefaktoren August 1986 und März 1988

feuchteindex IK nach CASENAVE (1982) geeignet ist, die Bodenfeuchte unter einem, dem Untersuchungsgebiet vergleichbaren, Klima zu beschreiben. Es gilt:

$$IK_n = (IK_{n-1} + N_{h\ n-1}) \times e^{-\alpha_r \times t} \quad (5.1)$$

- mit: IK_n : Bodenvorfeuchteindex in [mm] vor dem n-ten Niederschlagsereignis
 IK_{n-1} : Bodenvorfeuchteindex in [mm] vor dem (n-1)-ten Niederschlagsereignis
 $N_{h\ n-1}$: Niederschlagshöhe in [mm] des (n-1)-ten Niederschlagsereignisses
 t : Zeit in [h] zwischen dem (n-1)-ten und n-ten Niederschlagsereignis
 α_r : Boden- und gebietsspezifischer Faktor, nach HANSMANN (1994) gilt $\alpha_r = 0.09$

Der Wert für die Szene vom 14.08.1986 ist mit $IK = 0.5$ mm im Vergleich zum durchschnittlichen Wert der Jahre 1954-1988 von $IK = 7.1$ mm sehr gering. Im Jahr 1986 fing die sommerliche Trockenzeit besonders früh an, d.h. der April war niederschlagsfrei, und die Monate Mai, Juni und Juli wiesen Niederschlagsmengen³ von $N = 4.9$ mm, $N = 6.3$ mm und $N = 1.2$ mm auf.

Die Szene vom 28.03.1988 verzeichnet einen durchschnittlichen Vorfeuchteindex von $IK = 2.8$ mm und liegt damit ebenfalls unter dem langjährigen Durchschnitt. Doch fielen hier vor allem an den Gebirgsrändern des Tellatlas im Norden Niederschläge zwischen $N = 24$ mm und $N = 61$ mm im Monat März. Der letzte Niederschlag lag für den Nordteil der Szene ca. 2 Wochen zurück, der Südteil war 3 Wochen zuvor das letzte Mal überregnet worden.

In Ermangelung von Bodenfeuchtemesswerten aus dem Untersuchungsgebiet für die beiden Aufnahmezeitpunkte der Landsat TM Szenen wird eine diachronische Untersuchung durchgeführt. Hierbei wird jedes Pixel anhand der Feuchteindizes beider Szenen durch eine

³Mittelwerte der Stationen Ain Nessissa (C050101), Chellalat el Adaoura (C050102), Souk el Djemaa (C050103), Draa el Hadjar (C050201), Dirah Centre (50402) und Meida (50502).

Kreuztabelle⁴ (Tab. 5.4) klassifiziert. Auf diese Art und Weise ist es möglich, Bereiche aus-

Tab. 5.4: Kreuztabelle zur Klassifizierung der Überlagerung der Feuchtefaktoren vom August 1986 und März 1988

		Feuchteindex 28.03.1988					
		0-30	30-60	60-90	90-125	125-150	150-255
Feuchteindex 14.08.1986	0-30						
	30-60		feucht in beiden Szenen				
	60-90						
	90-125						
	125-150		feucht im März			trocken in beiden Szenen	
	150-255						

zuweisen, die z.B. in beiden Szenen relativ feucht sind. Obwohl sich mit dieser Einteilung keine quantitativen Aussagen machen lassen, kann dennoch das mittlere, hydrologisch relevante Gebietsverhalten beschrieben werden. Abbildung 5.5 zeigt die aus der Überlagerung erzielte Unterteilung der Feuchtebereiche.

Der Blick auf die Karte lässt die Feuchtekonzentration entlang des Tellatlas im Norden der Szene erkennen. Weiterhin sind die Hauptvorfluter Oued Sbisseb (südlichen Bereich, Fliessrichtung West-Ost) und Oued Leham (Bildmitte, Fliessrichtung Nordwest-Südost) anhand der feuchter erscheinenden Talbereiche auszumachen. Auf der anderen Seite erscheinen die Sandsteinkuppen als stets trockene Bereiche, was durch die starke Zerklüftung des Sandsteins zu erklären ist. Beide Indizien können als eine erste Validierung angesehen werden.

Ein für semi-aride Gebiete typisches Phänomen ist die trockenfallende Senke, in Algerien Sebka genannt (FLANARD, 1909). Diese Senken füllen sich nach Niederschlägen mit Wasser und zeichnen sich danach folglich als feuchtere Bereiche ab. Neben den beiden Gruppen der stets feuchteren und der stets trockeneren Flächen sind die Sebkas ein Beispiel für die Gruppe der Flächen, die nach dem Niederschlag feuchter als ihre Umgebung sind. Abbildung 5.6 zeigt die Überlagerung der topographischen Karte im Maßstab 1:50000 mit der diachronischen Feuchteauswertung. Die als feucht nach Niederschlag identifizierten Pixel fallen deutlich in den Bereich der Sebka (Bildmitte), was als Plausibilisierung der Auswertung betrachtet werden kann.

Die für den Chott el Hodna nur qualitativ durchführbare Plausibilisierung der diachronischen Feuchteauswertung deckt sich mit den Beobachtungen im Oued Mina Projekt. VOGT & GOMER (1996) berichten, dass die stets feuchten Flächen sich in erster Linie in den Talniederungen und Vorfluterbereichen befinden (vgl. Abschn. 3.3). Selbst die tiefgründigen

⁴Für jedes Pixel wird die Zugehörigkeit zu den Klasseneinteilungen der beiden Zeitpunkte (August 86 und März 88) bestimmt.

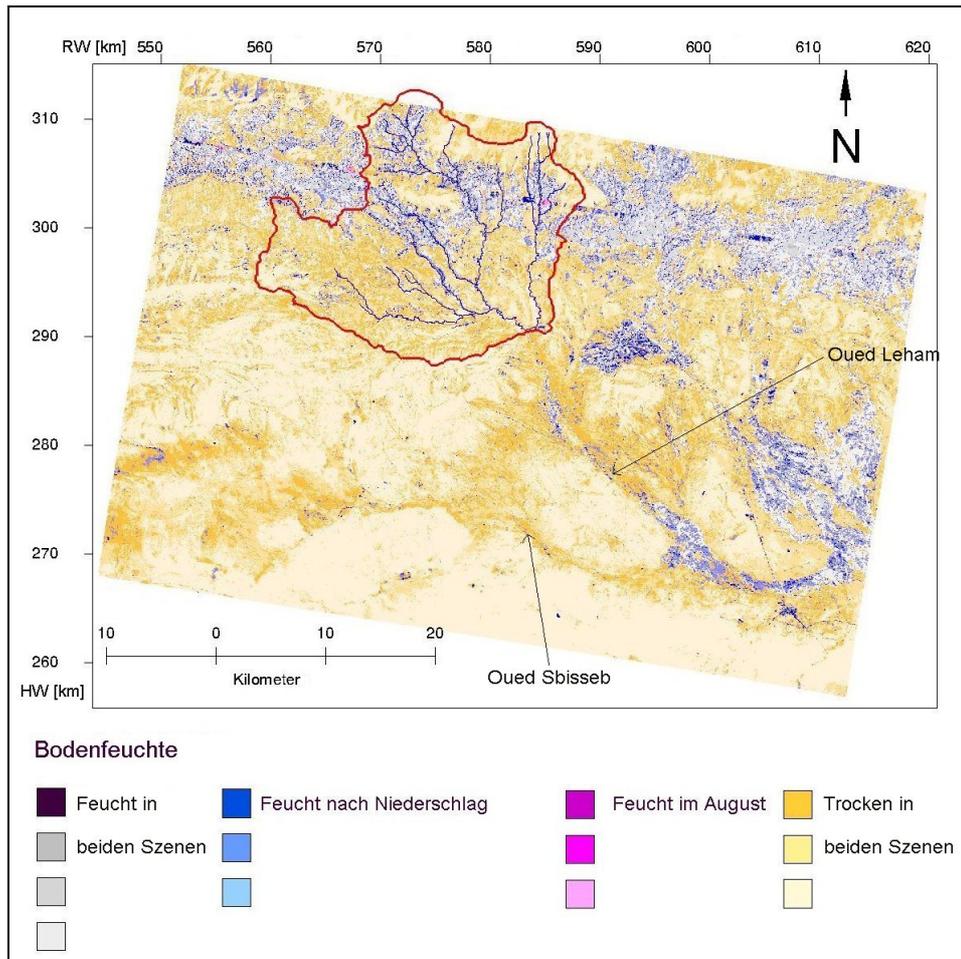


Abb. 5.5: Überlagerung der Feuchtefaktoren vom August 1986 und März 1988

Vertisole auf den Plateaus des Oued Mina EZG können aufgrund der starken Trockenrissbildungen die Feuchtigkeit nicht halten.

5.4 Vergleich der Bodenklassen mit den Feuchteverteilungen

Die spektralen Eigenschaften eines unbedeckten Bodens verändern sich mit seinem Feuchtegehalt. Je feuchter der Boden desto geringer ist die durch ihn reflektierte Energie. Dies ist bedingt durch das teilweise Auffüllen des zuvor mit Luft gefüllten Porenraumes mit Wassertropfen. Diese reflektieren die Energie in geringerem Maße, wodurch die Gesamtreflexion geringer wird. Abbildung 5.7 zeigt dies beispielhaft für einen sandigen Schluff (GUYOT, 1989).

Aufgrund der Sicherheitslage in Algerien war keine Feldbegehung innerhalb des EZG Ain Nessissa möglich, und folglich können die identifizierten Klassen nicht anhand von Bodenprofilen angesprochen werden. Der Vergleich der Spektralkurven der beiden Szenen für Böden einer Klasse erlaubt jedoch die Änderung des Feuchtezustandes abzuschätzen. Aus Grün-

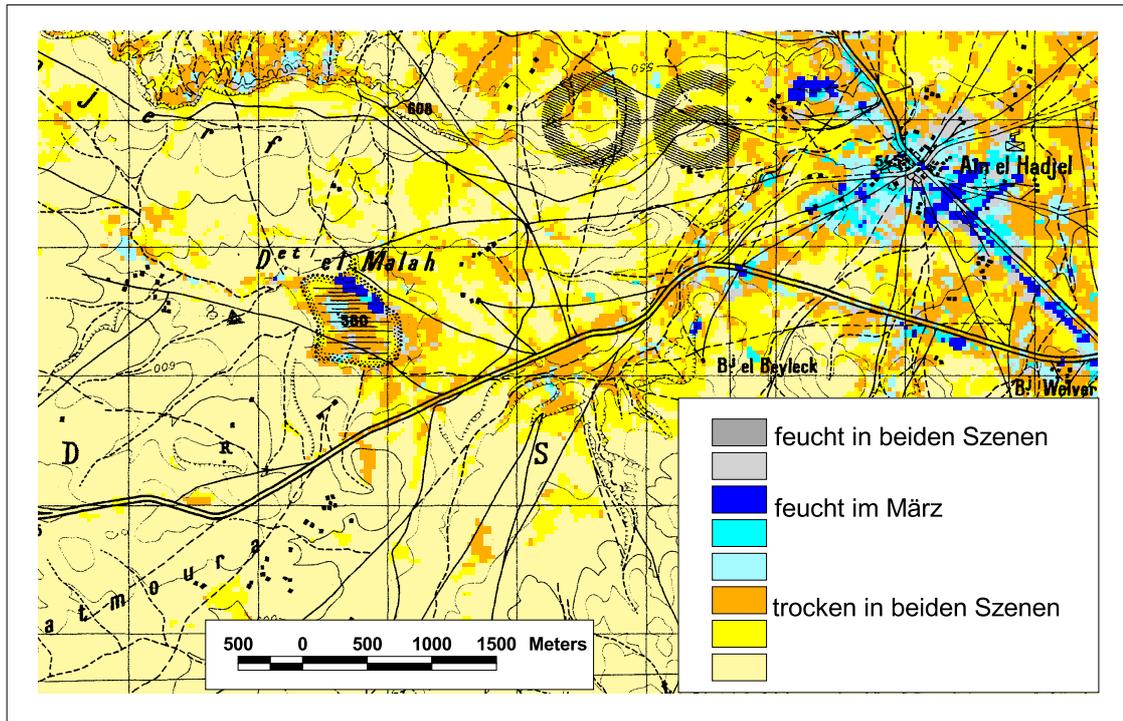


Abb. 5.6: Plausibilisierung der diachronischen Feuchteauswertung: Die als feucht nach Niederschlag klassifizierten Pixel (blau) fallen deutlich in die Berandung der Sebkhä (Bildmitte)

den der Übersichtlichkeit und vor allem bedingt durch ihren nur sehr geringen Flächenanteil werden die folgenden Klassen für die weiteren Betrachtungen nicht berücksichtigt:

- Gips - (5)
- Geröll - (10)
- schluffige Böden - (12)
- Vegetation - (15)
- Schatten - (16)
- Geröll (b) - (18)
- Tonböden (b) - (19)
- Tonböden (c) - (20)

Die verbleibenden 8 Bodenklassen bedecken über 94 % der Fläche des EZG Ain Nessissa. Vergleicht man die in den Abbildungen 5.8 und 5.9 dargestellten Spektralkurven für die Klassen der Salzböden (3, 4, 9 und 17) mit denen der Mergelböden (1, 11 und 13) so wird deutlich, dass die Unterschiede der Bodenfeuchte zwischen den beiden Szenen für die Mergelklassen sehr viel ausgeprägter sind. Die Mergelböden besitzen aufgrund ihres hohen Tongehaltes ein grosses Wasserhaltevermögen.

Die Salzböden wiederum zeichnen sich durch eine verstärkte Krustenbildung an der Oberfläche aus, wodurch der Oberflächenabfluss schnell abgeführt wird und die Infiltrationsraten sehr gering sind (vgl. GOMER, 1994).

Die Klasse für Sandstein (17) weist einen ähnlichen Feuchtigkeitszuwachs auf wie die Mergelklassen, jedoch weist der deutlich geringere Wert im Kanal 3 (Absorption der Rotanteile im sichtbaren Bereich) in Verbindung mit dem unwesentlich niedrigeren Wert im Kanal 4

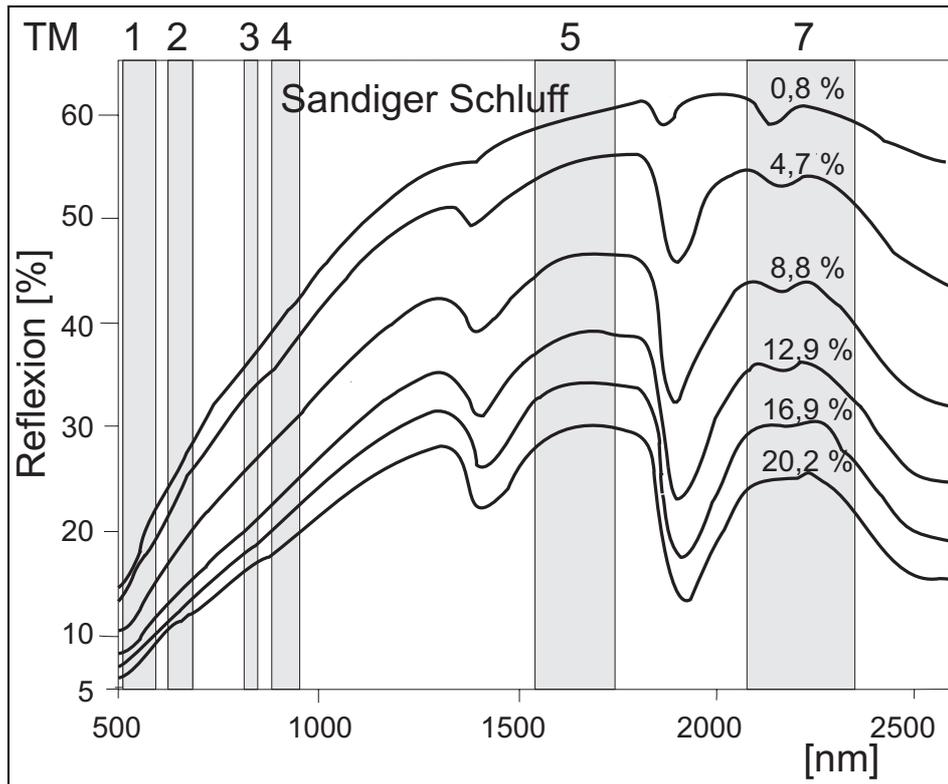


Abb. 5.7: Entwicklung der Spektralkurven eines sandigen Schluffs mit unterschiedlichem Feuchtegehalt (nach GUYOT, 1989, verändert)

(Reflektion des nahen Infrarot) für die Märzszene im Vergleich zur Augustszene auf einen höheren Vegetationsanteil⁵ hin.

Betrachtet man nun die in Tabelle 5.5 zusammengefasste Analyse der Verteilung der Bodenklassen für die Teilgebiete Chellalat el Adaoura, Souk el Djemaa und Oued Rached im Vergleich zum EZG Ain Nessissa, so erschließen sich schnell wesentliche Unterschiede zwischen den drei Gebieten.

Chellalat el Adaoura: Wie in allen drei Gebieten dominiert hier die Klasse der hellen Mergel (11) mit 34%. Die Besonderheit dieses Teilgebietes ist jedoch der prozentual hohe Anteil (36%) der Salzböden (3, 4, 9) sowie der Klasse Kalkstein (6%) im Vergleich zum Gebietsmittel der beiden anderen Teilgebiete sowie des EZG Ain Nessissa.

Souk el Djemaa: Hier fallen die Dominanz der Mergelböden mit insgesamt 61% einerseits und der verschwindend geringe Anteil der Salzböden mit nur 5% andererseits ins Auge. Den größten Unterschied im Vergleich zum Gebietsmittel des EZG Ain Nessissa macht jedoch die Klasse Sandstein aus, die hier 28% der Fläche einnimmt.

⁵Für die, vor allem am höher gelegenen Einzugsgebietsrand vorzufindende, Klasse Sandstein stellte es sich als relativ schwierig heraus, Testgebiete ohne Vegetationsbedeckung für die Szene vom März 1988 zu finden

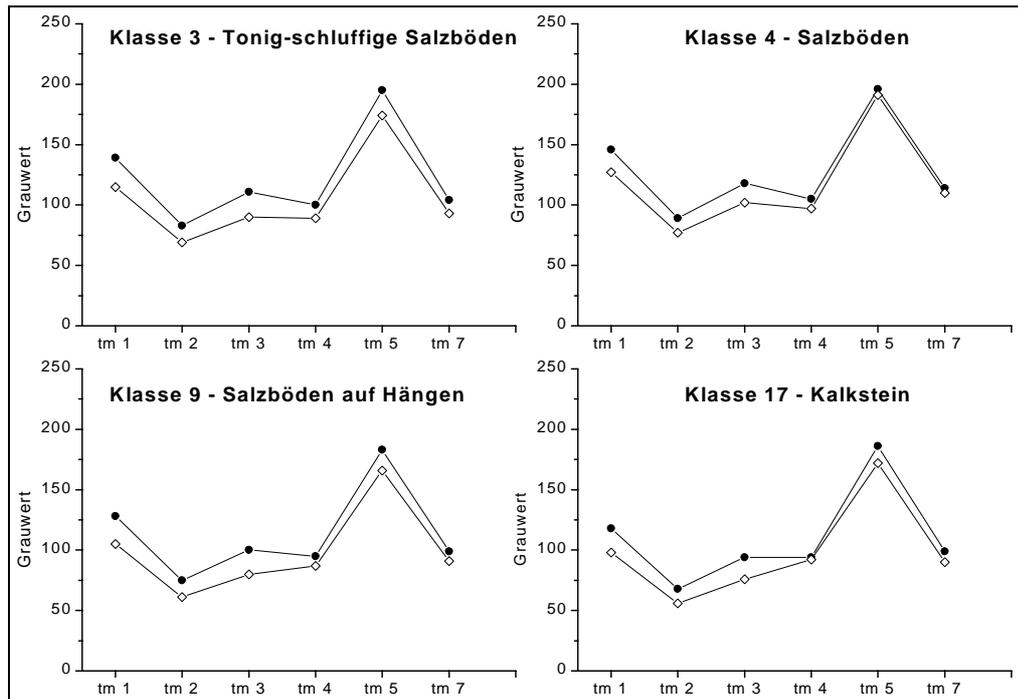


Abb. 5.8: Vergleich der Spektralkurven der beiden Szenen für die Klassen der Salzböden. Dargestellt sind die Mittelwerte aus jeweils 4 Stichproben vom August 1986 (◇), und März 1988 (●).

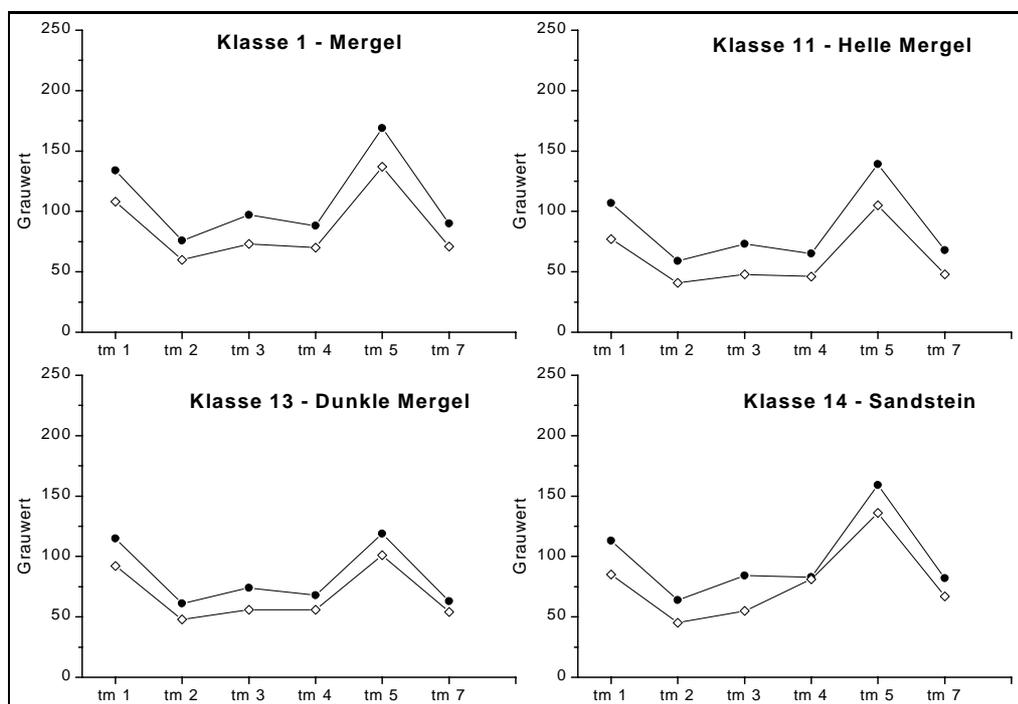


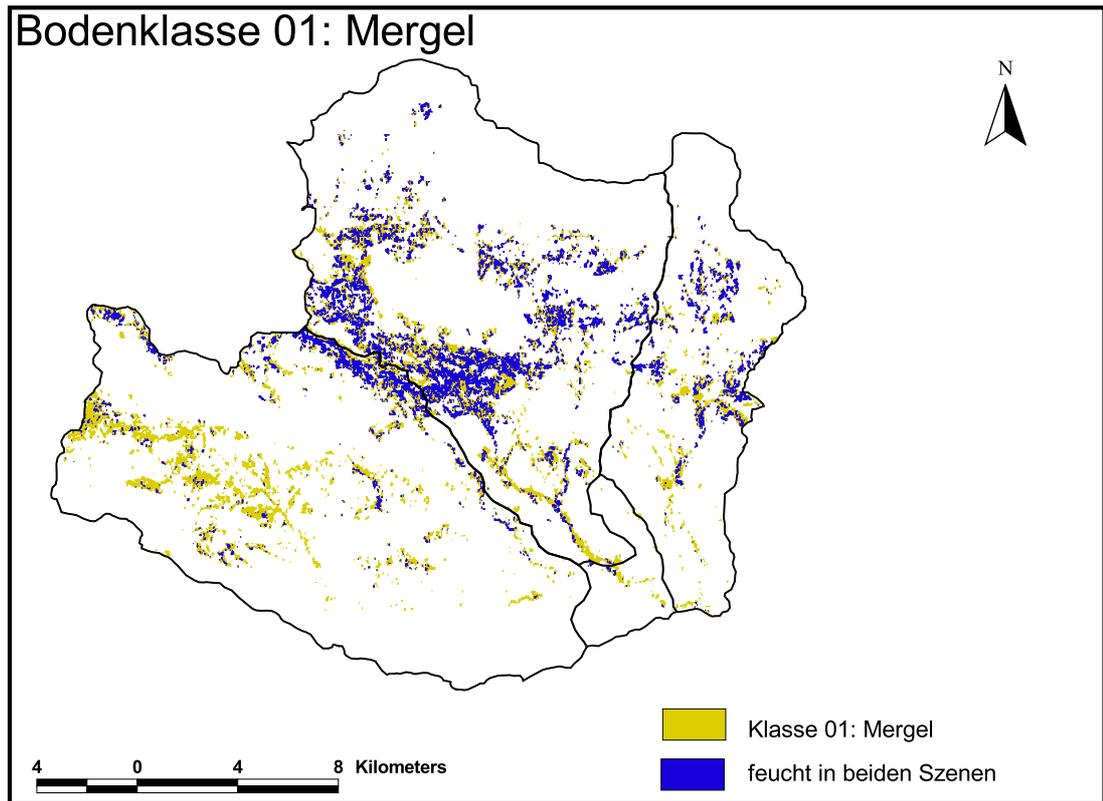
Abb. 5.9: Vergleich der Spektralkurven der beiden Szenen für die Klassen der Mergelböden. Dargestellt sind die Mittelwerte aus jeweils 4 Stichproben vom August 1986 (◇), und März 1988 (●).

Tab. 5.5: Analyse der Bodenklassen für die Teilgebiete Chellalat el Adaoura, Souk el Djemmaa und Oued Rached im Vergleich zum EZG Ain Nessissa

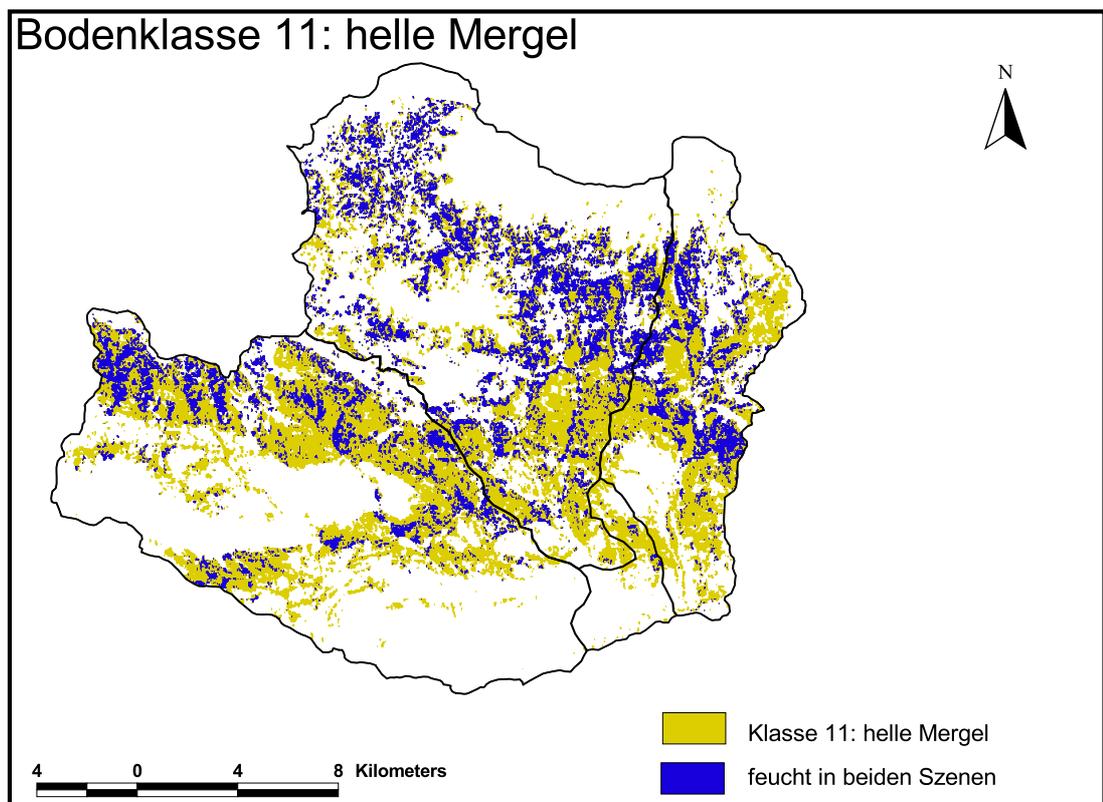
Nr.	Legende	EZG AN		Teilgebiet					
		Fläche		CA		SD		OR	
		[%]	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]	[km ²]
1	Mergel	10.8	49.08	8.6	16.19	15.2	26.45	7.8	6.13
3	Tonig-schluffige Salzböden	10.2	46.19	15.3	28.73	3.0	5.18	10.1	7.90
4	Salzböden	3.3	14.89	6.2	11.71	0.8	1.39	2.1	1.67
9	Salzböden auf Hängen	8.6	38.94	14.9	28.11	1.2	2.07	5.5	4.28
11	Helle Mergel	37.6	170.95	34.4	64.79	38.9	67.65	45.7	35.69
13	Dunkle Mergel	4.1	18.73	0.9	1.60	6.7	11.65	7.0	5.48
14	Sandstein	17.4	79.22	7.8	14.75	28.0	48.67	18.5	14.46
17	Kalkstein	2.8	12.77	6.2	11.68	0.3	0.55	0.5	0.38
	Summe	94.7	430.8	94.3	177.6	94.0	163.6	97.2	76.0

Oued Rached: Dieses Teilgebiet weist im wesentlichen eine, dem EZG Ain Nessissa, vergleichbare Verteilung der Bodenklassen auf. Lediglich der Anteil der hellen Mergel ist mit 46% deutlich höher als in allen anderen Gebieten.

Durch eine flächenhafte Analyse lassen sich für jede Bodenklasse die Bereiche identifizieren, die aus der diachronischen Überlagerung der beiden Feuchteffektoren als stets feuchter erscheinen. Stellt man diese Flächen in einer Abbildung mit der Gesamtausdehnung der jeweiligen Bodenklasse dar, so lassen sich beide Informationen zusammen erfassen.



(a)



(b)

Abb. 5.10: Verteilung der feuchten Flächen der Klasse Mergel (a) und helle Mergel (b)

Abbildung 5.10 zeigt diese Darstellung exemplarisch für die Klasse der Mergelböden (a) und die Klasse der hellen Mergel (b). Die Darstellungen für die restlichen 6 untersuchten Bodenklassen finden sich im Anhang (Abb. A.9 - A.11). Deutlich ist zu erkennen, dass das Gros der feuchten Flächen in den Bereich des Teilgebietes Souk el Djemaa fällt. Vor allem für die Klasse der Mergel lassen sich nur wenige 'immer feuchte' Flächen im Teilgebiet Chellalat el Adaoura ausmachen. Diese befinden sich in geschützten Tallagen, am nördlichen Rand des Teilgebietes.

Sehr anschaulich lässt sich dies Phänomen anhand von Abbildung 5.11 darstellen, die einerseits die Bodenverteilung (a) und andererseits die diachronische Feuchteauswertung über dem digitalen Geländemodell zeigt.

An dieser Stelle soll nochmal auf die Untersuchung der Niederschlags-Abfluss-Ereignisse (Abschn. 4.7.3) hingewiesen werden. Der Beitrag des Teilgebietes Souk el Djemaa zur Abflussganglinie am Pegel Ain Nessissa erwies sich als sehr gering und das, obwohl die morphologische Analyse einen vergleichbaren Anteil an der Abflussgenese für das Teilgebiet Souk el Djemaa wie für das Teilgebiet Chellalat el Adaoura vermuten ließ. Die Feststellung eines höheren Prozentsatzes stets feuchter Flächen im Teilgebiet verdeutlicht den größeren Gebietsrückhalt dieses Teilgebietes, welcher auf eine geringere Abflussbildung schließen lässt.

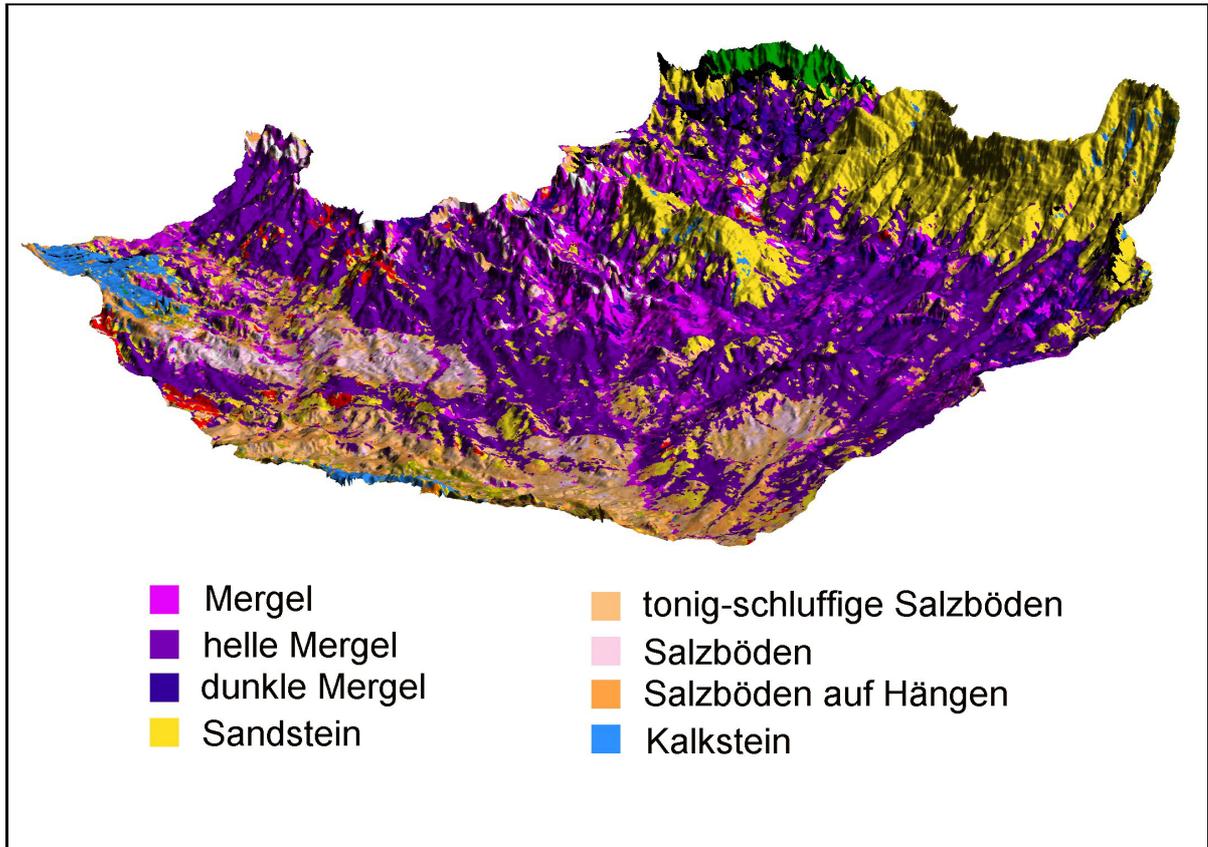
Ein mögliche Erklärung hierfür könnte die besondere geologische Konstellation sein. Die Mergelböden umgeben die Sandsteinkuppen, welche infolge der starken Zerklüftung eine große Infiltrationskapazität aufweisen. Der infiltrierende und perkolierende Niederschlag auf den Sandsteinhängen trifft in einiger Tiefe die darunterliegende undurchlässige Mergelschicht⁶. Entlang dieser wird das Wasser lateral abgeführt. Die am Hangfuß befindlichen Mergelböden können aufgrund ihres hohen Tongehaltes die Feuchtigkeit binden.

5.5 Beurteilung der Ergebnisse

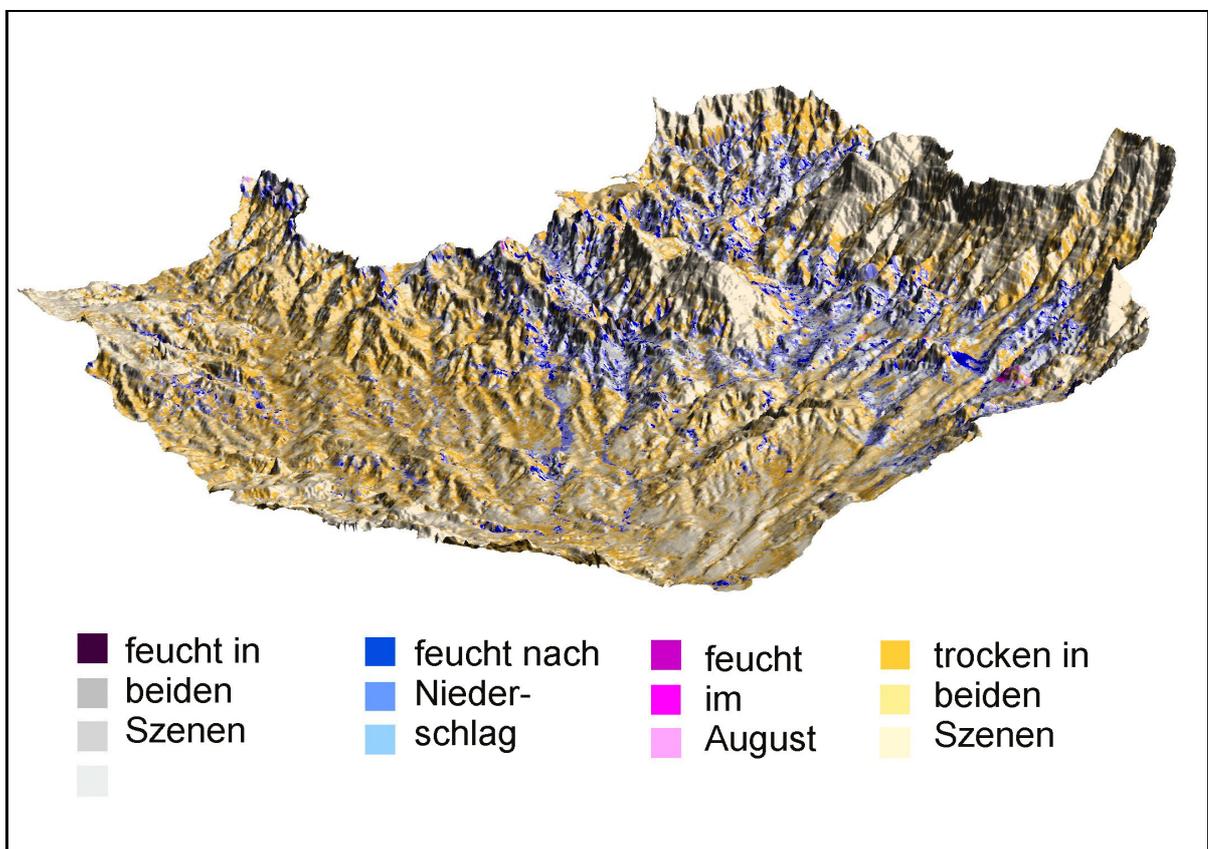
Die in diesem Kapitel erarbeiteten und diskutierten räumlichen Verteilungen der physikalischen Bodenklassen sowie der Bodenfeuchte können als Grundlage für verschiedene Arten der hydrologischen Modellierung dienen.

Eine mögliche Anwendung ist die Ausweisung hydrologisch-homogener Zonen, wie sie z.B. als HRU *Hydrological Response Units* von LEAVESLEY & STANNARD (1984), als REA *Representative Elementary Area* von WOOD ET AL. (1988) oder als ASA *Aggregated Simulation Areas* von KITE (1995) genutzt werden. Bei diesen Ansätzen versucht man für die jeweilige Modellscale Flächen auszuweisen, deren hydrologisches Verhalten, d.h. deren jeweilige funktionale Modellreaktion homogen ist. Auch die Anwendung flächendetaillierter Modelle wie z.B. des SHE *Système Hydrologique Européen* (ABBOTT ET AL., 1986) auf große Skalen bedarf Informationen hinsichtlich Bodeneigenschaften und Bodenfeuchte, wie sie für semi-aride Gebiete in Entwicklungsländern nur selten zur Verfügung stehen.

⁶Die Sandsteinformationen entstammen einer jüngeren Sedimentation während des Quartärs im Gegensatz zu den darunterliegenden älteren Mergelablagerungen aus dem Quartär.



(a)



(b)

Abb. 5.11: Bodenverteilung (a) und diachronische Feuchteverteilung (b) im EZG Ain Nersissa über dem Geländemodell (Perspektivische Darstellung 5-fach überhöht).

Die Interpretation der in dieser Arbeit bestimmten Gebietsverteilungen beschränkt sich jedoch auf die Beschreibung einer möglichen Anwendung, da für eine konkrete Modellierung zu wenig Daten vorhanden sind. So bleibt z.B. die Klassifikation der physikalischen Bodenklassen im Stadium der Rohversion, da die zur weiteren Nutzung zwingend erforderliche Feldbegehung nicht im ausreichendem Maße durchführbar war. Die aus der Kombination von Bodenklassen und Bodenfeuchte erarbeiteten Verteilungen lassen Rückschlüsse auf das unterschiedliche Verhalten der Teilgebiete zu, doch bedarf es zur genauen Erklärung der festgestellten Unterschiede einer detaillierten Feldbegehung an ausgewählten Standorten.

Ungeachtet dieser Einschränkung lässt sich jedoch, basierend auf den Erfahrungen des Oued Mina Projektes, feststellen, dass die Nutzung von Landsat TM Daten die Möglichkeit bietet, mit einem stark reduzierten Arbeitsaufwand an Feldbegehungen Kartierungen der physikalischen Bodeneigenschaften für große Fläche zu realisieren. Nutzt man weiterhin die Bodenfeuchteverteilungen, so ist es möglich, hydrologisch homogene Zonen zu identifizieren. Werden für diese Zonen Feldversuche zum Infiltrationsverhalten durchgeführt, so lassen sich Parameter ableiten, wie sie für die flächendetaillierte quasi-physikalische Modellierung benötigt werden.

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Im Rahmen dieser Arbeit wurde das Potential von Landsat TM Daten zur Verbesserung der Arbeitsgrundlage in einem semi-ariden Einzugsgebiet großer Ausdehnung in Nordalgerien untersucht. Landsat TM Daten bieten sich aufgrund der großen räumlichen Ausdehnung, der guten räumlichen Auflösung sowie des weitabgedeckten Spektralbereichs als ergänzende Informationsquelle an. Im Gegensatz zu flugzeuggestützten Systemen sind Landsat TM Daten mit nur geringen Kosten verbunden und trotz der relativ geringen Wiederholungsfrequenz von 16 Tagen steht aufgrund der langjährigen Archivierung eine große Datenmenge zur Verfügung.

Die Randbedingungen für das Untersuchungsgebiet des Chott el Hodna in Nordalgerien müssen aufgrund der speziellen Sicherheitslage während der Projektlaufzeit, die Arbeiten vor Ort unmöglich machte, als Extremfall angesehen werden. Dennoch ist die Qualität der dem Hydrologen zur Verfügung stehenden Grunddaten als typisch anzusehen, d.h. die vorhandenen Zeitreihen sind lückenhaft, schlecht dokumentiert und erlauben nur bedingt eine plausible Beschreibung der hydrologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet.

In der wasserwirtschaftlichen Modellierung werden im wesentlichen zwei Grundtypen von Modellen eingesetzt. Der erste Typ ist die Gruppe der sogenannten Black-Box-Modelle, die ausgehend von zumeist langjährigen Beobachtungsreihen und historischen Daten das Systemverhalten nachahmen und aufgrund des großen Bedarfs an Messdaten für Regionen mit spärlicher Datenlage nur bedingt einsetzbar sind. Eine weitere Einschränkung erfahren diese Modelle durch den interpolierenden Charakter, d.h. ohne Regionalisierungsansatz sind sie nur im Geltungsbereich (räumlich/zeitlich) der erhobenen Messdaten anwendbar. Der zweite Typ ist die Gruppe der Glass/White-Box-Modelle, die basierend auf einer oft sehr großen Zahl von realen Parametern die Systemstruktur nachbilden. Dem Vorteil der flächendifferenzierten und prozessorientierten Betrachtungsweise steht bei diesen Modellen jedoch der Nachteil eines zum Teil enormen Aufwandes bei der Parameterbestimmung gegenüber.

MAURER (1997) weist darauf hin, dass die Trennung zwischen den beiden Modellstrategien nicht scharf sein kann, da in Abhängigkeit der gewählten räumlichen und zeitlichen Modellauflösung immer bestimmte Prozesse erfasst werden können und somit auch Glass/White-Box-Modelle subskalige Prozesse nur beschreibend behandeln können. Die als Mischform anzusehenden Grey-Box-Modelle konzentrieren sich auf die wesentlichen, zum Prozessverständnis notwendigen Parameter. Man spricht von physikalisch basierten Parametern, die entweder einer Schätzung zugänglich oder aber durch Feldversuche bestimmbar sein sollten. GOMER (1994) stellt für die quasi-physikalische Modellierung vor allem die Gesichtspunkte

der Durchschaubarkeit, der leichteren Verifikation und der Anwenderfreundlichkeit in den Vordergrund, die einen operationellen Einsatz dieser Modelle erleichtern.

Die Achillesferse jedweder flächendetaillierter Modellierung ist und bleibt jedoch die Erhebung der flächenhaft benötigten Eingangsdaten. Die zur Zeit in der Hydrologie gängigen Messverfahren sind aufgrund des zum Teil beträchtlichen Messaufwandes größtenteils auf die Skala der Punktmessung beschränkt. Aus diesen Daten muss dann der entsprechende effektive¹ Flächenparameter geschätzt werden, ein Vorgehen, welches durch Interpolationen verschiedenster Art durchgeführt wird. Die Erfahrungen aus dem Weiherbach-Projekt (LEHMANN, 1995; MERZ, 1996; MAURER, 1997) zeigten jedoch, dass z.B. für die Bodenfeuchte die Interpolation der punktuellen Messwerte mittels der Methoden der Geostatistik nur bedingt plausible Flächenverteilungen liefert, da die Zusammenhänge zu den als Hilfsgrößen herangezogenen Einzugsgebietsparametern stark hypothetischer Natur sind.

An dieser Stelle bietet sich die Fernerkundung als Bindeglied zwischen punktuell erhobenen Messwerten und der hydrologischen Gebietsmodellierung an, da aus Fernerkundungsdaten vor allem flächenhafte Verteilungen ableitbar sind. Die fast zeitgleiche Erfassung sehr großer Flächen durch den Einsatz von Satellitendaten eröffnet zudem die Möglichkeit der Vergleichbarkeit, die für Punktmessungen nur unter enormem technischen Aufwand realisierbar sind. So war es für die Bodenfeuchtemessungen im ca. 6 km² großen Weiherbachgebiet notwendig, jede Messtour auf eine Teilmenge des Bodenfeuchtemessnetzes zu beschränken, da die Gesamtmenge von ca. 110 Punkten innerhalb eines Tages nicht beprobbar war. Ein solch hoher Aufwand ist folglich für Einzugsgebiete wie das in den Kapiteln 4 und 5 beschriebene Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa mit 460 km² nicht durchführbar.

Der in dieser Arbeit erarbeitete Bodenfeuchteindex aus Landsat TM Daten zeichnet sich im Vergleich zu den aus Mikrowellen (sowohl passive als auch aktive) gewonnenen Bodenfeuchtwerten durch eine sehr einfache Handhabung aus. Seine Bestimmung über das statistische Verfahren der normierten Hauptkomponentenanalyse erlaubt es, fast die komplette Information von sechs Landsat TM Kanälen zu nutzen und bedarf keiner aufwendigen Anpassung an Vegetations- oder Rauheitsparameter, wie dies z.B. für Radardaten von Nöten ist.

Aufgrund der fehlenden Felddaten für Algerien wurde im Kapitel 3 die große Datenfülle des Weiherbachgebietes genutzt, um dem aus den Landsat TM-Daten abgeleiteten Bodenfeuchteindex punktuelle Feldmessungen gegenüberzustellen. Dabei wurde die enorme Komplexität des Phänomens Bodenfeuchte deutlich, denn einerseits liessen sich die durch den Satelliten abgeleiteten Strukturen der Bodenfeuchteverteilung anschaulich plausibilisieren, andererseits gelang es nicht, eine befriedigende Korrelation zu leicht erhebbaren Parametern hinsichtlich der Topographie, Landnutzung oder Bodentypen abzuleiten.

Die zum Vergleich mit dem Feuchteindex aus den Satellitendaten verwendeten Punktmessungen der Bodenfeuchte zeigten eine gute Übereinstimmung. Es standen keine zeitgleichen Messungen zur Verfügung, doch können die punktuellen Messwerte herangezogen werden, da es sich einerseits bei der Bodenfeuchte um ein Phänomen mit nur geringer zeitlicher

¹Der effektive Parameter stellt den Mittelwert z.B. der Infiltrationskapazität für eine Rasterzelle dar. Es wird davon ausgegangen, dass der effektive Parameter des kleinskaligen Modells in der Lage ist, die Heterogenität der Gebietsreaktion auf der größeren Skala wiederzugeben.

Dynamik handelt, welches lediglich durch Niederschläge sprunghaft beeinflusst wird². Andererseits belegen die Ganglinien der täglichen Bodenfeuchtemessungen an der Meteostation des Weiherbach-Projektes die geringfügigen Unterschiede zwischen dem Aufnahmezeitpunkt der Landsat TM Szenen und dem Datum der Bodenfeuchtemessungen.

Ein wesentliches Ergebnis dieser Arbeit ist die Feststellung, dass mit Hilfe der Landsat TM Daten die flächenhafte Erfassung der Bodenfeuchteverteilung möglich ist. Die erarbeiteten Bodenfeuchtwerte erhalten ihre Bedeutung weniger durch eine auf das Vol.% festgelegte Genauigkeit, sondern vielmehr durch die flächendifferenzierte Unterteilung der Bodenfeuchte im Einzugsgebiet. Dies ist für die Modellierung insofern von großer Bedeutung, als auch die als Grundlage für eine geostatistische Interpolation herangezogenen Punktwerte großen Unsicherheiten unterworfen sind (GEIB, 1995). Folglich ist der Nutzung der durch Geostatistik erzielten flächenhaften Daten kritisch gegenüberzustehen (MAURER, 1997) und somit bieten die Feuchteverteilungen aus den Landsat TM Daten eine echte Alternative.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit wurde auf die Parameter Bodenfeuchte und physikalische Bodenklassen gelegt, da diese einen wesentlichen Einfluss auf die Abflussgenese in semi-ariden Gebieten haben (BEVEN & FISHER, 1996). Die in Abschnitt 4.5.1 durchgeführte Analyse der morphologischen Parameter des Einzugsgebietes der Station Ain Nessissa, abgeleitet aus den leicht zugänglichen topographischen Daten, lässt nur bedingt Rückschlüsse auf den Beitrag der einzelnen Teilgebiete zur Abflussgenese zu. Der Vergleich der, nur unter Berücksichtigung der Reliefenergie ermittelten, Abflussganglinien mit den gemessenen zeigt, dass sich die Messwerte nicht alleine über das Relief erklären lassen. Das Heranziehen der physikalischen Bodenklassen und der Bodenfeuchteverteilung aus den Satellitendaten lässt einen größeren Gebietsrückhalt und damit eine langsamere Systemreaktion für das Teilgebiet Souk el Djemaa vermuten. Aufgrund der geringen Zahl von nur drei Niederschlagsstationen auf einer Fläche von 460 km² kann diese Hypothese jedoch nicht abschließend geklärt werden. Ein wesentlicher Vorteil der Nutzung von Landsat TM Daten in relativ vegetationsarmen Gegenden, wie z.B. Nordalgerien, ist die Tatsache, dass sich Informationen zur räumlichen Verteilung der physikalischen Bodenklassen und der Bodenfeuchte mit der gleichen räumlichen Auflösung ableiten lassen.

Als Fazit dieser Arbeit lässt sich das große Potential von Landsat TM Daten für die hydrologische Modellierung in semi-ariden Gebieten mit geringer Datenverfügbarkeit festhalten. Der Landsat TM Sensor mit den Kanälen im sichtbaren und nahen bzw. mittleren Infrarotbereich, hat lediglich die beiden Nachteile der geringen Wiederholungsfrequenz und der Nichteinsetzbarkeit bei Bewölkung. Vor allem letztere Einschränkung ist für semi-aride Gebiete jedoch von geringerer Bedeutung.

Ein weiterer Forschungsbedarf existiert vor allem für die Kalibrierung des Feuchteindex mit gemessenen Bodenfeuchtwerten. Dazu müsste ein Bodenfeuchtemessnetz aufgebaut werden, welches Messungen parallel zu den Aufnahmezeitpunkten der Landsat TM Szenen ermöglicht. Für die Optimierung eines solchen Messnetzes hinsichtlich des Beprobungsaufwandes

²die Zeitspannen zwischen den Bodenfeuchtemessungen und den Landsat TM Daten waren niederschlagsfrei (August 1991) bzw. nur von sehr geringen Niederschlagsmengen $N \leq 2.2\text{mm}$ betroffen (März/April 1993).

liessen sich in eleganter Weise die Auswertungen von ein bis zwei Landsat TM Szenen im Vorfeld nutzen, da durch diese homogene Flächen leichter identifiziert werden können.

ENGMAN & GURNEY (1991) weisen darauf hin, dass bisher nur wenige hydrologische Modelle den Parameter Bodenfeuchte als direkte Eingangsgröße nutzen können. Vor allem im Bereich der flächendetaillierten quasi-physikalischen Modellierung zeigen z.B. die Modellsätze von GOMER (1994), MERZ (1996) und MAURER (1997), dass in Ermangelung zuverlässiger Punktinterpolationen ein großer Bedarf an flächenhaften Bodenfeuchtedaten existiert. Dieser Bedarf ist natürlich vom jeweiligen Einsatzgebiet des Modells abhängig. So wertet MAURER (1997) für das semi-humide Einzugsgebiet des Weiherbachs ebenso wie BEVEN & FISHER (1996) für das humide Slapton Wood Catchment die Bedeutung der Bodenfeuchte als eher untergeordnet für die Abflussgenese, während GOMER (1994) die Bodenfeuchte als einer der Hauptkalibrierungsparameter seines Modells für ein semi-arides Einzugsgebiet herausstellt. Es bleibt jedoch festzuhalten, dass vor allem in semi-ariden Gebieten mit extrem heterogenen Niederschlagsverteilungen, sowohl zeitlich als auch räumlich die Notwendigkeit einer verbesserten Auflösung der Niederschlagsmessung besteht.

Literaturverzeichnis

- ABBOTT, M. B., BATHURST, J. C., CUNGE, J. A., O'CONNELL, P. E. & RASMUSSEN, J. (1986): An introduction to the european hydrological system — Système Hydrologique Européen, "SHE" 1., 2., 3., 4. *J. Hydrology* **87**: 45–123.
- ACHOUR, F., BOUZELBOUDJEN, M. & PIEYNS, S. A. (1998): Variabilité spatio-temporelle des ressources en eau en région semi-aride: application au bassin du Chelif, Algérie. *Water Resources Variability in Africa During the XXth Century IAHS Publ.* **252**: 225–234.
- ACKERMANN, M. (1998): *Hydrogeologische Systemanalyse und Grundwasserhaushalt des Weiherbach-Einzugsgebietes (Kraichgau, Baden-Württemberg)*. Schriftenreihe Angewandte Geologie Nr. 53, Universität Karlsruhe. Dissertation.
- ALBERGEL, J. (1999): Quatrième rapport d'avancement Hydromed ERBOC 18 CT 960091. *Technical report*, Institut de Recherche pour le Développement, Tunis.
- ALBERTZ, J. (1991): *Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern. Eine Einführung in die Fernerkundung*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- ANDERSON, M. G. & BURT, T. P. (Hrsg.) (1990): *Process Studies in Hillslope Hydrology*. John Wiley & Sons.
- ANRH (1993): Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/50000. Note explicative. *Technical report*, Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Ministère de l'Équipement, Algérie.
- ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE (1982): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Schweizerbart, Stuttgart. 4. verb. u. erweiterte Aufl., 1996.
- BAGNOULS, F. & GAUSSEN, H. (1953): *Saison sèche et indice xéothermique*. Public. Fac. Sc. de Toulouse; documents pour les cartes des productions végétales (Vol. I, art.8).
- BÄHR, H.-P. & VÖGTLE, T. (1999): *GIS for Environmental Monitoring*. Schweizerbart, Stuttgart.
- BÄHR, H.-P. & VÖGTLE, T. (Hrsg.) (1998): *Digitale Bildverarbeitung : Anwendung in Photogrammetrie, Kartographie und Fernerkundung*. Wichmann Verlag, Heidelberg. 3., völlig neu bearb. u. erw. Aufl.
- BARRETT, E. C. & CURTIS, L. F. (1976): *Introduction to Environmental Remote Sensing*. Chapman and Hall Ltd, London. 1995, 3. ed., rep.
- BAUMGART, J. (1991): Grundlagen der rechnergestützten Klassifizierung. In H.-P. BÄHR (Hrsg.), *Digitale Bildverarbeitung*, Wichmann Verlag, Heidelberg, pp. 1–24.
- BELHADI, M. (1997): Quelques données sur le secteur de l'eau et sur la nouvelle politique de l'eau en Algérie. *Eaux et sols d'Algérie* **9**: 56–60.
- BELZ, S. (1992): *Bestimmung der Intensitäts-Dauer-Häufigkeitsbeziehung ausgewählter Niederschlagsstationen aus dem Einzugsgebiet des Oued Mina, Algerien*. Vertieferarbeit, Institut für Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe. (unveröff.).

- BELZ, S. & VOGT, T. (1999): Ausweisung von Feuchtezonen in der Elbaue anhand von Landsat TM Daten am Beispiel des NSG Steckby-Lödderitzer Forst. *Fachtagung Elbe: Dynamik und Interaktion von Fluß und Aue. Statusseminar des BMBF-Projektes Morphodynamik der Elbe, vom 4.-7.5.1999 in Wittenberge, Tagungsband Zusammenstellung: S. Kiene, O. Harms, B. Büchele.*, Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe, Karlsruhe: Univ. Karlsruhe, pp. 40–43.
- BENALLEGUE, M., NORMAND, M., GALLE, S., DECHAMBRE, M., TACONET, O., VIDAL-MADJAR, D. & PREVOT, L. (1994): Soil moisture assessment at a basin scale using active microwave remote sensing: the Agriscatt'88 Airborne Campaign on the Orgeval watershed. *International Journal of Remote Sensing* **15**(3): 645–656.
- BESBES, M. & MEHDID, A. (1986): *Modèle de simulation hydrogéologique du bassin du Hodna*. Rapport technique, Département de l'Hydrogéologie, Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Alger. (unveröff.).
- BEVEN, K. & FISHER, J. (1996): *Remote Sensing and Scaling in Hydrology*. Institute of Hydrology, chapter 1, pp. 1–18.
- BLASCHKE, T. & LANG, S. (1999): Tutorial: Einführung in Fernerkundung und digitale Bildverarbeitung. *World wide web pages*, Institut für Geographie Universität Salzburg, <http://www.sbg.ac.at/geo/student/fernerkundung/>.
- BLÖSCHL, G. (1996): Scale and scaling in hydrology. *Wiener Mitteilungen 132*, Wasser–Abwasser–Gewässer, Technische Universität Wien, Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft. Habilitation.
- BLUM, W. E. H. (1989): Bodenerosion und Bodenschutz im Mergel-Einzugsgebiet des Oued Mina - Algerien. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung* (Jg. 30): 324–330.
- BMDP (1992): *BMDP statistical software manual: to accompany the 7.0 software*. BMDP Statistical Software, Inc.
- BOHLEBER, A. (1992): Quantifizierung von Bodenwasserbewegungen unter kombiniertem Einsatz von Neutronen- und Gamma-Gamma-Sonde. Untersuchungen am Beispiel des Standortes Weiherbachtal im Kraichgau (Baden-Württemberg). *Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe 18*, Universität Karlsruhe. zugl. Diss. Univ. Karlsruhe.
- BOURBOURA, M. (1997): Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi-arides de l'Algérie orientale. *Réseau Erosion Bulletin* **17**: 345–360.
- BRAGA, A. (1998): *Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Niederschläge in dem semi-ariden Einzugsgebiet des Chott el Hodna, Algerien*. Diplomarbeit, Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe. (unveröff.).
- BRONSTERT, A. (1994): *Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen*. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe, Nr. 46. zugl. Diss. Univ. Karlsruhe.
- CASENAVE, A. & VALENTIN, C. (1989): *Les Etats de Surface de la Zone Sahélienne; Influence sur l'Infiltration*. ORSTOM, Paris.
- CASENAVE, C. (1982): Le Mini-Simulateur de pluie - conditions d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie* **19**(4): 207–227.
- CHAUMONT, M. & PAQUIN, C. (1971): *Note Explicative de la Carte Pluviométrique de l'Algérie au 1:500000*. Rapport technique, Société d'histoire naturelle de l'Afrique du Nord. Faculté des sciences d'Alger.
- CHURCH, M. & WOO, M.-K. (1990): Geography of surface runoff: Some lessons for research. In M. G. ANDERSON & T. P. BURT (Hrsg.), *Process Studies in Hillslope Hydrology*, J. Wiley John Wiley & Sons, Chichester.

- COCHOT, A. (1968): Etude des ressources en eau des Hautes-Plaines Steppiques zone centrale - études des connaissances actuelles et distinction des différentes aquifères. *Technical report*, Service des Etudes Scientifiques, Alger. (unveröff.).
- CONWAY, D. (1997): A water balance model of the Upper Blue Nile in Ethiopia. *Hydrological Sciences Journal* **42**(2): 265–286.
- CRIST, E. & CICONE, R. (1984): Application of the Tasseled Cap Concept to Simulated Thematic Mapper Data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* **50**(3): 343–352.
- CRIST, E. & KAUTH, R. (1986): The Tasseled Cap De-Mystified. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* **52**(1): 81–86.
- DAVTIAN, G. (1998): *Analyse des données et cartographie automatique : application aux principales variables climatiques du versant méditerranéen du Maghreb*. Thèse de doctorat, U.F.R. Espaces et Cultures, Université de Nice - Sophia Antipolis.
- DELBRÜCK, M. (1997): *Großflächiges Bromid-Tracerexperiment zur räumlichen und zeitlichen Variabilität des Wassertransports an einem Lößhang*. Dissertation, Naturwissenschaftlich-Mathematische Gesamtfakultät der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Institut für Umweltphysik.
- DESCONNETS, J.-C., TAUPIN, J.-D., LEBEL, T. & LEDUC, C. (1997): Hydrology of the HAPEX-Sahel central super-site : surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *J. Hydrology* **188/189**: 155–178.
- DISSE, M. (1992): Untersuchungen zur Struktur der räumlichen Variabilität der Infiltration in einem kleinen Einzugsgebiet. In E. J. PLATE (Hrsg.), *Weiherbachprojekt. Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet. Schlußbericht z. 1. Phase des BMFT-Verbundproj.*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Heft 41, pp. 111–129.
- DUNNE, T. (1978): Field studies of hillslope flow processes. In M. J. KIRKBY (Hrsg.), *Hillslope Hydrology*, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 227–293.
- DUNNE, T., MOORE, T. R. & TAYLOR, C. H. (1975): Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions. *Hydrological Sciences Bulletin* **20**: 305–327.
- DVWK (Hrsg.) (1996): *Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen*. Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 238, Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK).
- EITEL, B. (1988): Morphogenese im Südlichen Kraichgau unter besonderer Berücksichtigung tertiärer und pleistozäner Decksedimente. *Stuttgarter Geographische Studien* **111**. Diss. Univ. Stuttgart.
- EMBERGER, L. (1955): *Une classification biogéographique des climats*. Rec. Tr. Faculté des Sciences Montpellier série bot. n. 7.
- ENGMAN, E. T. (1996): Remote sensing applications to hydrology: future impact. *Hydrological Sciences Journal* **41**(4): 637–647.
- ENGMAN, E. T. & GURNEY, R. J. (1991): *Remote Sensing in Hydrology*. Chapman and Hall, New York, USA.
- FAO (1996): Irrigation in Africa in Figures. *Technical report*, Food and Agricultural Organization, Rome. FAO Water Report 7, ISBN 92-5-003727-9.
- FLANARD, G. (1909): *Essai de glossaire des principaux termes géohydrographiques arabes de l'Afrique du Nord*. Service Géologique Alger.

- GAUSSEN, H. (1952): L'indice xérothermique. *Bulletin Association des géographes français* nr. 222-223.
- GEIB, J. (1995): *Messungen mit Time Domain Reflectometry zur kleinräumigen Bodenfeuchtevariabilität*. Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg.
- GERITS, J. J. P., LIMA, J. L. M. P. & VAN DEN BROEK, T. M. W. (1990): Overland flow and erosion. In M. G. ANDERSON & T. P. BURT (Hrsg.), *Process Studies in Hillslope Hydrology*, J. WileyJohn Wiley & Sons, Chichester, pp. 173–214.
- GERLINGER, K. (1997): Erosionsprozesse auf Lößböden: Experimente und Modellierung. *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik 194*, Institut für Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe. Dissertation.
- GEROLD, G., REUM, R. & WAGNER, S. (1992): Flächenhafte Erfassung der Bodenparameter, Bodendifferenzierung und Bodenerosion. In E. J. PLATE (Hrsg.), *Weiherbachprojekt. Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet. Schlußbericht z. 1. Phase des BMFT-Verbundproj.*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Heft 41, pp. 157–202.
- GOMER, D. (1994): Oberflächenabfluß und Bodenerosion in Kleineinzugsgebieten mit Mergelböden unter einem semiariden mediterranen Klima. *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik 191*, Institut für Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe. Dissertation.
- GOMER, D. & VOGT, T. (1998): Physically based modelling of surface runoff and soil erosion under semi-arid Mediterranean conditions - the example of the Oued Mina, Algeria. In J. SCHMIDT (Hrsg.), *Workshop über on Application of Physically Based Soil Erosion Models*, Freiberg, Springer, Berlin.
- GUIRAUD, R. (1969): Projet d'étude de mise en valeur du Hodna (Algérie) : Etude géologique complémentaire. *Technical report*, Programme des Nations Unies pour le développement. Fonds spécial - F.A.O. (unveröff.).
- GUYOT, G. (1989): *Signatures spectrales des surfaces naturelles*. PARADIGME, CAEN.
- HANSMANN, W. (1994): *Beschreibung des Infiltrationsverhaltens von Mergelböden unter semiaridem Klima im Norden Algeriens*. Vertieferarbeit, Institut für Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe. (unveröff.).
- HAUDE, W. (1958): Über die Verwendung verschiedener Klimafaktoren zur Berechnung der potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. *Meteorologische Rundschau* Nr. 11: 96–99.
- HIRSCH, J. & SCHNEIDER, C. (1983): *CARTEL. Manuel d'utilisation du logiciel de traitement d'images et de cartographie de données de télédétection*. Strasbourg. Laboratoire Environnement, Cartographie, Télédétection Université Louis Pasteur de Strasbourg.
- HORTON, R. (1932): Drainage-basins characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union* pp. 350–361.
- IHRINGER, J. & KRON, W. (1993): Softwarepaket für Hydrologie und Wasserwirtschaft. *Technical Report Band 1: Hochwasseranalyse*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe.
- JACKSON, T. J. (1993): Measuring surface soil moisture using passive microwave remote sensing. *Hydrological Processes* 7: 139–152.
- JACKSON, T. J., SCHMUGGE, J. & ENGMAN, E. T. (1996): Remote sensing applications to hydrology: soil moisture. *Hydrological Sciences Journal* 41(4): 517–530.
- JENSEN, J. R. (1986): *Introductory digital image processing*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 2nd ed. 1996.

- KÄMPF, C. & ZEHE, E. (1996): Modelle zur Bilanzierung und Simulation. In E. J. PLATE (Hrsg.), *BMBF-Verbundprojekt Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus kleinen Einzugsgebieten - Weiherbachprojekt. Tagungsgunterlagen. Zwischenpräsentation, 10. Dez. 1996*, Karlsruhe, pp. 141–154.
- KEBICHE, M. (1994): *Le bassin versant du Hodna: Ressources en eau et possibilités d'aménagement*. Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, nr. 85-86, Reims, Frankreich.
- KESER, G. & BOGARDI, J. (1993): National water resources management planning based on GIS. In K. KOVAR & H. P. NACHTNEBEL (Hrsg.), *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management*, Proc. HydroGIS 93 Conf., Vienna, Austria, April 1993. IAHS Publication No. 211, IAHS Press, Wallingford, UK, pp. 439–448.
- KHATIB, K. (1998): *Mesopotamien: Wasserknappheit und/oder Machtspiel? - 'Die sozialen u. ökologischen Wirkungen'*. Diplomarbeit, Fachbereich Wirtschafts- und Rechtswissenschaft, Universität Oldenburg. (unveröff.).
- KITE, G. (1995): Scaling of input data for hydrological modeling. *Wat. Resour. Res.* **31**: 2769–2781.
- KITE, G. W. & PIETRONIRO, A. (1996): Remote sensing applications in hydrological modelling. *Hydrological Sciences Journal* **41**(4): 563–591.
- KOLLE, O. & FIEDLER, F. (1992): Messung und numerische Simulation der Energie- und Feuchtebilanz der Bodenoberfläche (TP 2, IMK). In E. J. PLATE (Hrsg.), *Weiherbachprojekt. Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet. Schlußbericht z. 1. Phase des BMFT-Verbundproj.*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Heft 41, pp. 65–105.
- KOLLE, O. & FIEDLER, F. (1998): Messung und numerische Simulation der Energie- und Feuchtebilanz der Bodenoberfläche (TP 2, IMK). In E. J. PLATE (Hrsg.), *Schlußbericht 1998 Weiherbachprojekt*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe.
- LEAVESLEY, G. H. & STANNARD, L. G. (1984): Application of remotely-sensed data in a distributed parameter watershed model. In G. KITE & A. WANKIEWICZ (Hrsg.), *Proc. of Workshop on Applications of Remote Sensing in Hydrology*, NHRI Symposium 5, Natl. Hydrol. Res. Inst. Saskatoon, Sask., pp. 47–68.
- LEHMANN, W. (1995): Anwendung geostatistischer Verfahren auf die Bodenfeuchte in ländlichen Einzugsgebieten. *Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft 52*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe. Dissertation.
- LE VINE, D. M., GRIFFIS, A. J., SWIFT, C. T. & JACKSON, J. T. (1994): ESTAR: a synthetic aperture microwave radiometer for remote sensing applications. *Proc. IEEE* **82**(12): 1787–1801.
- LINSLEY, R. K., KOHLER, M. A. & PAULHUS, J. L. (1975): *Hydrology for Engineers*. 3rd. ed. 1988, McGraw Hill, New York.
- LOWRY, T. H. & RICHARDSON, K. S. (1980): *Mechanismen und Theorie der Organischen Chemie*. WILEY-VCH, Weinheim.
- MATTIKALLI, N. & ENGMAN, E. (1997): Microwave remote sensing and GIS for monitoring surface soil moisture and estimation of soil properties. In M. E. A. BAUMGARTNER (Hrsg.), *Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems (Proceedings of Rabat Symposium S3, April 1997)*., Vol. 242, IAHS, pp. 229–236.
- MATTIKALLI, N. M., ENGMAN, E. T., AHUJA, L. R. & JACKSON, T. J. (1996): A GIS for spatial and temporal monitoring of microwave remotely sensed soil moisture and estimation of soil properties. *HydroGIS 96: Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management (Proceedings of the Vienna Conference, April 1996)*. IAHS Publ. **235**: 621–628.

- MAURER, T. (1997): Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. *Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft 61*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe. Dissertation.
- MAUSER, W. (1989): *Die Verwendung hochauflösender Satellitendaten in einem Geographischen Informationssystem zur Modellierung von Flächenverdunstung und Bodenfeuchte*. Habilitationsschrift Univ. Freiburg, Freiburg. (unveröff.).
- MEBARKI, A. (1982): *Le Bassin du Kébir-Rhumel (Algérie): Hydrologie de surface et aménagement des ressources en eau*. Université de Nancy 2, Géographie Physique. Thèse de 3ième cycle.
- MERZ, B. (1996): Modellierung des Niederschlag-Abfluß-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität. *Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft 56*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe. Dissertation.
- MOIK, J. G. (1980): *Digital Processing of Remotely Sensed Images*. United States. National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC.
- MONTEITH, J. L. (1965): Evaporation and the environment. In G. FOGG (Hrsg.), *Proc. 19th Symposium of the Society for Experimental Biology*, Cambridge University Press, New York, pp. 205–233.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1985): *Die Bodenkunde und Ihre Geologischen, Geomorphologischen, Mineralogischen und Petrologischen Grundlagen*. DLG-Verlag, 3. Aufl., Stuttgart.
- PASCHEN, H. (1989): Vom integrierten Erosionsschutz zur Bewirtschaftung eines Wassereinzugsgebiets am Beispiel des Oued Mina - Entwicklung einer algerisch-deutschen Zusammenarbeit. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung Jg. 30*: 310–315.
- PENMAN, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings Royal Society London A 193*(5): 120–145.
- PLATE, E. J. (Hrsg.) (1992): *Weierbachprojekt. Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet. Schlußbericht z. 1. Phase des BMFT-Verbundproj.* Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Heft 41, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Karlsruhe.
- PNUD (1988): Ressources en eau dans les pays de l'Afrique du nord. Guide Maghrébin pour l'exécution des études et des travaux de retenues collinaires. *Technical report*, Programme des Nations Unies pour le Développement, Alger. Projet RAB/80/011.
- PREUSS, P. (1999): *Untersuchung der Morphologie und des Abflussregimes eines semi-ariden Teileinzugsgebiets des Chott el Hodna, Algerien*. Vertieferarbeit, Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe. (unveröff.).
- PRUNIER, L. (1992): *Classification des sols par télédétection et comparaison avec la carte pédologique. Etude dans la région de Mulhouse (Alsace)*. Diplôme d'Etudes Approfondies DEA, Université Louis Pasteur de Strasbourg, Institut de Géographie. (unveröff.).
- RANGO, A. & SHALABY, A. I. (1998): Operational applications of remote sensing in hydrology: success, prospects and problems. *Hydrological Sciences Journal 43*(6): 947–968.
- RIMBERT, S. & VOGT, T. (1991): *Données satellitaires et paysages factoriels*. INED (J. Libbey-Eurotext), Paris.
- SABINS, F. F. (1997): *Remote Sensing. Principles and Interpretation*. 3rd, Freeman, New York.
- SALEM, O. (1992): The great manmade river project. *Water Resources Development 8*(4): 35–38.

- SAMIMI, C. (1997): Satellitenbildgestützte Modellierung der aktuellen Evapotranspiration und der Bodenfeuchte. In F. DOLLINGER & J. STROBL (Hrsg.), *Angewandte Geographische Informationsverarbeitung IX, Salzburger Geographische Materialien, Heft 26*, Selbstverlag des Instituts für Geographie der Universität Salzburg, Salzburg.
- SARY, M. (1976): *Géographie Physique d'une Haute Plaine Algérienne: Le Hodna*. Université Louis Pasteur de Strasbourg. Unité d'enseignement et de recherche de Géographie. Centre de Géographie appliquée. Thèse de 3ième cycle.
- SCHÄFER, D. (1996): Charakterisierung der hydraulischen Eigenschaften der Böden des Weiherbach-Gebiets. In E. J. PLATE (Hrsg.), *BMBF-Verbundprojekt Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus kleinen Einzugsgebieten - Weiherbachprojekt. Tagungunterlagen. Zwischenpräsentation, 10. Dez. 1996*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, pp. 48–55.
- SCHÄFER, D. (1999): *Charakterisierung der bodenhydraulischen Eigenschaften eines Kleineinzugsgebietes auf verschiedenen Maßstabsebenen: Vergleich und Bewertung unterschiedlicher Verfahren*. Dissertation, Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen Universität Karlsruhe (TH).
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1989): *Lehrbuch der Bodenkunde*. 14. neu bearb. Auflage, Enke Verlag, Stuttgart.
- SCHIFFLER, G. R. (1990): Design of a soil moisture measuring network in a small rural catchment. *Hydrological Research Basins and the Environment, Int. Conf. Wageningen, The Netherlands, 24-28 Sept. 1990*, TNO Committee on Hydrological Research Proceedings and Informations No. 44, Wageningen, Netherlands, pp. 101–110.
- SCHMUGGE, T. & JACKSON, T. J. (1994): Mapping surface soil moisture with microwave radiometers. *Meteorology and Atmospheric Physics* **54**(H. 1-4): 213–224.
- SCHMULLIUS, C. C. & EVANS, D. L. (1997): Synthetic aperture radar (SAR) frequency and polarization requirements for applications in ecology, geology, hydrology and oceanography - a tabular status quo after SIR-C/X-SAR. *International Journal of Remote Sensing* **18**(13): 2713–2722.
- SCHRAMM, M. (1994): Ein Erosionsmodell mit räumlich und zeitlich veränderlicher Rillenmorphologie. *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik 190*, Institut für Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe. Dissertation.
- SCHULLA, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. *Zürcher geographische Schriften 69*, Geographisches Institut ETH Zürich. Dissertation.
- SCHULLA, J. & JASPER, K. (1999): *Modellbeschreibung WaSiM-ETH*. Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft, ETH Zürich.
- SCHULTZ, G. A. & BARRETT, E. C. (1989): *Advances in remote sensing for hydrology and water resources management; International Hydrological Programme IHP-III Project 5.1*. Technical Documents in Hydrology, Unesco, Paris.
- SELTZER, P. (1946): *Le climat de l'Algérie*. Institut de Météorologie et de Physique du Globe, Université d'Alger.
- SIMMONDS, L. & BURKE, E. J. (1998): Estimating near-surface soil water content from passive microwave remote sensing - an application of MICRO-SWEAT. *Hydrological Sciences Journal* **43**(4): 521–534.
- SOGREAH (1983): Erosion et transport solide au Maghreb - Analyse bibliographique. *Technical report*, Projet RAB/80/011 - PNUD 1982, Grenoble, France.

- SU, Z. (1996): *Remote Sensing applied to Hydrology: The Sauer River Basin Study. Fernerkundung angewandt in der Hydrologie: Die Sauer-Einzugsgebiets-Studie*. Schriftenreihe Hydrologie/Wasserwirtschaft Ruhr-Universität Bochum Nr. 15.
- THEISEN, H.-W. (1998): *Der Einfluss der Bodenfeuchte auf die Sicherheit rutschungsgefährdeter Hänge in schwach bindigen Böden*. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe, Nr. 62.
- TROUFLEAU, D., BEAUDOIN, A., VIDAL, A., MORAN, M., GOODRICH, D. C. & WASHBURN, J. (1996): Importance des corrections radiométriques dues au relief pour les données SAR du satellite ERS-1: applications à l'hydrologie. In M. HOEPFFNER, T. LEBEL & B. MONTENY (Hrsg.), *Interactions surface continentale/atmosphère: l'expérience HAPEX-Sahel*, ORSTOM, Paris, pp. 635–650.
- TYDAC (1997): *SPANS 7.0 - Users Manual*. TYDAC Research Inc., Ontario, Canada.
- ULABY, F. T., MOOR, R. K. & FUNG, A. K. (1986): *Microwave remote sensing*. Vol. XVII of *Microwave remote sensing fundamentals and radiometry*, 2nd, Addison Wesley Verlag / Artech House Verlag.
- USGS (1997): Landsat 7 data prices announced. *Technical report*, United States Geological Survey, URL:<http://edcwww.cr.usgs.gov/programs/landsat7price.html>.
- USGS (1999): Global land information system. *Technical report*, United States Department of the Interior, United States Geological Survey, URL:<http://edcwww.cr.usgs.gov/Webglis/glisbin/glismain.pl>.
- US SOIL CONSERVATION SERVICE (1972): *National Engineering Handbook, Hydrology, Section 4*. Water resources publications, Littleton, Col. 548 pp.
- VAN DER MEER, F. & BAKKER, W. (1997): Cross correlogram spectral matching: Application to surface mineralogical mapping by using aviris data from cuprite, Nevada. *Remote Sensing Of Environment* **61**(3): 371–382.
- VAN OEVELEN, P., J. (1998): Soil moisture variability: A comparison between detailed field measurements and remote sensing measurement techniques. *Hydrological Sciences Journal - Special issue: Monitoring and Modelling of Soil Moisture: Integration over Time and Space* **43**(4): 511–520.
- VOGT, H. & GOMER, D. (1996): Les traits généraux du milieu physique dans lequel s'insère la zone d'étude. *L'Aménagement des Zones Marneuses dans les Bassins-Versants des Montagnes de l'Atlas Tellien Semi-Aride*, Schriftenreihe der GTZ 256, Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit, Eschborn, pp. 21–32.
- VOGT, H. & VOGT, T. (1996): Neotektonische Bedingtheit geökologischer, durch Fernerkundung erkannter Verhältnisse im Nordelsaß und Bienwald (Südliche Rheinpfalz). In R. MÄUSBACHER & A. SCHULTE (Hrsg.), *Beiträge zur Physiogeographie. Festschrift für Dietrich Barsch. Heidelberger Geographische Arbeiten 104*, Vol. 104, Springer, Heidelberg, pp. 82–88.
- VOGT, T. & VOGT, H. (1991): Utilisation de la télédétection pour la cartographie des zones humides. *Bulletin Comité Français Cartographie* (127-128): 146–153.
- WAGNER, S. (1991): Bodendifferenzierung in einer Landwirtschaftlich genutzten Region des Kraichgaus. *Geoökodynamik Band 12* (Heft 3): 207–235.
- WANG, J., O'NEILL, P., ENGMAN, E., PARDIPURAM, R., SHI, J. & A.Y., H. (1994): Estimating surface soil moisture from SIR-C measurements over the Little Washita Watershed. *IGARSS'95 IEEE* pp. 1982–1984.

- WEIBLEN, B. (1997): *Die Erstellung eines Übersetzungsschlüssels zur Ableitung einer Bodenartenkarte aus den Daten der Bodenschätzung im Einzugsgebiet des Weiherbaches/Kraichgau mit Hilfe des Geographischen Informationssystems ARC/INFO*. Diplomarbeit, Lehrstuhl für Bodenkunde und Bodengeographie, Abteilung Bodenphysik der Universität Bayreuth, Bayreuth. (unveröff.).
- WESTERN, A. W. & BLÖSCHL, G. (1999): On the spatial scaling of soil moisture. *J. Hydrology* **217**(3): 203–224.
- WOOD, E. F., SIVAPALAN, M., BEVEN, K. & BAND, L. (1988): Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *J. Hydrology* **102**: 29–47.
- ZEHE, E. (1999): *Experimentelle Untersuchung und Modellierung des Stofftransports in der ungesättigten Bodenzone auf verschiedenen Skalen*. Dissertation, Fakultät für Bauingenieurwesen der Universität Karlsruhe.

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

Für die Einheiten finden folgende physikalische Grundgrößen Verwendung: L: Länge, T: Zeit, M: Masse, °K: Temperatur (Kraft ist also $M L T^{-2}$).

Symbol	Einheit	Bedeutung
A_{min}	$[L^2]$	Schwellenwert der Einzugsgebietsgröße
ANRH		Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
BMBF		Bundesministerium für Bildung und Forschung
BMDP		Bio Medical Data Package
CNES		Centre National d'Etudes Spatiales (Frankreich)
DMSP		Defense Meteorological Satellite Program
DVWK		Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau
HRV		High Resolution Visible
k_{sat}	$[LT^{-1}]$	gesättigte Leitfähigkeit
NASA		National Aeronautics and Space Administration (USA)
PBMR		Pushbroom Microwave Radiometer
PNUD		Programme des Nations Unies pour le Développement
SPOT		Système Probatoire d'Observation de la Terre
USGS		United States Geological Survey
A	$[L^2]$	durchflossene Fläche
AIRSAR		AIRborne Synthetic Aperture Radar
α_r	$[-]$	Boden- und gebietsspezifischer Parameter
AMI-SAR		C-Band Synthetic Aperture Radar
ASA		Aggregated Simulation Areas
AVIRIS		Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer
BK 82		Bodenkundliche Kartieranleitung 1982
c_a	$[LT^{-1}]$	Lichtgeschwindigkeit im Vakuum
c_s	$[LT^{-1}]$	Lichtgeschwindigkeit im Gegenstand
DGM		Digitales Geländemodell
DLR		Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt
e_{ap}	$[T^{-1}]$	apparent emissivity
ϵ	$[-]$	Dielektrizitätskonstante

Symbol	Einheit	Bedeutung
ERASME		Aperture Radar
ERS-1		European Resources Satellite
ESA		Eurpoean Space Agency
E-SAR		Experimental airborne Synthetic Aperture Radar
ESTAR		Electronically Scanned Thinned Array Radiometer
Et_a	[L]	Tatsächliche Evapotranspiration
Et_p	[L]	Potentielle Evapotranspiration
EZG		Einzugsgebiet
FAO		Food and Agricultural Organisation
GIS		GeoInformationsSystem
GTZ		Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit
H	[L]	Höhe
HAPEX		Hydrology-Atmosphere Pilot Experiment in the Sahel, 1990-1992
HK		Hauptkomponenten
HKA		Hauptkomponentenanalyse
H_Q	[L ³ T ⁻¹]	Abflussscheitelwert
HRU		Hydrological Response Units
I	[-]	Sohlneigung
I_g	[-]	Xerothermischer Index nach Gaussen
IHW		Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft
IK	[L]	Vorfeuchteindex
I_m	[-]	mittleres Gefälle des Hauptvorfluters
I_p	[-]	mittleres Gefälle des Einzugsgebietes
IRD		Institut de Recherche pour le Développement
ITC		Innertropische Konvergenzzone
JERS-1		Japanese Earth Resource Satellite
K_c	[-]	Kompaktizitätsindex nach Gravellius
k_{st}	[L ^{1/3} T ⁻¹]	Stricklerbeiwert
L'	[L]	Länge des Hauptvorfluters
M	[°K]	durchschnittliche Monatstemperatur des heissesten Monats
m	[°K]	durchschnittliche Monatstemperatur des kältesten Monats
MSS		Multi Spectral Scanner
M_{tr}	[-]	Anzahl der trockenen Monate
n	[-]	Refraktionsindex
N	[L]	Niederschlag
N_a	[L]	Jahresniederschlagssumme
$\overline{N_a}$	[L]	durchschnittlicher Jahresniederschlag
$N_a \text{ max}$	[L]	maximaler Jahresniederschlag
$N_a \text{ min}$	[L]	minimaler Jahresniederschlag
N_m	[L]	Monatsniederschlagssumme
PCA		Principal Component Analysis
pF	[M T ⁻² L ⁻¹]	Saugspannung
Ψ	[-]	Abflussbeiwert

Symbol	Einheit	Bedeutung
P_{Thies}	[L]	Gebietsniederschlag nach der Thiessenmethode
Q	[L^3T^{-1}]	Abfluss
Q_{pt}	[-]	Pluviothermischer Quotient nach Emberger
R	[L]	hydraulischer Radius
RADARSAT		Kanadischer Radarsatellit
RBS		Reichsbodenschätzung von 1935/1936
REA		Representative Elementary Area
r_L	[-]	mittlere relative Luftfeuchtigkeit
SAR		Synthetic Aperture Radar
SHE		Système Hydrologique Européen
σ_0	[-]	Rückstreukoeffizient
SIR-C/X-SAR		Shuttle Imaging Radar - C/X-Band
SPANS		Spatial Analysis System
SSM/I		Special Sensor Microwave Imager
T_a	[°C]	mittlere Jahrestemperatur
TANALYS		Programmpaket für die Topographische ANALYSe
T_B	[°K]	Brightness Temperature
TDR		Time Domaine Reflectometry
Θ	[-]	volumetrischer Wassergehalt
Θ_r	[-]	residualer Bodenwassergehalt
Θ_s	[-]	Wassergehalt bei Sättigung
TM		Thematic Mapper
VD	-	Vorfluterdichte
V_g	[L^3]	Bodenvolumen
V_w	[L^3]	Wasservolumen

A.2. Ergänzende Daten Weiherbach

A.2.1. Niederschlagsdaten

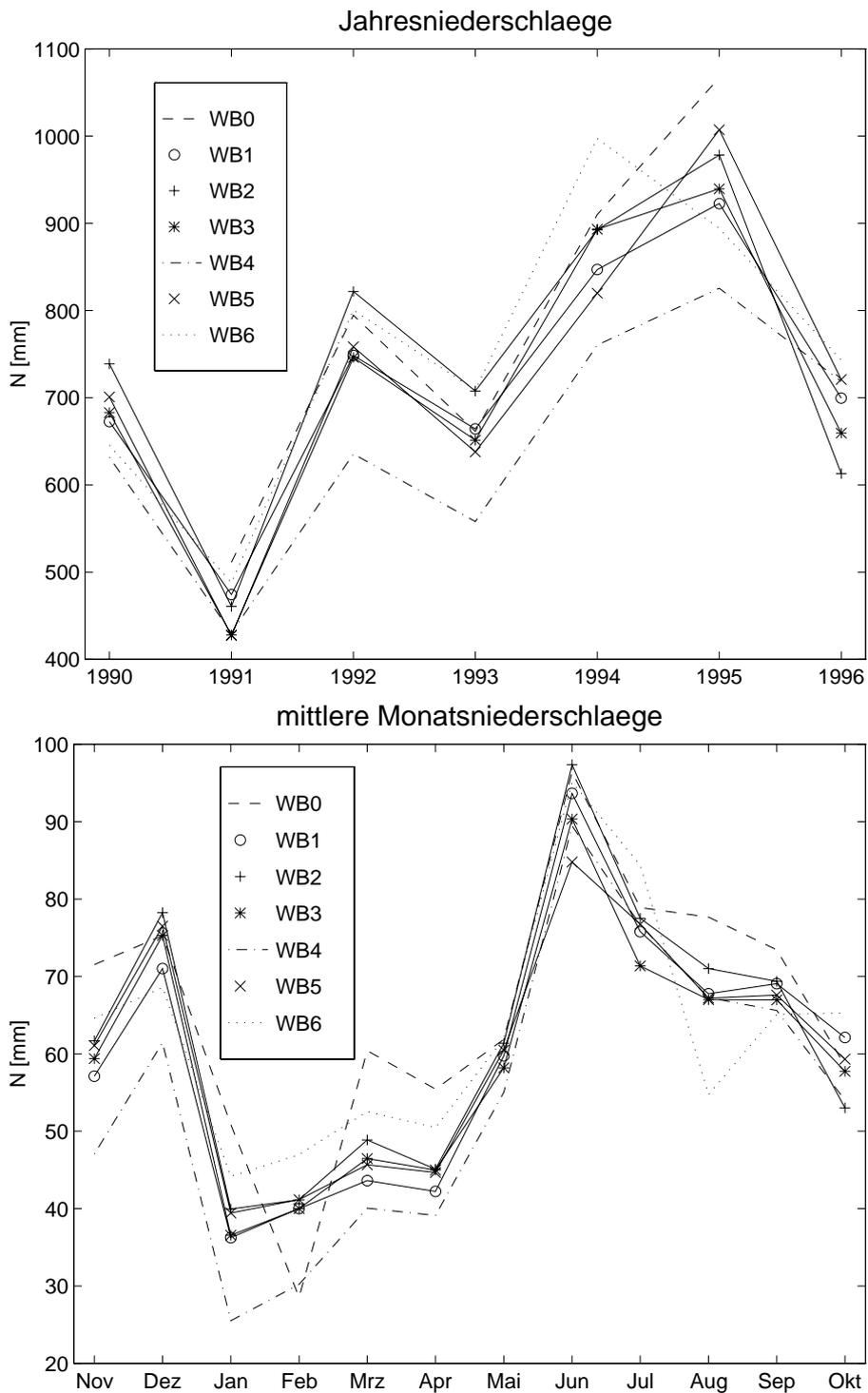


Abb. A.1.: Niederschlagscharakteristik der hydrologischen Jahre 1990 - 1996 im Weiherbachgebiet (aus MAURER, 1997)

A.2.2. Kartierungsschlüssel Landnutzungsklassen

Die folgende Tabelle listet die im Weiherbachgebiet unterschiedenen Landnutzungsklassen; in der ersten Spalte ist dabei die von MAURER (1997) verwendete zusammenfassende Reklassifikation angegeben.

Klasse	Datenbank-ID		Kultur
1 (Getreide, Gemüse)	SW*	45	Sommerweizen
	WW	1	Winterweizen
	SG	2	Sommergerste
	WG	3	Wintergerste
	HA	4	Hafer
	RO	5	Roggen
	DU	6	Durum
	DIN	19	Dinkel
	SSP	12	Sonderkultur Spinat
	SGE	13	Sonderkultur Gemüse
	SZI	17	Sonderkultur Zichorie/Gurken
	SER	14	Futtererbsen
2	MA	7	Mais
3	WR	8	Winterraps und Rüben
4 (Rüben)	FU	9	Futterrüben
	ZU	10	Zuckerrüben
5	SB	11	Sonnenblumen
6	ZWS	18	Zwischenfrucht (Senf)
7	LW	25	Laubwald

(Fortsetzung nächste Seite)

(Fortsetzung)

Klasse	Datenbank-ID		Kultur
8 (Grünland, Wiese, Weide)	SWN	15	Wein
	SOB	16	Obstanlage
	GIN	20	Grünland, intensiv
	GEX	21	Grünland, extensiv
	GWD	22	Viehweide
	B	23	Brachland
	FG	24	frisch gesät
	NIC	26	nicht kartiert
	BOE	27	Böschung
	FGR*	33	Flächenstillegung (Gras-Einsaat)
	FKG*	34	Flächenstillegung (Kleegras-Einsaat)
	FKL*	35	Flächenstillegung (Klee-Einsaat)
	FSB*	36	Flächenstillegung (selbstbegrünend)
	FSE*	37	Flächenstillegung (Senf-Einsaat)
	FSL*	38	Flächenstillegung
	GKG*	39	Kleegras
	GKL*	40	Klee
	GLU*	41	Luzerne
	GSO*	42	Grünland (Streuobstwiese)
	GWS*	43	Wiese
KA*	44	Kartoffel	
OR	46	unbekannt	
KA	99	keine Angaben	
9 (befestigt)	WEG	28	Weg, Straße
	WAS	29	Bach
	WEI	30	Weiher
	HOF	31	Hoffläche
	HAU	32	Haus
(*) erweiterter und korrigierter Kartierschlüssel ab 1993			

A.2.3. Bodenfeuchte

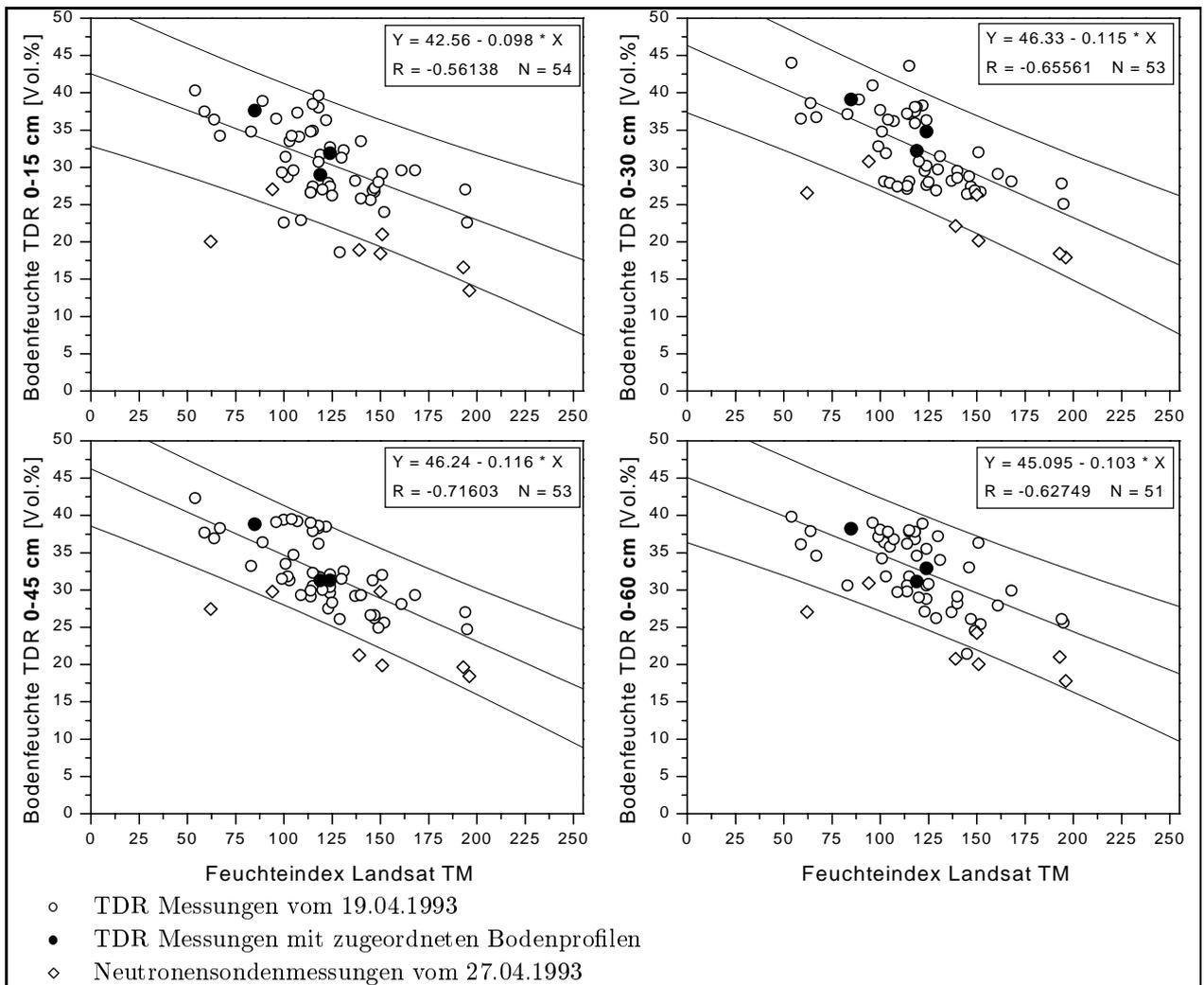
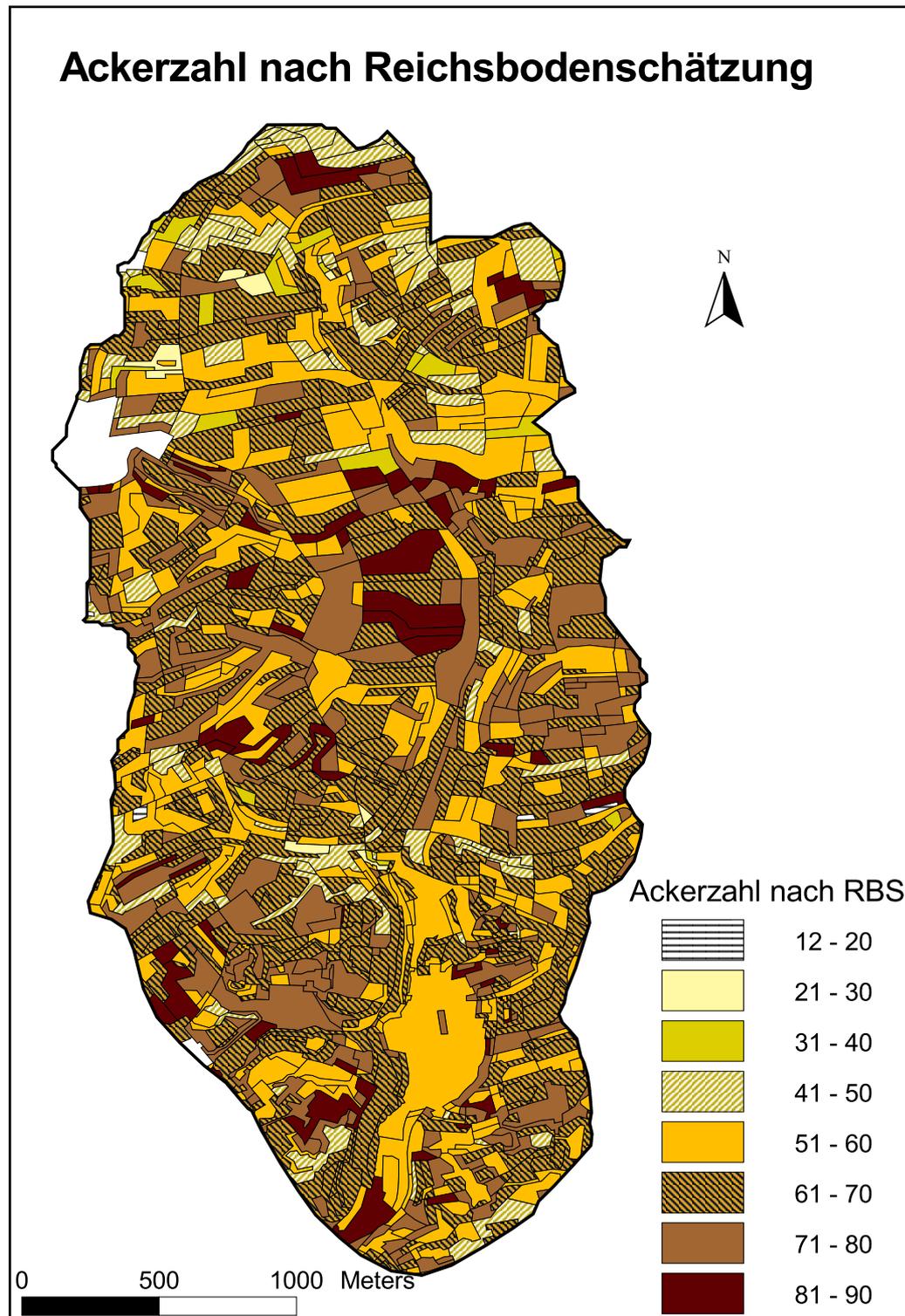


Abb. A.2.: Gegenüberstellung Landsat TM Feuchteindex vom **27.04.1993** und TDR Bodenfeuchtemessungen mit verschiedenen Sondenlängen vom **19.04.1993**.

Tab. A.1.: Bodenfeuchtemesspunkte, für die eine Korrektur der Zuordnung des Feuchteindex aus den Landsat TM Daten erfolgte

Pkt.Nr.	RW [m]	HW [m]	28.08.1991		27.04.1993	
			TM91F3 org	TM91F3 korr	TM93F3 org	TM93F3 korr
3	3481245	5446350	80	141		
2	3480925	5446158			175	115
5	3481805	5446063	175	137		
12	3481945	5445645	98	131		
14	3481412	5445455			75	137
16	3480625	5445185			60	103
17	3480918	5445345			123	147
23	3480600	5444900			137	152
24	3480735	5444723			255	168
30	3480695	5444520			153	105
31	3480660	5444345			93	123
33	3481530	5444490			132	85
41	3481372	5443920			91	54
42	3481515	5443570	141	120	140	107
47	3481165	5443305			147	100
52	3481240	5442872			185	115
63	3481225	5445015			60	129
67	3481255	5445875			163	120
82	3480605	5445645			76	140
84	3481445	5444950	99	120		
86	3481625	5445005	58	87		
89	3481345	5444432	127	139		
93	3481395	5443475			138	115
95	3481445	5442810	85	135		
97	3481773	5442675	116	168		

A.2.4. Ackerzahlen



(a)

Abb. A.3.: Ackerzahlen für das Weiherbachgebiet nach der Reichsbodenschätzung aus den Jahren 1935/36

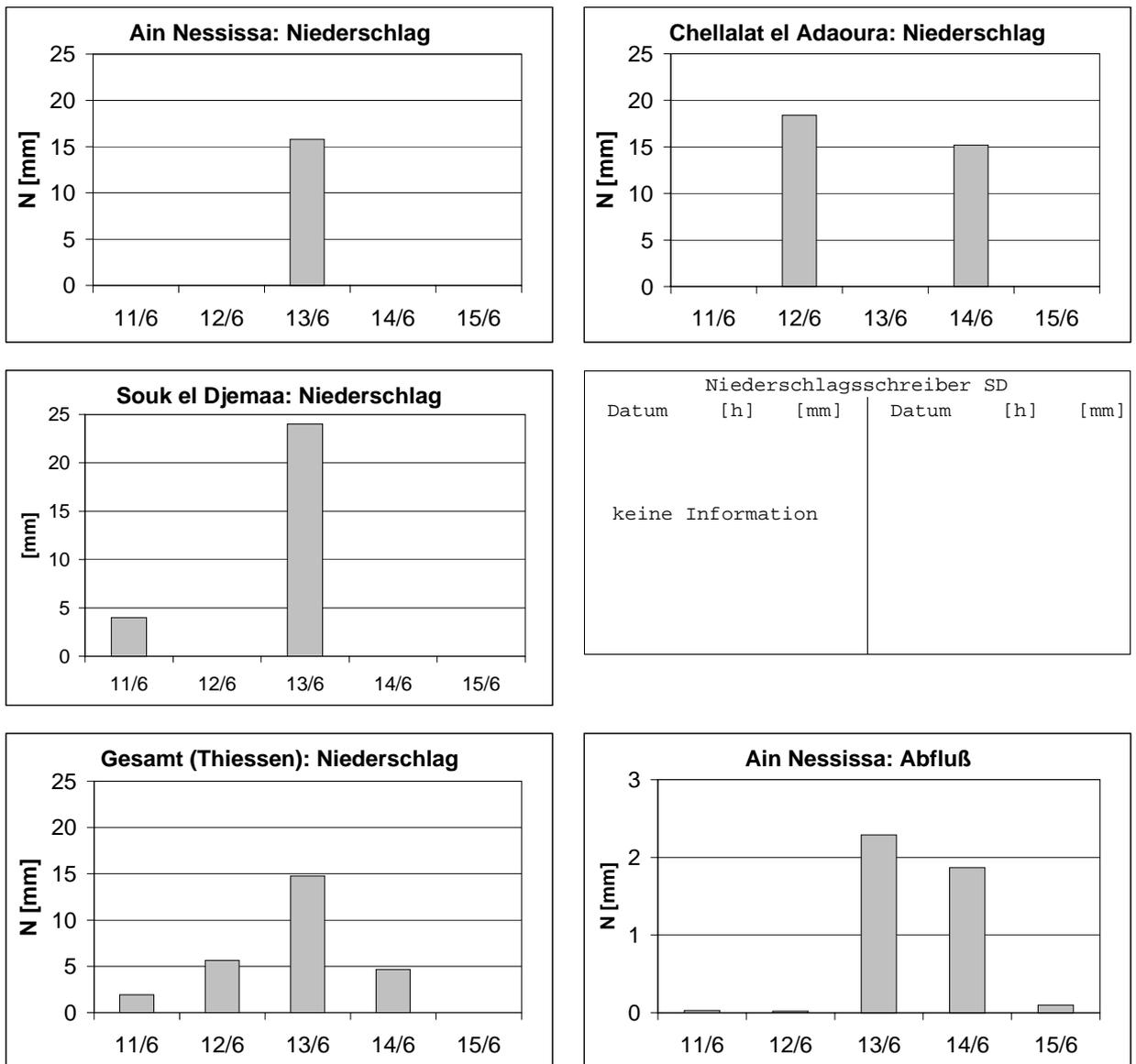
A.3. Ergänzende Daten Chott el Hodna

A.3.1. Niederschlagsdaten

Tab. A.2.: Jahressummen der Niederschläge im Einzugsgebiet des Chott el Hodna

Stationsname	Code	RW [m]	HW [m]	Höhe [m]	Ø [mm]	σ [mm]	Min [mm]	Max [mm]
Ain Nessissa	C050101	583250	290350	680	229	82	105	379
Souk el Djemaa	C050103	576900	304150	830	298	134	46	556
Dirah Centre	C050402	595350	299200	800	243	84	68	408
Ain Khermane	C050702	631200	240450	500	179	77	68	386
L'Aourane M.F	C050802	653400	295100	803	330	232	125	971
Medjana	C050906	677750	316200	1042	327	150	124	657
Ksob Barrage	C051005	668450	282100	580	232	64	108	367
Zemzach	C011102	567050	269050	830	184	93	18	400
BBA ANRH	C050905	685800	309950	922	299	92	33	476
Meida	C050502	618150	274650	532	161	69	60	305
Medjez	C050901	673350	289650	636	219	57	129	313
Ras el Oued ONM	C050907	710600	296500	1083	284	106.4	165	520
Msila Sar	C051002	667050	269050	480	202	70	84	338
Tarmount	C051009	643000	281300	602	204	63	98	313
Djebel Taref	C051010	649250	281300	592	206	63	97	342
Msila ANRH	C051004	667250	298850	471	194	86	57	355
Ain Boucif	C011104	540550	287800	1250	300	150	45	646
Chellalat el Adaoura	C050102	565000	293800	990	299	125	110	590
Draa el Hadjar	C050201	565650	271850	710	206	94	73	514
Beni Slimane	C090302	557200	322650	600	339	130	51	560
Bordj Khriss	C150202	614700	309900	750	265	120	41	515
N'gaous	C051306	764100	255100	750	219	107	17	467
Slim	C051703	594900	178200	1080	190	99	47	540
Cerfa el Ain	C051206	786100	266600	900	238	58	126	340
Haouara Djebel	C051207	788700	271300	900	204	64	102	310

A.3.2. Niederschlags- Abfluss- Ereignisse



**Abflußganglinie Ain Nessissa
13.06.70 - 14.06.70**

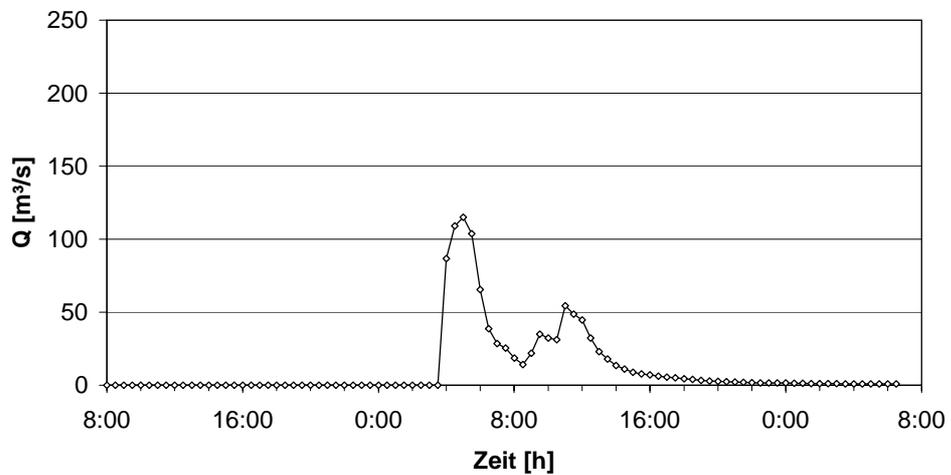
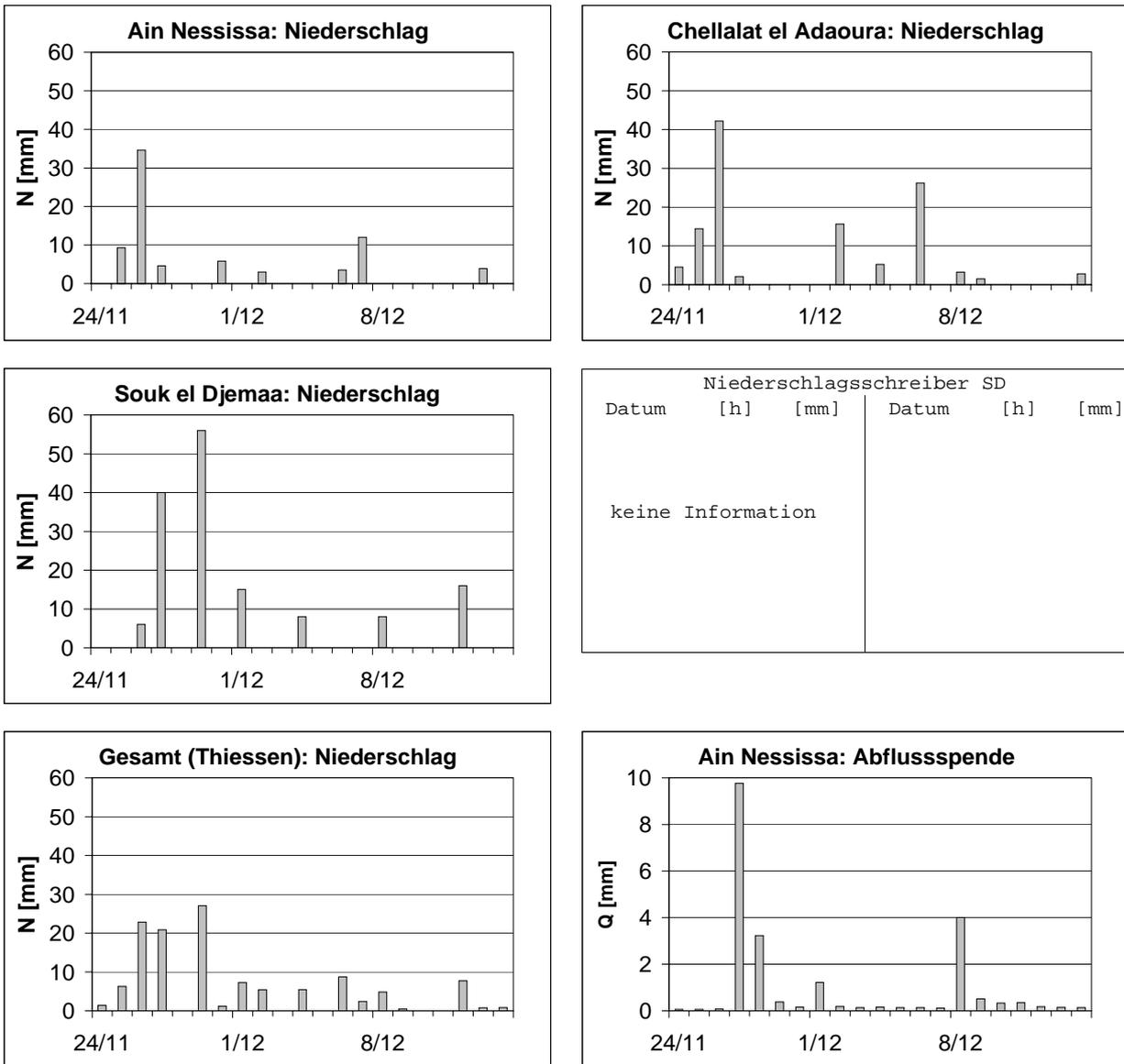


Abb. A.4.: Niederschlags-Abflussereignis Nr. 2 Station Ain Nessissa vom 11.06.70 - 15.06.70



**Abflußganglinie Ain Nessissa
27.11.71 - 28.11.71**

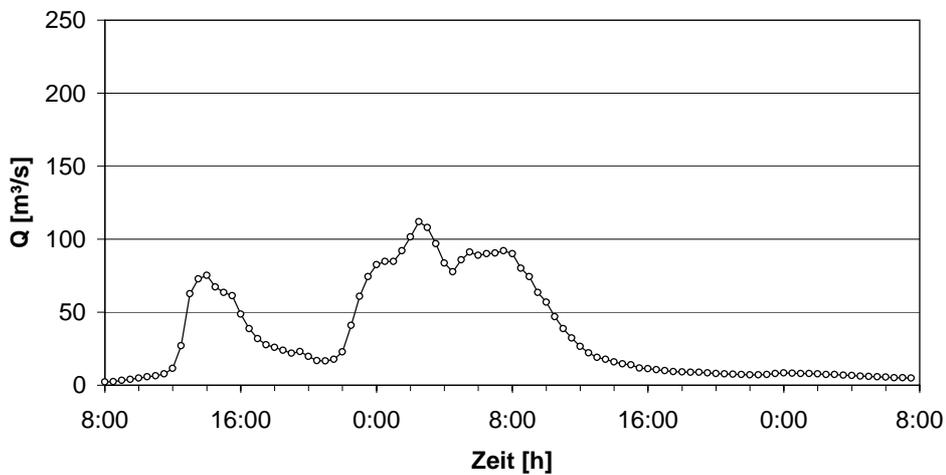
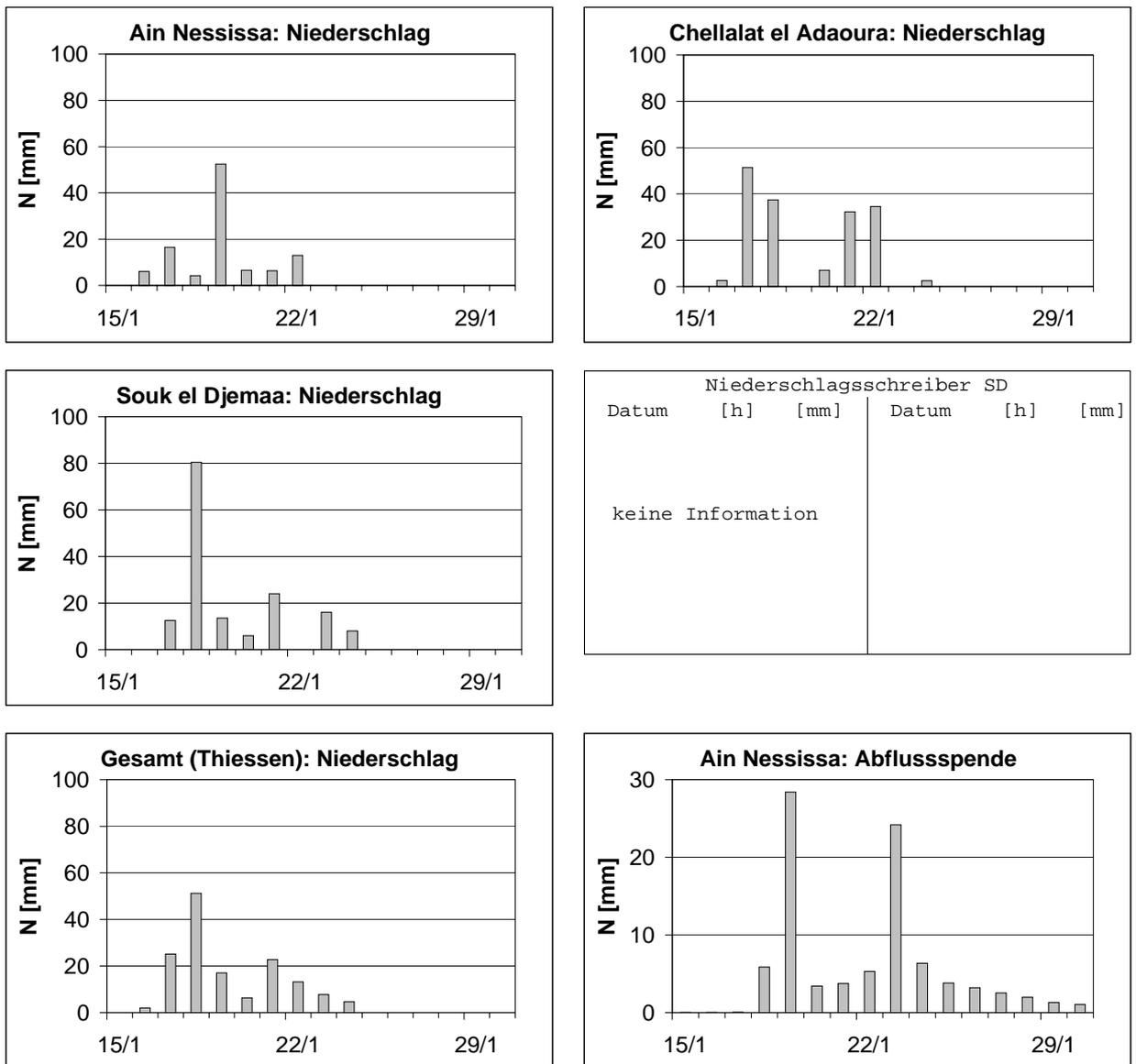


Abb. A.5.: Niederschlags-Abflussereignis Nr. 3 Station Ain Nessissa vom 24.11.71 - 14.12.71



**Abflußganglinie Ain Nessissa
18.01.72 - 20.01.72**

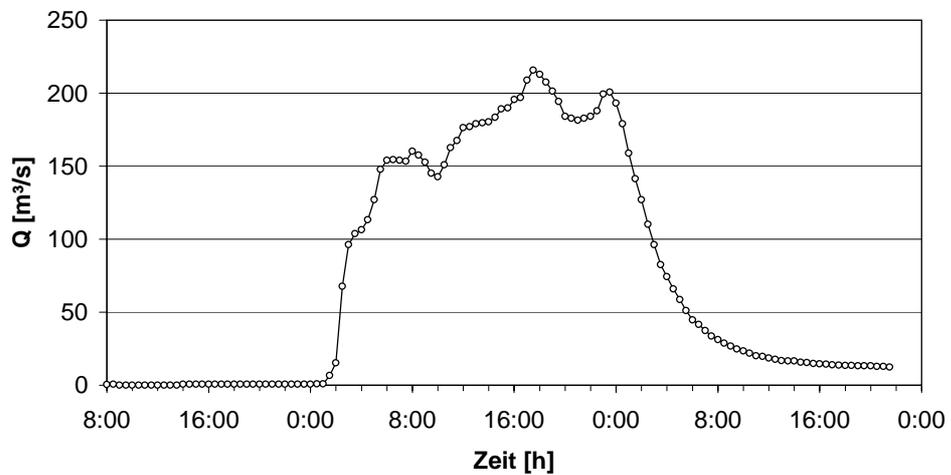
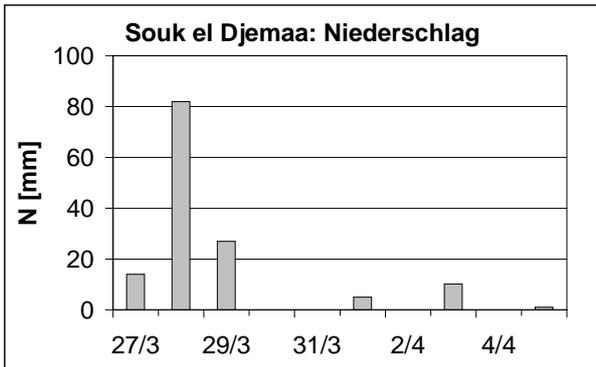
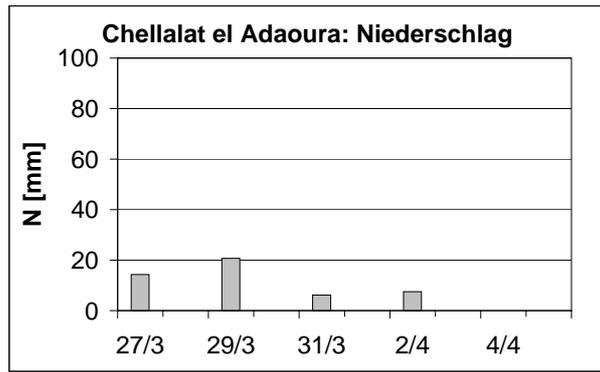
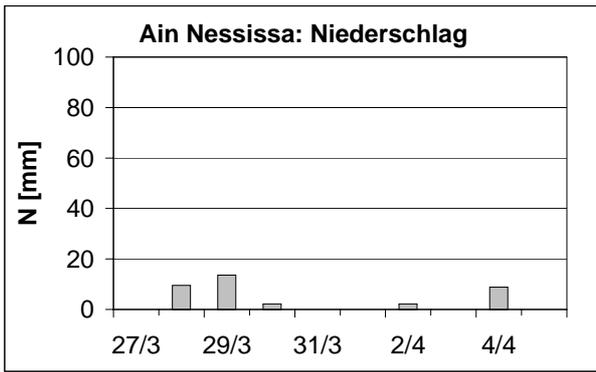
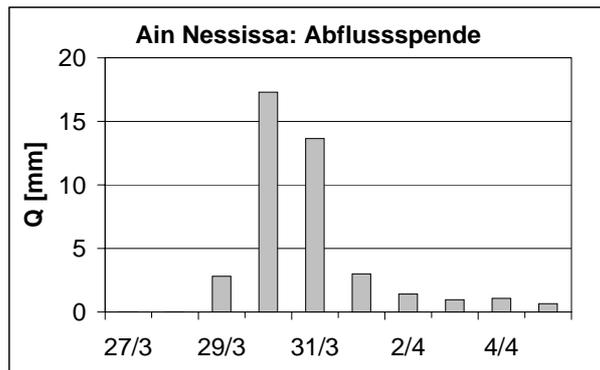
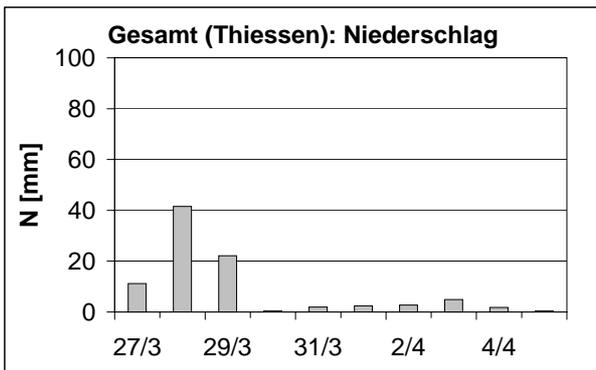


Abb. A.6.: Niederschlags-Abflussereignis Nr. 4 Station Ain Nessissa vom 15.01.72 - 30.01.72



Niederschlagsschreiber SD					
Datum	[h]	[mm]	Datum	[h]	[mm]
27.03	15h50	0.0	3.04	15h15	0.0
27.03	21h00	14.0	3.04	15h55	2.0
28.03	7h50	78.0	3.04	19h30	2.0
29.03	9h00	0.0	3.04	22h30	9.0
29.03	7h25	30.5	3.04	7h55	9.0
1.04	8h05	0.0	3.04	8h00	9.5
1.04	10h40	4.5	5.04	14h40	0.0
1.04	18h05	4.5	5.04	15h10	1.0
1.04	18h10	5.0			



Abflußganglinie Ain Nessissa
29.03.74 - 02.04.74

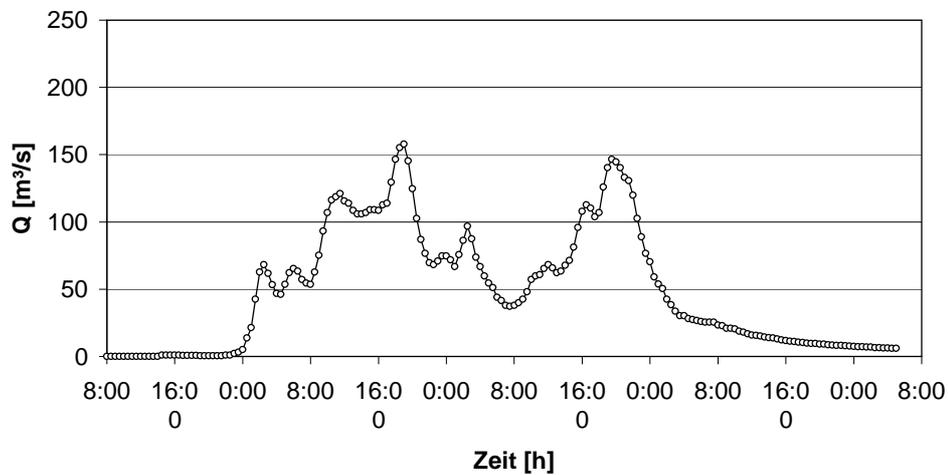
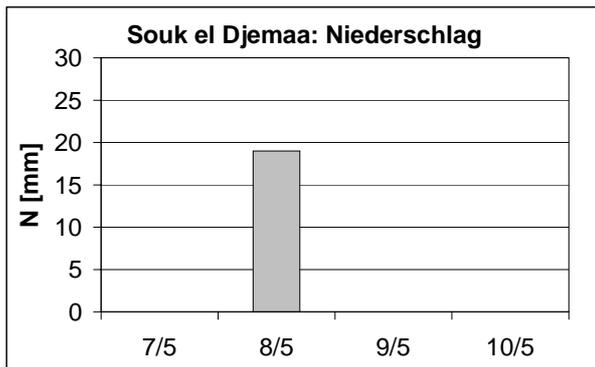
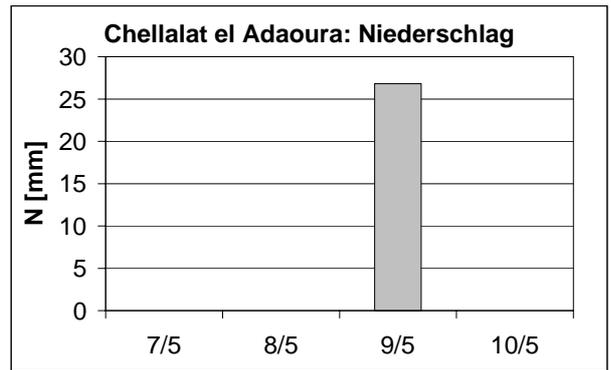
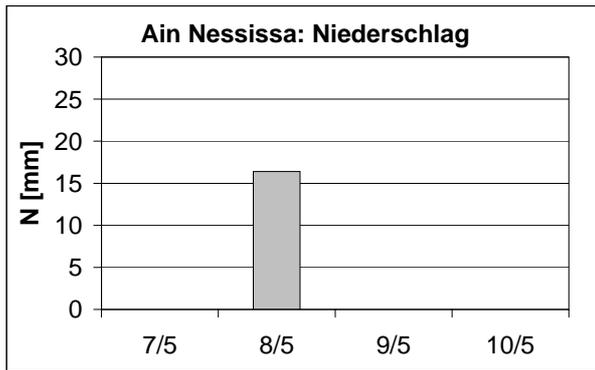
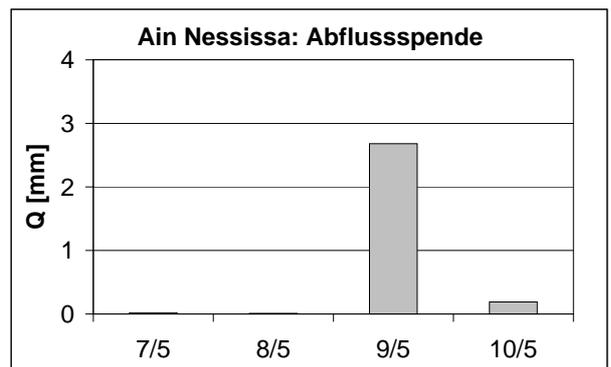
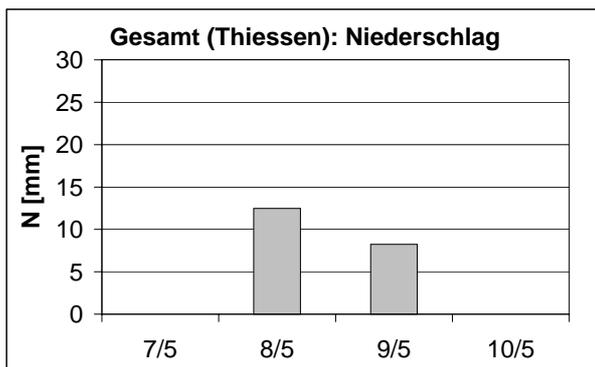


Abb. A.7.: Niederschlags-Abflussereignis Nr. 5 Station Ain Nessissa vom 27.03.74 - 05.04.74



Niederschlagsschreiber SD					
Datum	[h]	[mm]	Datum	[h]	[mm]
6.05	21h45	0.0			
6.05	01h25	2.5			
9.05	15h45	0.0			
9.05	17h55	17.0			



Abflußganglinie Ain Nessissa
09.05.75 - 10.05.75

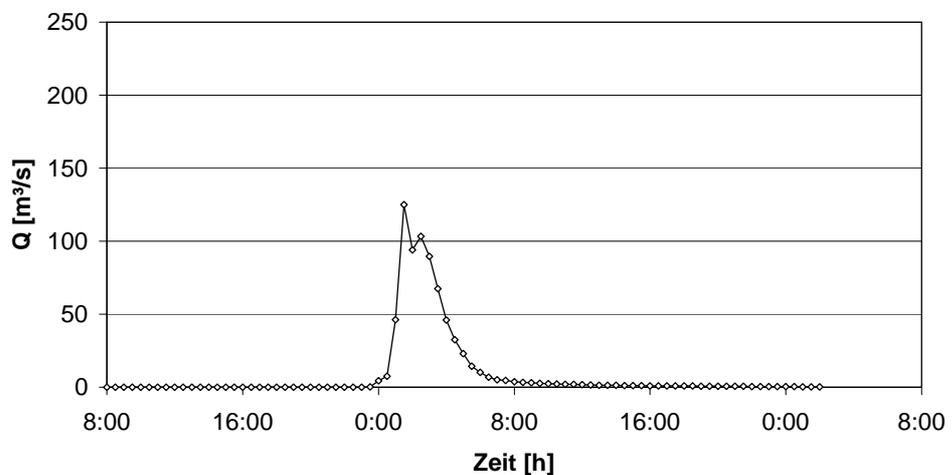
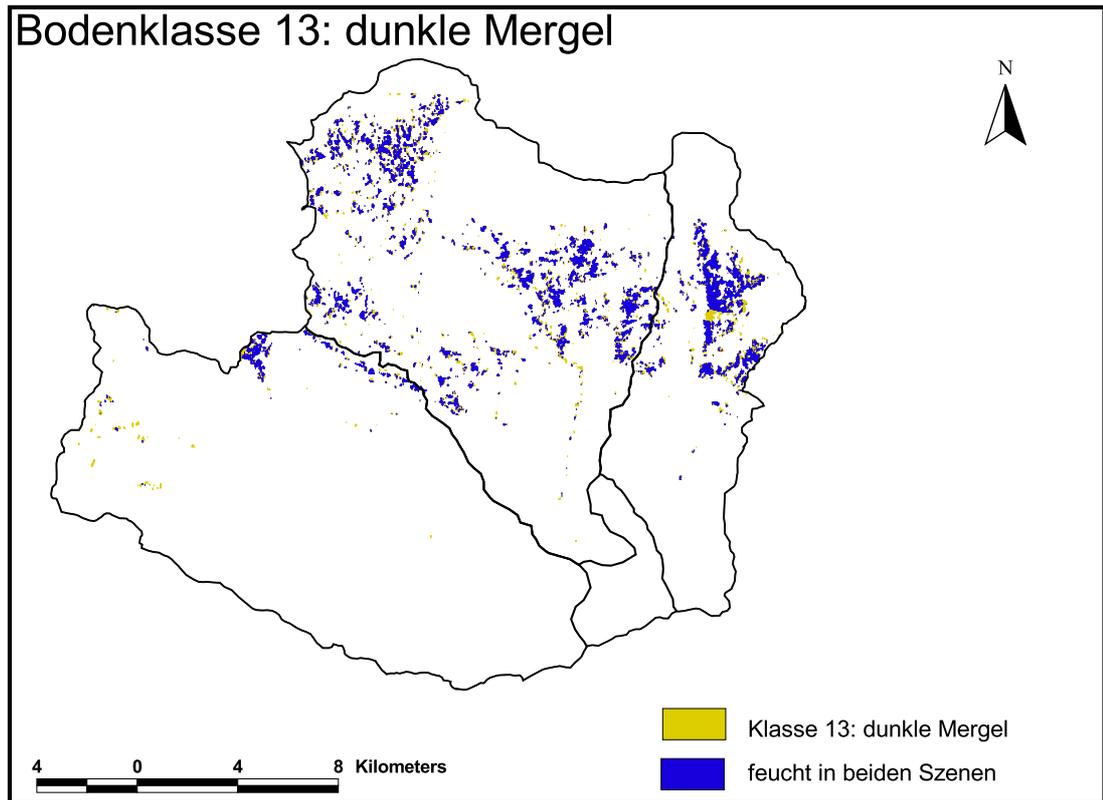
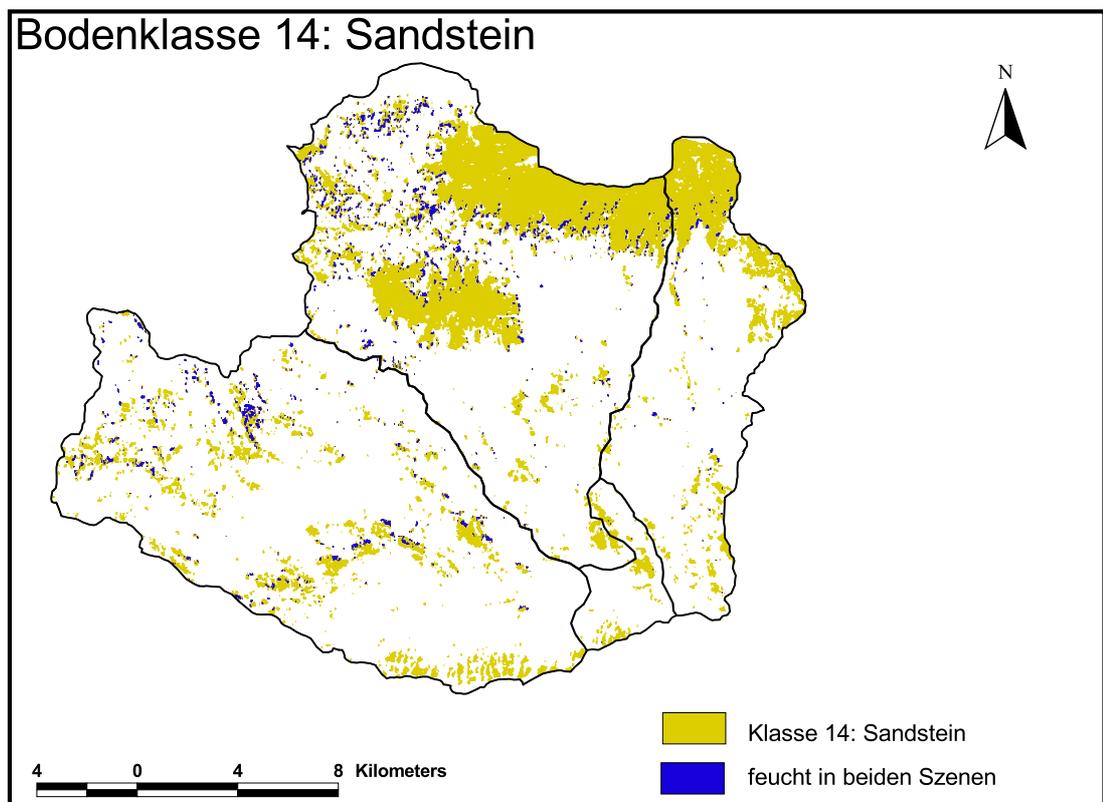


Abb. A.8.: Niederschlags-Abflussereignis Nr. 6 Station Ain Nessissa vom 07.05.75 - 10.05.75

A.3.3. Verteilung der feuchten Flächen der verschiedenen Bodenklassen im Einzugsgebiet der Station Ain Nessissa

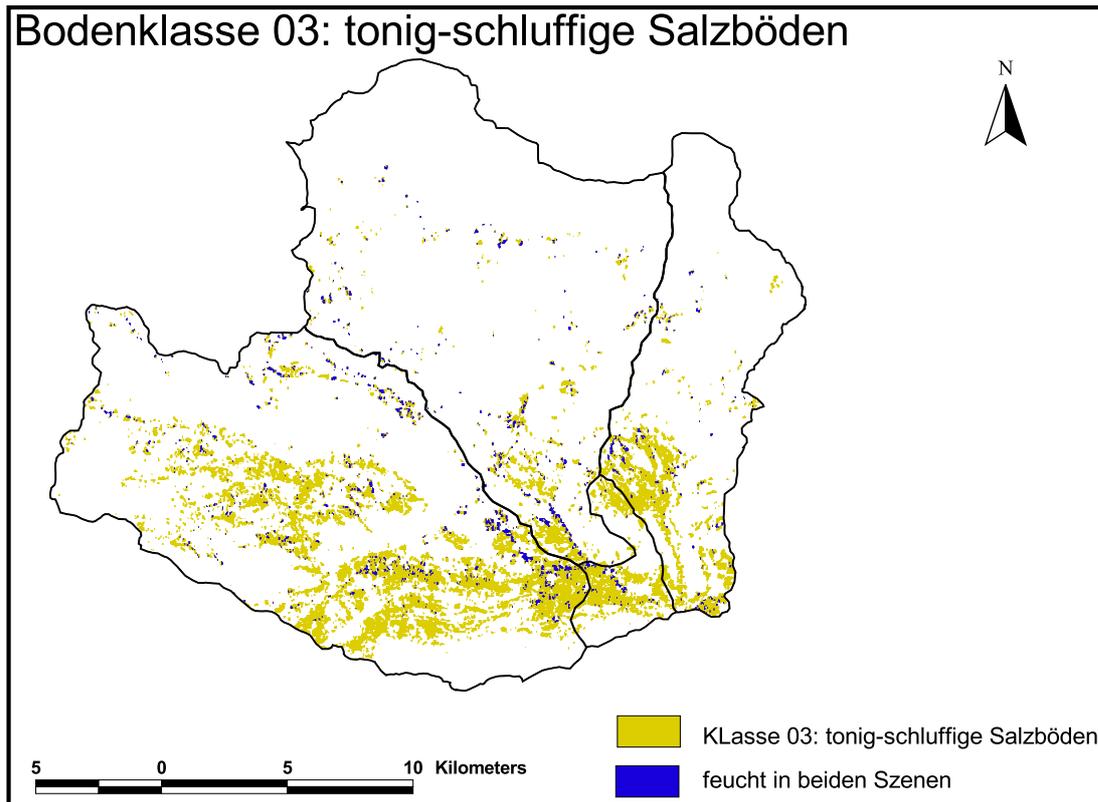


(a)

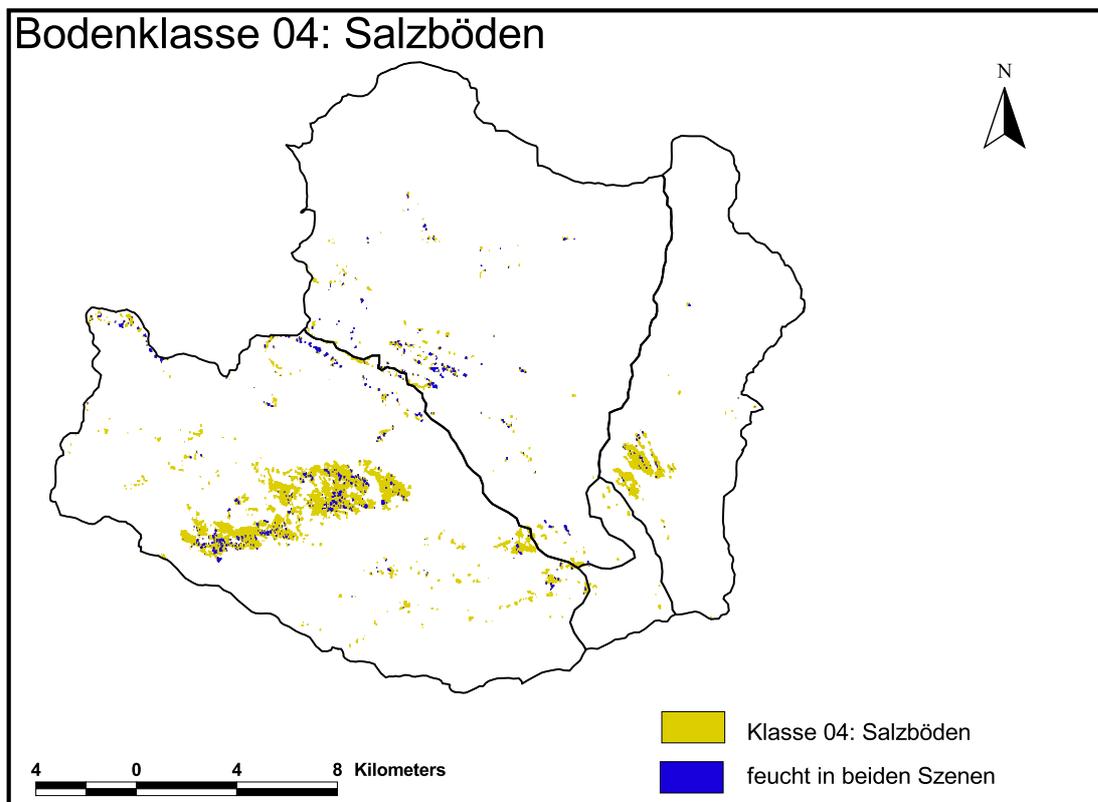


(b)

Abb. A.9.: Verteilung der feuchten Flächen der Klassen dunkle Mergel (a) und Sandstein (b)

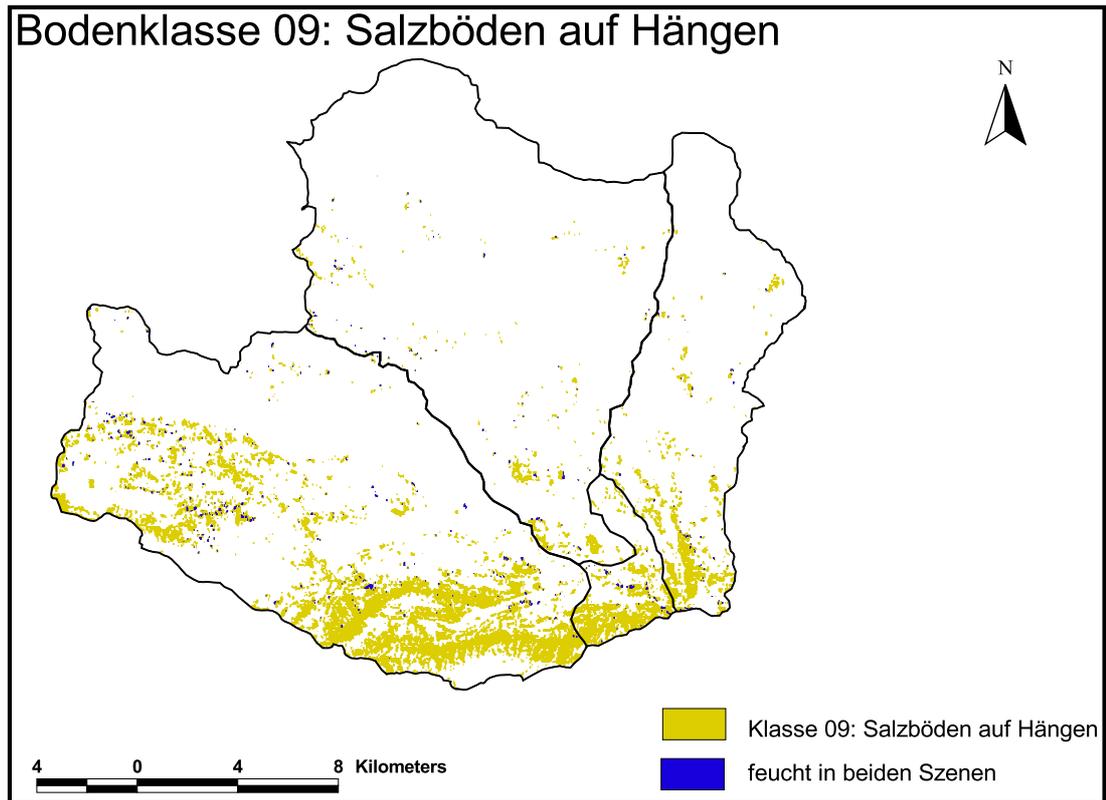


(a)

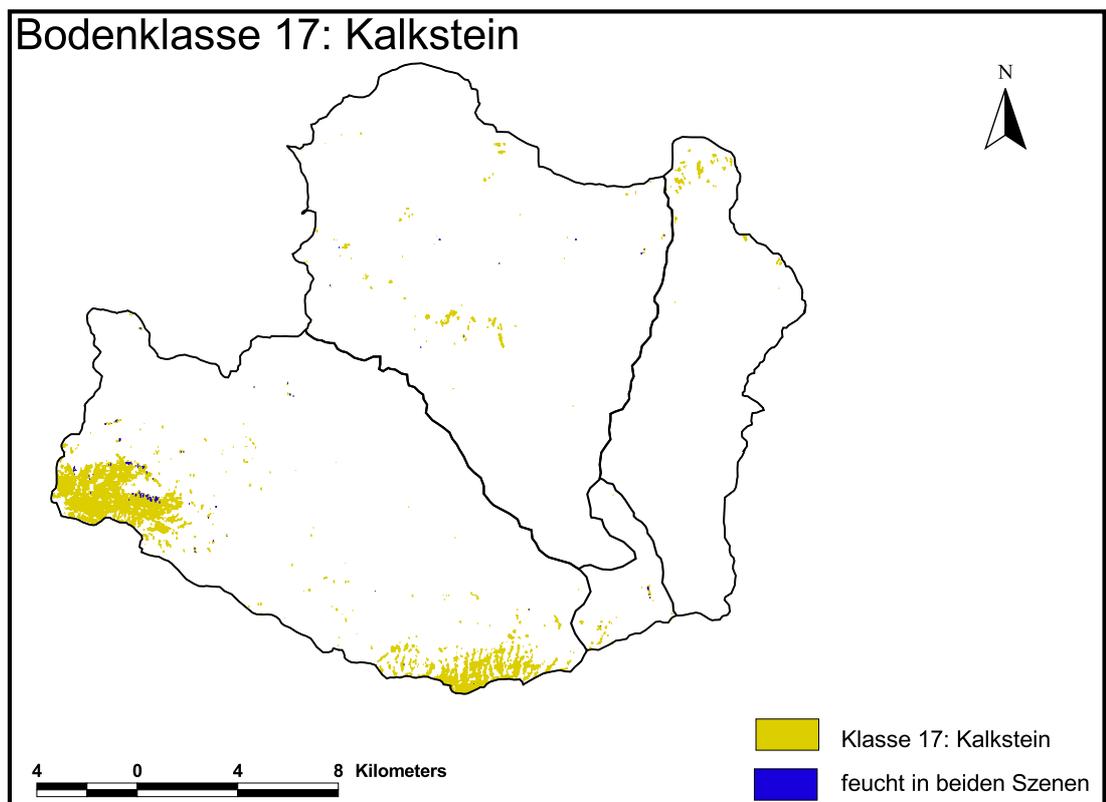


(b)

Abb. A.10.: Verteilung der feuchten Flächen der Klassen tonig-schluffige Salzböden (a) und Salzböden (b)



(a)



(b)

Abb. A.11.: Verteilung der feuchten Flächen der Klassen Salzböden auf Hängen (a) und Kalkstein (b)

Lebenslauf

Stefan Belz

02.12.1966	geboren in Karlsruhe
09/1972 - 07/1976	Grundschule in Karlsruhe
09/1976 - 05/1985	Gymnasium in Karlsbad-Langensteinbach
07/1985 - 09/1986	Grundwehrdienst in Lahnstein
10/1986 - 09/1988, 10/1989 - 03/1993	Studium des Bauingenieurwesens an der Universität Karlsruhe (TH), Vertieferrichtung Wasserbau
09/1988 - 07/1989	ERASMUS-Stipendium der Europäischen Union zum Studium am Institut National des Sciences Appliquées, Villeurbanne, Frankreich
09/1989 - 03/1993	Wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe (TH)
10/1990 - 04/1991	Vororteinsätze im Rahmen des GTZ-Projektes: Integrierter Ero- sionsschutz im Einzugsgebiet des Oued Mina, Algerien
05/1993 - 04/1999	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe (TH)
05/1999 - 07/1999	Gutachterliche Tätigkeit für die Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit, GTZ, GmbH
seit 08/1999	Projektsteurer bei THOST Projektmanagement für Bauten und Anlagen, Pforzheim

Bisher erschienene Mitteilungen aus dem Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik

- Heft 154/1968 ° Ein Beitrag zur Erforschung von örtlichen Auskolkungen hinter geneigten Befestigungsstrecken in Abhängigkeit der Zeit; E. Mosonyi, B. Schoppmann
- Institutsberichte über die Modellversuche seit 1962
- Institutsberichte über die Exkursionen des Lehrstuhls für Wasserbau und Wasserwirtschaft seit 1965; E. Mosonyi, B. Schoppmann
- Heft 155/1969 ° Kolkbildung in feinen oder leichten Sohlmaterialien bei strömendem Abfluß; J.W. Dietz
- Heft 156/1969 ° Widerstandskräfte und Energiedissipation bei Verteilerklötzen im Wechselsprung; R. Muser
- Schwebstoffführung feinsandiger Wasserläufe; St. Bruk
- Heft 157/1969 ° Widerstand schräg angeströmter Rechengitter; J. Zimmermann
- Untersuchungen zur Durchströmung des Kraghammer Sattels an der Biggetalsperre nach neuentwickelten Methoden der Felshydraulik; W.Wittke, Cl. Louis
- Heft 158/1970 ° Hydrodynamik der nichtstationären Dränung; G. Karadi, J. Gyuk, R.A. Williams
- An Experimental Study of Thin-Sheet Flow over Inclined Surfaces; O.N. Wakhlu
- Schiffsträgheitskräfte als Indikator für die Güte von Schleusenfüllsystemen; E. Mosonyi, R. Muser
- Schwall- und Sunkerscheinungen aus Schleusenbetrieb in Schiffahrtskanälen; Maßnahmen zur Sicherung des Schiffahrtsbetriebes; R. Muser, G. Meder
- Beitrag zur Berechnung von Schleusenfüllungen; H.H. Bernhart
- Spitzenmaßstab und L-O-Integrator, ein Gerät zur genauen Messung des Wasserspiegels in Modellversuchen; W. Götz, K. Schwedes
- Turbulenzmessungen in Wasser mit Heißfilmanemometer; B. Schoppmann
- Messung von Größe und Richtung der mittleren Geschwindigkeit in einem zweidimensionalen Strömungsfeld; K. Schwedes
- Parameterfreie statistische Methoden zur Analyse von Datenreihen; H. Eggers
- Dreidimensionale, anisotrope Kluftwasserströmung; W. Wittke
- Heft 159/1972 ° Ein Verfahren zur Richtungs- und Betragsbestimmung von Vektoren mittlerer Strömungsgeschwindigkeit einer turbulenten Strömung; K. Schwedes, H. Weiher
- Hydraulische Stabilität bei Wasserkraftanlagen; H. Berge
- Land Reclamation Projects as Essential Elements of Economic Development Programmes; G.E. Papadopoulos
- Institutsberichte über die Modellversuche und Forschungsarbeiten seit 1969
- Institutsberichte über die Exkursionen des Lehrstuhls für Wasserbau und Wasserwirtschaft seit 1969

- Heft 160/1973 ° Das Widerstands-Kapazitätsnetzwerk zur Simulation instationärer Grundwasserströmungen; A. Widmer
- Der elektrolytische Trog zur Lösung stationärer dreidimensionaler Grundwasserströmungsfälle; U. Stentzel, K. Schwedes
- Standfiltermodelle mit und ohne Überströmung zur Untersuchung von Selbstdichtungsmechanismen an Gewässersohlen; S.G. van Riesen
- Anhang
Veröffentlichungen, Vorträge, Dissertationen der Abteilung für Kulturtechnische Untersuchungen (Lehrgebiet Landwirtschaftlicher Wasserbau) auf dem Gebiet der Grundwasserforschung
- Heft 161/1974 ° Strömungs- und Transportmechanismen einer fortschreitenden Auskolkung; B. Schoppmann
Water Resources Development in the U.A.R.; F. Nicola
- Heft 162/1974 ° Dünnschichtabfluß auf stark geneigter Ebene; G. Karantounias
- Die Entwicklung der Sparschleusen des Main-Donau-Verbindungskanals mit besonderer Betrachtung der Sparschleuse Leerstetten; R. Muser
- Neuere Methoden für die Analyse hydrologischer Systeme; G.M. Karadi
- Die Impedanz eines axial oszillierenden Sphäroids in einem nicht zusammendrückbaren Medium; R.Y.S. Lai, G.M. Karadi
- Heft 163/1975 ° Sekundärströmungen in aufeinanderfolgenden Gerinnekrümmungen; W. Götz
- Darstellung von skalaren Zustandsfeldern in beliebigen Kontrollräumen und ihre Nutzungsanwendung in der Hydrostatik mit Hilfe eines neuen Verfahrens der Vektoranalysis; M. Spielbauer
- Die Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit für deutsche Flußgebiete; D. Koberg, H. Eggers, W. Buck
- Drei Jahrzehnte operationelle Hydrologie; E. Walser
- Heft 164/1976 ° Einfluß der Schließzeit auf die Druckstoßtransmission durch Wasserschlösser; H.H. Bernhart
- Verstärkung und Erhöhung von Betonstaumauern; E. Vallarino
- Heft 165/1976 ° Die Auswahl des Bemessungshochwassers als ein Entscheidungsproblem unter Risiko und Ungewißheit; W. Buck
- Heft 166/1977 ° Einfluß von Sickerströmungen auf den Geschiebetransport; K.E. Wedemann
- Heft 167/1979 ° Der Einfluß seltener Ereignisse bei der Bestimmung der Hochwasserwahrscheinlichkeit; H. Eggers
- Statistisch erzeugte Serien von Hochwasserwellen; S. Weingärtner
- Heft 168/1982 ° Strömungscharakteristiken in einem Kanal mit 180°-Krümmungen; W. Siebert
- Bestimmung des Bemessungshochwassers mit Hilfe der Clusteranalyse; W. Kiefer

- Heft 169/1982 Entwurfskriterien zur Schleusenplanung; H.H. Bernhart
- Heft 170/1984 Druckerhöhungen durch instationäre Vorgänge in Schiffsschleusen mit großen Stufenhöhen; P.M. Schmelzle
- Heft 171/1984 Beitrag zur Hydromechanik von Schwall- und Sunkwellen; N. Göbel
- Heft 172/1985 Abschiedskolloquium zu Ehren von Herrn Prof. Dr.-Ing. Dr.rer.techn., Dr.sc.h.c., Dr.-Ing. E.h., Dr.sc.h.c., Dr.sc.h.c. E. Mosonyi
- Heft 173/1986 ° Vor- und Nachteile des naturnahen Gewässerlaufes im Vergleich zu kanalisierten Fließgewässern; H. Willy
- Heft 174/1986 Naturnahe Umgestaltung ausgebauter Fließgewässer
Beiträge zum Wasserbaulichen Kolloquium am 14.02.1986 in Karlsruhe
- Heft 175/1986 ° Naturnahe Umgestaltung ausgebauter Fließgewässer Projektstudie; K. Kern, I. Nadolny
- Heft 176/1987 ° Der Einfluß von Querströmungen auf ein Schiff bei beschränkten Fahrwassertiefen; F. Bakowies
- Heft 177/1988 Zur Bemessung von Geschiebeabzügen; G.M. Kley
- Heft 178/1988 ° Hydraulik der kontinuierlichen und intermittierenden Furchenbewässerung; ein hydrodynamisches Modell; M. Awwad
- Heft 179/1990 Sturzwasserbewässerung. Bewässerung mit Niederschlagswasser ohne Zwischenspeicherung im Sahel; W. Klemm
- Heft 180/1991 Beiträge zur naturnahen Umgestaltung von Fließgewässern
- Heft 181/1991 ° Naturgemäße Bauweisen von Sohlenbauwerken und Fischaufstiegen zur Vernetzung der Fließgewässer; R.-J. Gebler
- Heft 182/1991 Untersuchungen zum Stabilitätsverhalten von Gerinnesohlen; A. Dittrich, M. Rosport, O. Badde
- Heft 183/1993 Der Einfluß der Belüftung auf die Kavitationserosion; N. Eisenhauer
- Heft 184/1993 Nicht als Institutsmitteilung erschienen, als Buch erhältlich beim Springer Verlag: Grundlagen naturnaher Gewässergestaltung. Geomorphologische Entwicklung von Fließgewässern; K. Kern
- Heft 185/1993 Ausbauoptimierung dezentraler Wasserkraftsysteme; H. Hildebrand
- Heft 186/1994 Turbulente, abgelöste Zweischichtenströmung über Sohlswellen in einem offenen Rechteckgerinne; U. Kertzsch
- Heft 187/1994 Untersuchung des Niederschlags- und Abflußgeschehens im westafrikanischen Sahel. Abschätzung des Wasserdargebots aus kleinen Einzugsgebieten mittels stochastischer Methoden unter Verwendung von Satellitenbilddaten; W. Tauer
- Heft 188/1994 Bedarfsprognosen als Basis der Steuerungsoptimierung von Wasserversorgungssystemen; S. Ates

- Heft 189/1994 Morphologie und Hydrologie naturnaher Flachlandbäche unter gewässertypologischen Gesichtspunkten - Gewässermorphologische und hydrologische Grundlagen für naturgemäßen Wasserbau und ökologische Gewässerentwicklung; I. Nadolny
- Heft 190/1994 Ein Erosionsmodell mit räumlich und zeitlich veränderlicher Rillenmorphologie; M. Schramm
- Heft 191/1995 Oberflächenabfluß und Bodenerosion in Kleineinzugsgebieten mit Mergelböden unter einem semiariden mediterranen Klima; D. Gomer
- Heft 192/1995 Typologische und morphologische Untersuchungen an Bergbächen im Buntsandstein-Odenwald; G. Humborg
- Heft 193/1997 Die Oberrheinkorrektion in Baden - Zur Umweltgeschichte des 19. Jahrhunderts; T. Löbert
- Heft 194/1997 Erosionsprozesse auf Lößböden: Experimente und Modellierung; K. Gerlinger
- Heft 195/1997 Synthese von biologischer und wasserbaulicher Analyse zur Bewertung von renaturierten Fließgewässern der Oberrheinebene; S. Kiene
- Heft 196/1997 Fließwiderstand und Sohlstabilität steiler Fließgewässer unter Berücksichtigung gebirgsbachtypischer Sohlstrukturen; M. Rosport
- Heft 197/1997 Ein Finite-Punkte-Verfahren für stationäre zweidimensionale Strömungen mit freier Oberfläche; C.J. Du
- Heft 198/1998 Wechselwirkung Morphologie/Strömung naturnaher Fließgewässer; A. Dittrich
- Heft 199/1999 Entwicklung naturnaher Gewässerstrukturen - Grundlagen, Leitbilder, Planung; J. Scherle
- Heft 200/1999 Zwei-Schichtenströmungen über Sohlenschwellen bei intern überkritischer Strömung; Y. Wang
Hydraulic Design Considerations for Low- and High-Head Gates; E. Naudascher
- Heft 201/1999 Numerische Simulation von Staustufenketten mit automatisiertem Betrieb; S. Theobald
- Heft 202/1999 Der Einfluß von kurzen Gehölzstreifen auf den Hochwasserabfluß in Flüssen mit gegliedertem Querschnitt; K. Becker
- Heft 203/1999 Typisierungskonzept zur Festlegung einer ökologisch begründeten Mindestwassermenge; M. Scherer
- Heft 204/1999 Inseln und deren Widerstandsverhalten in Fließgewässern; A. Maryono
- Heft 205/1999 Boden- und Wasserschutz in landwirtschaftlich genutzten Gebieten der Mata Atlântica Brasiliens; M. Kunzmann
- Heft 206/2000 Nutzung von Landsat Thematic Mapper Daten zur Ermittlung hydrologischer Parameter; S. Belz
- Bestellungen an: Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik
Universität Karlsruhe
Kaiserstrasse 12
76128 Karlsruhe
Tel.: (0721) 608 2194
Fax: (0721) 60 60 46
e-mail: franz.nestmann@bau-verm.uni-karlsruhe.de

