

Hydrogeologie im *Aguima* Einzugsgebiet in Benin/Westafrika

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch–Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich–Wilhelms–Universität Bonn

vorgelegt von

Thorsten Faß

aus

Troisdorf

Bonn, Mai 2004

„Zur Einsicht in den geringsten Teil, ist
die Übersicht über das Ganze nötig“
(Johann Wolfgang Goethe)

Ich versichere an Eides statt, dass ich
diese Arbeit selbstständig ausgeführt
habe und keine außer den angegebene-
nen Hilfsmitteln verwendet habe.

Bonn, 21. Mai 2004

Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit handelt von der Analyse eines lokalen, hydrogeologischen Systems in den subhumiden, wechselfeuchten Randtropen im westafrikanischen Benin. Ziel war es, die hydrogeologischen und hydrochemischen Eigenschaften eines ca. 30 km² messenden Untersuchungsgebiets zu charakterisieren, zu qualifizieren und zu quantifizieren, um so ein konzeptionelles hydrogeologisches Modell zu erstellen, das die Ausgangsbasis für weitergehende Forschungen auf der regionalen Skala liefern soll. Im Vordergrund stand hierbei insbesondere, Prozessverständnis für das hydrogeologische System zu erhalten und zu ermitteln, auf welche Weise und in welcher Quantität Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet stattfindet. Hierfür wurde entsprechend der Zielsetzung ein breiter, hydrogeologischer Ansatz gewählt. Neben TDR-Bodenfeuchtesonden, Saugkerzen, Grundwasserbeobachtungsbohrungen und Markierungsversuchen wurden in einem großräumigen Messnetzwerk auf der lokalen Skala in interdisziplinärer Zusammenarbeit mit Hydrologie, Geografie, Bodenkunde, Biologie, Meteorologie und Pflanzenernährung unter anderem Abflusspegel, Tensiometer, Lysimeter, Klimastationen und Erosionsparzellen installiert, um so alle relevanten Parameter des Wasserkreislaufes untersuchen zu können.

Die Dissertation ist eingebettet in das interdisziplinäre Forschungsprojekt IMPETUS (Integratives Management-Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika), das gemeinsam von den Universitäten Bonn und Köln durchgeführt wird. Das IMPETUS Projekt ist Teil des GLOWA (Globaler Wasserkreislauf) Schwerpunktprogramms der Bundesrepublik Deutschland, dessen Forschungsziel die Entwicklung integrierter Strategien für eine nachhaltige und vorausschauende Bewirtschaftung von Wasser und Gewässern im regionalen Maßstab ist. Seit Mitte 2000 werden intensive Studien zum Wasserhaushalt im westafrikanischen Benin durchgeführt. Im IMPETUS Projekt werden die wesentlichen Aspekte des hydrologischen Kreislaufs intensiv im Einzugsgebiet des Ouémé (~ 14 000 km²) untersucht. In den ersten drei Jahren sollten auf lokalem Maßstab (~ 30 km²) detaillierte und fundierte Erkenntnisse zum Prozessverständnis erarbeitet werden, die dann in den folgenden Projektphasen regionalisiert und parametrisiert werden sollen.

In diesem Kontext konnte die Existenz zweier unterschiedlicher Aquifere hierbei mittels hydrochemischer- und isotopenanalytischer Techniken belegt werden: ein Kluftgrundwasserleiter im migmatitischen Grundgebirge und ein temporär gesättigter Aquifer in der hangenden, saprolitischen Verwitterungszone. Beide Aquifere haben unterschiedliche Grundwasserneubildungsmechanismen. Über die Analyse der Bodenfeuchteentwicklung im Arbeitsgebiet konnte für den Verwitterungszonenaquifer belegt werden, dass hier Grundwasserneubildung nur durch aktuelle Niederschläge während der Regenzeit stattfindet. Der Sickerwassertransport über präferentielle Fließwege durch einen lateritischen Aquitard hindurch nimmt hierbei eine Schlüsselrolle ein. Das Grundwasser im migmatitischen Basementaquifer weist

bedeutend längere Verweilzeiten auf, was durch hydrochemische Analysen eindeutig belegt wird. Zwischen beiden Aquiferen finden nur marginale Austauschprozesse statt. Die Grundwasserneubildung des Basementaquifers kann nicht im Untersuchungsgebiet stattfinden, sondern muss, basierend auf der Analyse von Umweltisotopen ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ und Tritium), außerhalb der Untersuchungsgebietes auf größeren, regionalen Skalen stattfinden.

Gerinneabfluss, der im Arbeitsgebiet nur während der Regensaison vorkommt, wird hauptsächlich aus dem Niederschlag und zu einem signifikanten Anteil aus Interflow aus dem Verwitterungszonenaquifer gespeist. Der Basementaquifer hat keinen bedeutenden Anteil am Gebietsabfluss.

Im Hinblick auf die Zugänglichkeit von trinkbarem Süßwasser stellt die saprolitische Verwitterungszone eine nicht zu unterschätzende Alternative für die örtliche Bevölkerung dar. Obwohl hier eine Wassersättigung ausschließlich während bestimmter Phasen der Regenzeit (August bis Oktober) gegeben ist und die Förderleistung mit ca. $0.2 \text{ m}^3/\text{h}$ vergleichsweise gering ist, sprechen die relativ einfache Zugänglichkeit (Abteufen von Bohrungen im Handverfahren möglich, d. h. auf schweres und somit teures Bohrgerät kann verzichtet werden) und die vergleichsweise gute Wasserqualität (niedriger Salzgehalt) für die Eignung als Trinkwasserreservoir auf lokaler Ebene. Ein hinreichender Schutz vor anthropogenen Verunreinigungen durch den überlagernden, gering durchlässigen Laterit-Horizont, sowie eine relativ schnelle Aufsättigung während der Regenperioden unterstützen zudem eine Eignung als nützliche, zusätzliche lokale Trinkwasserquelle.

Die Arbeit wurde finanziell gefördert vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF), Förder-Kennziffer 01 LW 0301A und vom Ministerium für Wissenschaft und Forschung des Landes Nordrhein-Westfalen (MWF), Förder-Kennziffer 223-21200200.

Abstract

This focus of this study is the analysis of a local hydrogeological system in the subhumid outer tropics in the western African country of Benin. The aim was to characterize, qualify and quantify the hydrogeological and hydrological properties of the approx. 30 km² big study area and to develop a conceptual hydrogeological model. This model should provide the basis for further studies on a regional scale. The main goal was to obtain the process knowledge of the hydrogeological system and to determine the process and the quantity of the groundwater recharge in the working area. According to the objectives, a broad hydrogeological approach was chosen. In a spacious network on the local scale TDR probes, suction cups and groundwater observation bores were installed. Also in a multidisciplinary cooperation with hydrology, geography, soil science, biology, meteorology and plant nutrition sciences, instruments like discharge gauging stations, tensiometers, lysimeter, climate stations, runoff plots and erosion pins were installed in the test site for the investigation of the relevant parameters of the hydrological cycle.

This Ph.D. thesis is part of the interdisciplinary research project IMPETUS (integrated approach to the efficient management of scarce water resources in West Africa), which is hosted in cooperation by the universities of Bonn and Cologne, Germany. The IMPETUS project is part of the German BMBF (Federal Ministry of Education and Research) project "Global change of the water cycle" (GLOWA), which focuses on the development of integrated strategies for a sustainable and foresighted management of water and watercourses on the regional scale. In the west African country of Benin intensive research about the water cycle have been performed since mid of the year 2000. In the IMPETUS project the fundamental aspects of the hydrological cycle are under an intensive examination in the catchment of the river Ouémé (~ 14,000 km²). On the local scale of an approx. 30 km² catchment, the *Aguima* catchment, detailed and fundamental process knowledge should be developed during a first three-year period of the project. This knowledge is then intended to be regionalized and parameterized in the following stages of the project.

In this context, the existence of two different aquifers was demonstrated by hydrochemical and isotopic water analyses: a deeper, fractured basement aquifer and an overlying shallow, temporarily saturated aquifer in a weathered saprolite zone. Both aquifers have different recharge modes. The saprolitic weathered zone aquifer is only recharged by actual precipitation during the wet season. This was proven by soil moisture analyses. Preferential flow is one of the key processes in the context of the flow system in this temporarily saturated vadose zone. The groundwater in the migmatitic basement aquifer has longer residence times compared to the weathering zone aquifer clearly depicted by the hydrochemical data. There is no or only minor interaction between both aquifers. The recharge of the basement

aquifer cannot take place in the local research area but has to occur in other regions and on other, more regional scales due to the results of isotopic labeling.

In the working area, surface runoff occurs only during rain season and is mainly fed by precipitation and a significant amount of interflow from the saprolite aquifer. The contribution of the basement aquifer to the surface runoff is inconsiderably low.

In respect to the freshwater availability, the temporarily saturated aquifer in the weathered zone provides great potential as a resource of fresh water for the local rural population. Its mineral content is reasonably low due to leaching processes in the weathering zone during past geological times. Proven by a pumping test, the weathered saprolite acts as a leaky aquifer system with a lateritic strengthened horizon as an overlying low permeability zone. Although the specific yield with values in the range of 0.2 m³/h is quite small, the excellent accessibility due to a low depth below ground surface and the sufficient protection against anthropogenic contamination by the lateritic horizon as a geogene barrier on the top, makes this aquifer a potential alternative as a local fresh water resource.

Résumé

L'objectif de cette étude est l'analyse d'un système hydrogéologique local en milieu subtropical semi-humide situé au Bénin. Le but a été de caractériser qualitativement et quantitativement les propriétés hydrogéologiques et hydrologiques d'une zone d'étude d'approximativement 30 km² et de développer un modèle hydrogéologique conceptuel. Ce modèle fournira les bases pour des études ultérieures à une échelle régionale. Le principal but a été d'obtenir les informations nécessaires des processus du système hydrogéologique et de déterminer les processus de recharge et de quantifier celle-ci pour la zone de travail. Selon ces objectifs, une approche hydrogéologique globale a été choisie. Dans un large réseau à l'échelle locale des sondes TDR, des « suction cups » et des piézomètres ont été installés. Aussi, grâce à une coopération pluridisciplinaire avec les domaines de l'Hydrologie, de la Géographie, des Sciences du sol, de la Biologie et de l'Agronomie, des instruments comme des lysimètres, des tensiomètres, des lysimètres, des stations climatiques, des « runoff plots », et des « erosion pins » ont été installés dans le site-test pour l'étude des paramètres impliqués dans le cycle hydrologique.

Cette thèse de 3^{ème} cycle a été effectuée au sein du projet de recherche interdisciplinaire IMPETUS (Approche Intégrée pour la Gestion Efficace des Ressources en Eau en Afrique de l'Ouest) qui est mené en collaboration par les universités de Bonn et de Cologne en Allemagne. Le projet IMPETUS fait parti du projet GLOWA « Changement global du cycle de l'eau » financé par le German BMBF (Ministère fédéral de l'éducation et de la recherche) qui se concentre sur le développement de stratégies intégratives pour une gestion durable de l'eau et des cours d'eau à une échelle régionale. Au Bénin, d'intensives recherches sur le cycle de l'eau ont été menées depuis l'année 2000. Dans le projet IMPETUS, les aspects fondamentaux du cycle hydrologique ont été étudié intensivement dans le bassin versant de la rivière de Ouémé (~ 14 000 km²). A une échelle locale, au niveau du bassin versant d'*Aguima* d'approximativement 30 km², les connaissances détaillées des processus fondamentaux ont du être développées au cours de la première phase de trois ans du projet. Ces connaissances ont pour but d'être régionalisées et paramétrisées dans les prochaines étapes du projet.

Dans ce contexte, l'existence de deux différents aquifères est démontrée par les analyses hydrochimiques et isotopiques des eaux : un aquifère profond et fracturé et un aquifère supérieur, temporairement saturé et développé dans la zone altérée de Saprilité. Les deux aquifères présentent des modes de recharge différents. L'aquifère de la zone altérée saprolitique est seulement rechargé par les précipitations actuelles lors des saisons humides, ceci ayant été prouvé par l'analyse de l'humidité des sols. L'écoulement superficiel est l'un des éléments clés du système d'écoulement de cette zone vadose temporairement saturée. Les eaux souterraines de l'aquifère du socle migmatitique montrent un temps de

résidence supérieur comparé à l'aquifère de la zone altérée, ce qui est clairement démontré par les données hydrochimiques. Il n'y a pas ou peu d'interactions entre les deux aquifères. Selon la signature isotopique des eaux, la recharge de l'aquifère inférieur du socle ne s'effectue pas directement dans la zone local d'étude mais dans les régions alentours à une échelle plus régionale.

Dans la zone d'étude, les écoulements de surface apparaissent seulement lors des saisons des pluies et sont principalement alimentés à la fois par les précipitations et par des écoulements de sub-surface non négligeables provenant de l'aquifère saprolitique. La contribution de l'aquifère du socle aux écoulement de surface est insignifiante.

En ce qui concerne la disponibilité des eaux douces, l'aquifère temporairement saturé de la zone altérée représente un grand potentiel pour la ressource en eau pour les populations rurales locales. Les teneurs en minéraux sont raisonnablement faibles du aux processus de lessivage de la zone altérée depuis les temps géologiques. Prouvés par des essais de pompage, la saprolite altérée joue comme un aquifère pouvant être alimenté par percolation au travers d'une couche endurcie de latérites ayant une faible perméabilité et qui le recouvre. Bien que le rendement est assez faible avec des valeurs de l'ordre de 0,2 m³/h, l'excellente accessibilité du a une faible profondeur sous la surface et la protection suffisante contre les contamination anthropologiques par l'horizon de latérites jouant le rôle d'une barrière geogene, fait de cet aquifère une potentielle alternative pour une ressource locale d'eau douce.

Dank

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des IMPETUS Westafrika Projektes und wurde finanziell gefördert vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF), Förder-Kennziffer 01 LW 0301A und vom Ministerium für Wissenschaft und Forschung des Landes Nordrhein-Westfalen (MWF), Förder-Kennziffer 223-21200200.

Mein besonderer Dank gilt Frau Prof. Dr. Barbara Reichert, Arbeitsgruppe Hydrogeologie am Geologischen Institut der Universität Bonn, für die Anregung zu dieser Arbeit, die wissenschaftliche Begleitung, die stete Diskussionsbereitschaft und das mir gewährte Vertrauen in der Bearbeitung des gestellten Themas. Herrn Dr. Kai Witthüser gilt mein besonderer Dank für die fachliche Unterstützung, zahlreiche Anregungen und die Hilfe im Gelände.

Ganz besonderer Dank gilt dem „A2-Team“, Dipl.-Geogr. Simone Giertz, Dipl.-Biol. Birte Junge und Dr. Helge Bormann für die konstruktive und fruchtbare Zusammenarbeit im Gelände und in Bonn und die vielen wertvollen wissenschaftlichen Diskussionen. Danke!

Herrn Dipl.-Phys. W. Stichler sei für die Analyse der Isotopenproben bei der GSF in Neuherberg und seine wertvollen Kommentare und Anregungen gedankt.

Dem Projektmanagement, allen voran Prof. Dr. P. Speth, Prof. Dr. B. Diekkrüger und Dr. M. Christoph sei gedankt für Ihren Einsatz für das Projekt und die Kompetenz und Unterstützung bei den vielen verwaltungstechnischen Dingen.

Ein ganz besonderer Dank gilt Frau Dr. Elisabeth van den Akker, der Projektkoordinatorin vor Ort in Benin, ohne die einiges sehr schwierig und vieles unmöglich gewesen wäre!

Danken möchte ich auch dem Laborpersonal am Geologischen Institut in Bonn, Herrn Harald Schmidt, Frau Bettina Schulte-van Berkum, Frau Camilla Kurth, Frau Strauß und Herrn Rainer Schwartz sowie den verschiedenen studentischen Hilfskräften. Dank sei auch den Geographischen und den Chemischen Instituten, sowie dem Institut für Pflanzenernährung der Universität Bonn für die Unterbringung der Analytik-Geräte während der „kurzen“ Periode der Renovierung der eigenen Labore im Geologischen Institut gegeben.

Herrn Dipl. Geol. Sébastien Cappy danke für interessante Diskussionen und seine Hilfe bei der Erstellung des französischen Résumé.

Herrn Dipl.-Geol. Folkert Bauer danke ich ganz besonders für die Bearbeitung verschiedener Fragestellungen, insbesondere des Tracerversuches in der ungesättigten Bodenzone und seine wertvolle Hilfe im Gelände und Labor.

Herrn Dr. Andreas Fink und Herrn Dipl.-Ing. Horst Behrends danke ich für deren Anregungen und Diskussionen, ebenso Herrn Dr. Hans-Peter Tamm und Frau Dipl.-Biol. Bettina Ortman. Den Einwohnern von Dogué gebührt Dank für ihre Hilfe und Zusammenarbeit bei den Arbeiten vor Ort. Insbesondere Françoise und Emanuel „DeGaulle“ Chaby.

Meiner Freundin Anke Hoffmann und meinen Eltern danke ich für Ihre Unterstützung, ohne die diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	i
Abstract	iii
Résumé	v
Dank	vii
Inhaltsverzeichnis	viii
Abbildungsverzeichnis	xii
List of figures	xv
Tabellenverzeichnis	xviii
List of tables	xix
Notation	xx
1 Einleitung	1
1.1 EINFÜHRUNG UND FRAGESTELLUNG	1
1.2 PROJEKTRAHMEN	2
1.3 ZIELSETZUNG DIESER ARBEIT	7
1.4 THEMATISCHER AUFBAU DER ARBEIT	7
2 Beschreibung des Untersuchungsgebietes	9
2.1 LAGE, UND ABGRENZUNG DES ARBEITSGEBIETES	9
2.2 KLIMATISCHE SITUATION	10
2.3 REGIONALGEOLOGISCHER ÜBERBLICK	11
2.4 GEOLOGISCHE SITUATION IM ARBEITSGEBIET	13
2.4.1 <i>Kristallines Grundgebirge</i>	13
2.4.2 <i>Saprolitische Verwitterungszone</i>	15
2.5 GEOMORPHOLOGIE UND BODENBILDUNG	17
2.5.1 <i>Geomorphologie</i>	17
2.5.2 <i>Böden und Bodenbildung</i>	18
2.6 HYDROGEOLOGISCHE SITUATION	20
2.7 MESSNETZ	21
2.7.1 <i>Interdisziplinäres lokales Beobachtungsmessnetz</i>	21
2.7.2 <i>Regionales Messnetz</i>	21
2.8 VERSUCHSSTANDORTE	22
2.8.1 <i>Versuchsstandort FE01</i>	22
2.8.2 <i>Versuchsstandort FE02</i>	25
2.8.3 <i>Versuchsstandorte GWB1, GWB2 und GWB3</i>	26

3	Untersuchungsmethodik	28
3.1	WASSERPROBEN	28
3.1.1	<i>Probenahme</i>	28
3.1.2	<i>Hydrochemische Laboranalysen</i>	29
3.2	WASSERSTOFF- UND SAUERSTOFFISOTOPE	30
3.2.1	<i>Messtechnik, Standards und Fehlerbereich</i>	30
3.2.2	<i>Vorkommen</i>	31
3.2.3	<i>Fraktionierungsprozesse</i>	31
3.3	BODENPROBEN.....	35
3.3.1	<i>Probenahme</i>	35
3.3.2	<i>Bodenphysikalische Untersuchungen</i>	35
3.3.2.1	<i>Gesättigte Durchlässigkeit</i>	36
3.3.2.2	<i>Ungesättigte Durchlässigkeit</i>	36
3.3.3	<i>Geochemische Laboruntersuchungen</i>	39
3.4	BODENFEUCHTE	39
3.4.1	<i>Methodik</i>	39
3.4.2	<i>Bodenfeuchtemessungen im Gelände</i>	40
3.5	MARKIERUNGSVERSUCHE	42
3.5.1	<i>Saugkerzenmethode</i>	43
3.5.2	<i>Einbau und Beprobung der Saugkerzen</i>	45
3.5.3	<i>Markierungsmittel (Tracer)</i>	47
3.5.4	<i>Versuchsdurchführung</i>	48
3.5.4.1	<i>Ungesättigte Zone</i>	48
3.5.4.2	<i>Gesättigte Zone</i>	49
3.5.5	<i>Laboranalyse</i>	50
3.5.6	<i>Modellanpassung</i>	50
3.6	HYDRAULISCHE UNTERSUCHUNGEN	53
3.6.1	<i>Pumpversuch</i>	53
3.7	GRUNDWASSERNEUBILDUNG.....	55
3.7.1	<i>Grundlagen der Wasserbilanz</i>	55
3.7.2	<i>Ermittlung der Änderung der Bodenwassersäule aus der Bodenfeuchteentwicklung in der ungesättigten Zone</i>	56
3.7.3	<i>Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate aus der Wasserbilanz</i>	56
3.7.4	<i>Potenzialkonzept</i>	57

4	Texturelle und geochemische Charakterisierung der Bodenproben	58
4.1	KÖRNUNG, BODENARTEN.....	58
4.2	BODENPHYSIKALISCHE EIGENSCHAFTEN	64
4.2.1	<i>Bodenkundliche Kenngrößen</i>	64
4.2.2	<i>Gesättigte Durchlässigkeit</i>	65
4.2.3	<i>Ungesättigte Durchlässigkeit</i>	66
5	Hydrochemische Charakterisierung	67
5.1	DATENVORBEREITUNG	67
5.2	MULTIVARIANTE STATISTIK.....	67
5.2.1	<i>Clusteranalyse</i>	67
5.2.2	<i>Faktoranalyse</i>	69
5.2.3	<i>Beschreibung der Gruppen</i>	70
5.3	HYDROCHEMISCHE INTERPRETATION.....	76
5.4	FAZIT	83
6	Umweltisotope	85
6.1	ERGEBNISSE	85
6.1.1	<i>Niederschlag</i>	85
6.1.2	<i>Oberflächenwasser</i>	87
6.1.3	<i>Grundwasser</i>	89
6.1.4	<i>Paläowässer</i>	91
6.1.5	<i>Tritium</i>	91
6.1.6	<i>Pflanzenwasser</i>	91
6.2	VERGLEICH DER ISOTOPENSIGNATUREN MIT AUSGEWÄHLTEN HYDROCHEMISCHEN PARAMETERN.....	92
6.3	FAZIT	93
7	Hydraulische Verhältnisse in der ungesättigten und temporär gesättigten Zone ..	95
7.1	TRANSMISSIVITÄT DER SAPROLITISCHEN VERWITTERUNGSZONE.....	95
7.2	ERGEBNISSE DER BODENFEUCHTEUNTERSUCHUNGEN UND UNGESÄTTIGTE LEITFÄHIGKEIT	96
7.3	ERGEBNISSE DER TRACERVERSUCHE.....	104
7.3.1	<i>Versuchsstandort FE01</i>	104
7.3.2	<i>Versuchsstandort FE02</i>	111
7.3.3	<i>Versuchsstandort GWB1</i>	114
8	Grundwasserneubildung	115
8.1	BERECHNUNG DER GRUNDWASSERNEUBILDUNG MIT HILFE DER BODENFEUCHTE UND DER KLIMATOLOGISCHEN DATEN	115

9	Hydrogeologische Charakterisierung	119
9.1	KONZEPTIONELLES HYDROGEOLOGISCHES MODELL.....	119
9.1.1	<i>Basementaquifer</i>	120
9.1.2	<i>Saprolitaquifer</i>	121
9.1.3	<i>Bodenzone oberhalb des Laterithorizontes</i>	121
9.2	ANTHROPOGENE KONTAMINATIONEN.....	122
9.3	EMPFEHLUNGEN ZUM TRINKWASSERMANAGEMENT	122
9.4	ABSCHLUSSBETRACHTUNG, OFFENE FRAGEN	123
10	Ausblick	126
11	Literatur.....	128

Anhänge (auf beiliegender CD)

Anhang 1:	Lokalitäten
Anhang 2:	Bohrprotokolle der Bohrungen GWB1 – GWB3
Anhang 3:	Daten der tektonischen Aufnahme
Anhang 4:	Bodenart TDR-Bohrungen
Anhang 5:	Bodenkennwerte TDR-Bohrungen
Anhang 6:	Analysedaten Hydrochemie
Anhang 7:	Analysedaten ^{16}O , ^2H
Anhang 8:	Analysedaten ^3H
Anhang 9:	Analysedaten RFA
Anhang 10:	Abstich BDOG2, GWB1
Anhang 11:	Daten hydraulische Leitfähigkeiten
Anhang 12:	Daten Bodenfeuchte
Anhang 13:	Tracerversuch FE01, Probenahme
Anhang 14:	Tracerversuch FE01, Analysedaten Uraninkonzentration
Anhang 15:	Tracerversuch FE02, Probenahme
Anhang 16:	Tracerversuch FE02, Analysedaten Sulforhodamin B Konzentration
Anhang 17:	Tracerversuch FE02, Analysedaten Uraninkonzentration
Anhang 18:	Daten Korngrößenanalyse

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1:	Schematischer Überblick über die IMPETUS Projektstruktur (IMPETUS 2001).	4
Abb. 1.2:	IMPETUS Arbeitsgebiet in Westafrika	5
Abb. 1.3:	Oberes Einzugsgebiet des Ouémé (HVO = Haute Valee de l’Ouémé) und lokales Untersuchungsgebiet.	5
Abb. 1.4:	Multidisziplinärer Ansatz des IMPETUS-Projektes (freundlicherweise zur Verfügung gestellt von SPETH, P. & CHRISTOPH, M., IMPETUS)	6
Abb. 2.1:	Aguima-Untersuchungsgebiet mit verschiedenen, interdisziplinären Untersuchungslokalitäten (freundl. zur Verfügung gestellt von CHRISTOPH, M. & SPETH, P., IMPETUS).	9
Abb. 2.2:	Niederschlagsverteilung in Benin (verändert nach: LES CLASIQUES AFRICAINS 1999)	10
Abb. 2.3:	Geologische Übersicht (links) Westafrikas und geologische Entwicklung (rechts) im Bereich des Arbeitsgebietes nach ROUSSEL & LESQUER (1997) und AFFATON et al. (1997).	11
Abb. 2.4:	Stark vereinfachte geologische Karte von Benin. Verändert nach ADAM & BOKO (1993).	12
Abb. 2.5:	Geologische Karte im Bereich des Arbeitsgebietes nach OFFICE BÉNINOIS DES MINES (1984).	13
Abb. 2.6:	Geologische Karte des Untersuchungsgebietes (nach OFFICE BÉNINOIS DES MINES 1984).	14
Abb. 2.7:	Luft- und Satellitenbilddauswertung der strukturellen Hauptrichtungen anhand von Wasserläufen.	15
Abb. 2.8:	Tektonische Hauptrichtungen im Arbeitsgebiet.	15
Abb. 2.9:	Straßenaufschluss bei Bassila mit einem Laterit-Horizont im Hangenden des saprolitisch verwitterten, kristallinem Grundgebirges.	16
Abb. 2.10:	Bodenkarte des Aguima-Einzugsgebietes (IMPETUS 2003).	18
Abb. 2.11:	Instrumentation des Untersuchungsgebietes.	21
Abb. 2.12:	Lokalitäten der Isotopenprobenahme.	22
Abb. 2.13:	Schematischer Aufbau des Versuchsstandortes FE01.	23
Abb. 2.14:	Versuchsstandort FE01.	24
Abb. 2.15:	Schematischer Aufbau des Saugkerzenversuchsstandortes FE01.	24
Abb. 2.16:	Schematischer Aufbau des Versuchsstandortes FE02.	25
Abb. 2.17:	Anordnung und Versuchsaufbau der Standorte GWB1-3.	26
Abb. 2.18:	Oberirdische Betonterrasse von Grundwasserbeobachtungsbohrung GWB3.	27
Abb. 3.1:	Änderung im ^{18}O Gehalt, beschrieben durch Rayleigh-Destillationsprozesse (CLARK & FRITZ 1997).	32
Abb. 3.2:	Die Isotopenzusammensetzung von verdunstetem Oberflächenwasser (δ_w), die Originalzusammensetzung vor der Verdunstung (δ_p) und der verdunstete Wasserdampf (δ_E) liegen alle auf derselben Verdunstungsgeraden (evaporation line).	34
Abb. 3.3:	TRIME-T3 Rohrsonde und mobiles TDR-Bodenfeuchtemessgerät TRIME-FM3 der Fa. Imko (nach IMKO).	40
Abb. 3.4:	Vergleich der Bodenfeuchte-Messungen mit statischen (BWS) und mobilen TDR-Methoden (TD01).	41
Abb. 3.5:	Installationsarten von Saugkerzen (nach GROSSMANN & UDLUFT 1991):	43

Abb. 3.6:	Potenzialfeld einer Saugkerze in homogenem Boden mit stationären Fließbedingungen.	44
Abb. 3.7:	Aufbewahrungsgrube für an die Saugkerzen angeschlossene Sammelflaschen.	45
Abb. 3.8:	Parameter des Multi-Dispersions-Modells (MALOSZEWSKI et al. 1992, verändert nach WERNER 1998).....	52
Abb. 3.9:	Geologisches Profil und Flurabstand an GWB 1.	53
Abb. 4.1:	Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort FE01.	58
Abb. 4.2:	Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort FE02.	59
Abb. 4.3:	Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort TD18.	59
Abb. 4.4:	Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort TD09.	59
Abb. 4.5:	Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort TD11.	60
Abb. 4.6:	Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort TD23.	60
Abb. 4.7:	Schematisches Bodenprofil im Aguima-Einzugsgebiet (nach BAUER 2004).	62
Abb. 4.8:	Konzeptionelles Modell eines Verwitterungszonenaquifers über kristallinem Grundgebirge in Afrika (CHILTON & FOSTER 1995).....	63
Abb. 5.1:	Dendrogramm der Clusteranalyse C1.	68
Abb. 5.2:	Faktorladungsdiagramm der Faktoren F1 und F2 aus der Faktorenanalyse.	70
Abb. 5.3:	Faktorladungsdiagramm der Faktoren F2 und F3 aus der Faktorenanalyse.	70
Abb. 5.4:	Schoeller-Diagramm der Hauptkomponenten der Wasserarten im Aguima-Untersuchungsgebiet.	72
Abb. 5.5:	Boxplots der Ergebnisse der Clusteranalyse.	72
Abb. 5.6:	SCHOELLER Diagramm der Mittelwerte (Hauptkomponenten) der Wasserarten im AGUIMA-Untersuchungsgebiet.	73
Abb. 5.7:	Boxplot der Ergebnisse der Clusteranalyse für Hydrogenkarbonat.	73
Abb. 5.8:	COLLINS-Balken Diagramm mit der prozentualen Ionenverteilung (mmol(eq)/l).	73
Abb. 5.9:	Piper-Diagramm der Mittelwerte der durch Clusteranalyse ermittelten Wassergruppen.	73
Abb. 5.10:	Diagramm der Ionenverhältnisse der durch die Clusteranalyse ermittelten Gruppen.	74
Abb. 5.11:	Dendrogramm der nach Clusteranalyse C1 ermittelten Gruppe Cluster 3.	75
Abb. 5.12:	Verwitterungstaschen im kristallinen Basement mit stagnierenden Wässern.	78
Abb. 5.13:	Gesteinsdünnschliff (15fache Vergrößerung) pisolithischen Materials aus der Laterit-, bzw. Ferricrete-Zone.	82
Abb. 5.14:	Sättigungsindices für verschiedene Eisenspezies an Versuchsstandort GWB1.	82
Abb. 5.15:	Modellierung des hydrochemischen Mischungsverhältnis des abfließenden Oberflächenwasser im Arbeitsgebiet.	84
Abb. 6.1:	Isotopenzusammensetzung aller Proben sowie die Mittelwerte der Isotopenzusammensetzung der verschiedenen Wassergruppen (Kapitel 5).	85
Abb. 6.2:	Isotopenzusammensetzung der Niederschlagsproben im Aguima Arbeitsgebiet (a) und (b-d): Trajektorienrichte für 1°x1° Box für 60 5-tägige Rückwärtstrajektoren, gestartet jeweils um 00 und 12 UTC im September 2002 in 925 hPa (ca. 400 m über Grund).	86
Abb. 6.3:	Isotopenzusammensetzung der Oberflächenwässer im Untersuchungsgebiet.	87
Abb. 6.4:	Isotopenzusammensetzung der Bodenwässer im Untersuchungsgebiet.	89
Abb. 6.5:	Isotopenzusammensetzung der Grundwässer im Untersuchungsgebiet.	90

Abb. 6.6:	^3H (Tritium) Gehalte der im Herbst 2002 zur Regenzeit gewonnenen Proben.....	91
Abb. 6.7:	Verhältnisdarstellung von $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt aller Isotopenproben zur elektrischen Leitfähigkeit (a+b), zur SiO_2 -Konzentration (c) und zur Chlorid-Konzentration (d) der Wasserproben im Aguima-Einzugsgebiet.	93
Abb. 7.1:	Absenkung und Wiederanstieg des Grundwasserspiegels (a) und doppelt-logarithmische HANTUSH-Jacob Kurvenanpassung (b) eines Pumpversuches	95
Abb. 7.2:	Tiefenprofil der Bodenfeuchte an Standort TD01 (a-c) und TD18 (d-f) zur Trockenzeit (21.01.2002, a+d) und zur Regenzeit 2002 (18.09.2002, b+e).....	98
Abb. 7.3:	Entwicklung der Bodenfeuchte (b) und der ungesättigten, hydraulischen Leitfähigkeit (c) (lineare Interpolation) an Standort TD18 sowie Niederschlagsmenge (a) in unmittelbarer Nähe (Klimastation, vgl. Kapitel 2).	99
Abb. 7.4:	Entwicklung der Bodenfeuchte (b) und der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (c) (lineare Interpolation) an Standort TD01, sowie Niederschlagsmenge (a) in unmittelbarer Nähe (Klimastation, Kapitel 2).....	100
Abb. 7.5:	Verteilung der Bodenfeuchte im Arbeitsgebiet zur Trockenzeit am 21.01.2002 in verschiedenen Tiefenhorizonten.....	101
Abb.7.6:	Verteilung der Bodenfeuchte im Arbeitsgebiet zur Regenzeit am 10.09.2002 in verschiedenen Tiefenhorizonten.	102
Abb. 7.7:	Bodenfeuchteverteilung im Arbeitsgebiet zur Trockenzeit am 21.01.2002.	103
Abb. 7.8:	Bodenfeuchteverteilung im Arbeitsgebiet zur Regenzeit am 10.09.2002.....	103
Abb. 7.9:	Schematische Darstellung der Infiltrationsmöglichkeiten in einen Boden mit präferentiellen Fließwegen (Makroporen).....	105
Abb. 7.10:	Maximale Uraninkonzentrationen ($\mu\text{g/l}$) während des Markierungsversuches an Versuchsstandort FE01.	106
Abb. 7.11:	Bodenwasserspannung (Matrixpotenzial ψ_m) und 10-minütige Niederschlagssummen an Versuchsstandort FE01 während eines Markierungsversuches mit Uranin im Herbst 2002.	106
Abb. 7.12:	Auswertung der Uranin Durchbruchskurve 3C-I von Versuchsstandort FE01 mit dem Multi-Dispersions Modell (MDM).....	107
Abb. 7.13:	Auswertung der Uranin Durchbruchskurve 1B-II von Versuchsstandort FE01 mit dem Multi-Dispersions Modell (MDM).....	108
Abb. 7.14:	Auswertung der Uranin Durchbruchskurve 2B-III von Versuchsstandort FE01 mit dem Multi-Dispersions Modell (MDM).	110
Abb. 7.15:	Extinktionskurven von a) Uranin, b) Sulforhodamin B und c) der auf das Versuchsfeld aufgebrauchten Multitracerlösung.....	112
Abb. 7.16:	Chronologische Entwicklung (Probenahmedurchgänge vgl. Anhang 15) der Extinktion aus dem Synchroscan für Uranin und Sulforhodamin B an Standort FE02.....	113
Abb. 7.17:	Klüfte und Wegsamkeiten (präferentielle Fließwege) in der ungesättigten saprolitischen Verwitterungszone (Trockenzeit 2002) an der Autopiste zwischen Bassila und Djougou.	114
Abb. 8.1:	Teileinzugsgebiete AGUIMA (P3) und NIAOU (P5), sowie die für die klimatische Wasserbilanz erforderlichen Messstandorte.....	116
Abb. 8.2:	Niederschlag, potentielle Evapotranspiration und Abfluss für das Sub-Einzugsgebiet des Niaou.	117
Abb. 8.3:	Hydraulischer Gradient grad_{ψ_H} der Versuchsstandorte FE01 und FE02.	118
Abb. 9.1:	Konzeptionelles hydrogeologisches Model.....	119
Abb. 10.1:	Regionale Grundwassergleichenkarte, basierend auf Stichtagsmessungen des Grundwasserflurabstandes in lokalen Trinkwasserbrunnen.....	126

List of figures

Fig. 1.1:	Schematic overview of the IMPETUS project structure (IMPETUS 2001).	4
Fig. 1.2:	IMPETUS research areas in Westafrica.	5
Fig. 1.3:	Upper catchment of the Ouémé river and local research area.	5
Fig. 1.4:	Multidisciplinary approach of the IMPETUS project (courtesy by SPETH, P. & CHRISTOPH, M., IMPETUS).	6
Fig. 2.1:	Aguima catchment with different, interdisciplinary investigation sites (courtesy by CHRISTOPH, M. & SPETH, P.).	9
Fig. 2.2:	Distribution of precipitation in Benin (modified after LES CLASIQUES AFRICAINS 1999).	10
Fig. 2.3:	Geologic overview (left side) of West Africa and geologic-tectonomorphic development (right side) in the working area after ROUSSEL & LESQUER (1997) and AFFATON et al. (1997).	11
Fig. 2.4:	Simplified geologic map of Benin.	12
Fig. 2.5:	Geological map of the working area region. After OFFICE BÉNINOIS DES MINES (1984).	13
Fig. 2.6:	Geological map of the working area (after OFFICE BÉNINOIS DES MINES 1984).	14
Fig. 2.7:	Analysis of main structural directions by aerial and satellite images.	15
Fig. 2.8:	The main tectonic directions in the working area.	15
Fig. 2.9:	Outcrop in the near of the village Bassila with lateritic horizon on top of the saprolitic weathered crystalline basement and a sandy topsoil.	16
Fig. 2.10:	Soil map of the Aguima catchment (IMPETUS 2003).	18
Fig. 2.11:	Instrumentation of the research area.	21
Fig. 2.12:	Sampling sites for environmental isotopes.	22
Fig. 2.13:	Sketch map of tracer test site FE01.	23
Fig. 2.14:	Test site FE01 with tracer test site.	24
Fig. 2.15:	Sketch map of the tracer test site FE01.	24
Fig. 2.16:	Sketch map of the tracer test site FE02.	25
Fig. 2.17:	Arrangement and experimental setup of the bore sites GWB1-3.	26
Fig. 2.18:	Concrete sealed surface of bore GWB3.	27
Fig. 3.1:	The change in the ^{18}O content according to Rayleigh distillation (CLARK & FRITZ 1997).	32
Fig. 3.2:	The isotopic composition of evaporated surface water (δ_w), the original precipitation prior to evaporation (δ_p), and the evaporated vapour (δ_E) all plot along the same evaporation line.	34
Fig. 3.3:	TRIME-T3 Tube Access Probe and mobile moisture meter TRIME-FM3 from IMKO.	40
Fig. 3.4:	Comparison of soil moisture measurements with static (BWS) and mobile TDR methods (TD01).	41
Fig. 3.5:	Methods of installing suction cups (after GROSSMANN & UDLUFT 1991):	43
Fig. 3.6:	Potential area of a suction cup in a homogeneous soil with stationary flow.	44
Fig. 3.7:	Cavity for collector bottles of the suction cups.	45
Fig. 3.8:	Parameters of Multi-Dispersion-Model (MALOSZEWSKI et al. 1992, modified after WERNER 1998).	52
Fig. 3.9:	Geologic cross section and depth to water table at GWB1.	53

Fig. 4.1:	Grain size distribution of FE01.....	58
Fig. 4.2:	Grain size distribution of FE02.....	59
Fig. 4.3:	Grain size distribution of TD18.....	59
Fig. 4.4:	Grain size distribution of TD09.....	59
Fig. 4.5:	Grain size distribution of TD11.....	60
Fig. 4.6:	Grain size distribution of TD23.....	60
Fig. 4.7:	Schematic soil profile of the Aguima catchment (after BAUER 2004).	62
Fig. 4.8:	Conceptual model of a weathering zone aquifer above a crystalline basement in Africa (CHILTON & FOSTER 1995).....	63
Fig. 5.1:	Left side: Dendrogram of the cluster analysis C1.	68
Fig. 5.2:	Diagram of factor scores of the PCA factors F1 and F2.....	70
Fig. 5.3:	Diagram of factor scores of PCA factors F21 and F3.....	70
Fig. 5.4:	SCHOELLER diagram of main components of the water types in the AGUIMA working area.....	72
Fig. 5.5:	Box plot of cluster analysis results.....	72
Fig. 5.6:	SCHOELLER diagram of mean values (main components) of the water types in the AGUIMA working area.	73
Fig. 5.7:	Box plot of alkalinity from the cluster analysis.	73
Fig. 5.8:	Collins bar chart with quota (%) of ions (mmol(eq)/l) of total ion sum.	73
Fig. 5.9:	Piper diagram of the mean values of cluster analysis.	73
Fig. 5.10:	Diagram of ion ratio of the groups, determined by cluster analysis.	74
Fig. 5.11:	Dendrogram of Cluster 3 from the cluster analysis C1.....	75
Fig. 5.12:	Pockets of weathering in the crystalline basement with near-stagnant water.....	78
Fig. 5.13:	Thin cut (magnification: 15x) of pisolithic sample from the laterit (ferricrete) zone.	82
Fig. 5.14:	Saturation indices for different iron species at the test site GWB1.	82
Fig. 5.15:	Modelling of hydrochemical ratio of mixture of the discharging surface waters in the catchment area.	84
Fig. 6.1:	Isotopic composition of all samples and mean values of the different water types, described in chapter 5.....	85
Fig. 6.2:	Isotopic composition of precipitation samples in the AGUIMA working area (a) and (b-d): density of trajectories for a 1°x1° box for 60 days backward trajectories.	86
Fig. 6.3:	Isotopic composition of surface waters in the research area (a).	87
Fig. 6.4:	Isotopic composition of the soil water in the research area.....	89
Fig. 6.5:	Isotopic composition of ground water in the research area.....	90
Fig. 6.6:	³ H (Tritium) values of the rain season samples of autumn 2002.....	91
Fig. 6.7:	Ratio scatter plot of the $\delta^{18}\text{O}$ value of all environmental isotope analyses to conductivity (a+b), to the SiO ₂ concentration (c), and to the chlorite concentration (d) of the Aguima catchment samples.	93
Fig. 7.1:	Displacement and recovery of the water level (a) and double logarithmic HANTUSH-JACOB curve fitting (b) of a pump test in the 12 m saprolite weathering zone at test site GWB1.	95
Fig. 7.2:	Time fixed depth profile of soil moisture at test sites TD01 (a-c) and TD18 (d-f) in dry season (Jan-21-2002, a+d) and wet season (Sept-10-2002, b+e).....	98

Fig. 7.3:	Development of soil moisture (b) and unsaturated hydraulic conductivity (c) (linear interpolation) at test site TD18 and amount of precipitation (a) at the near climate station (see chapter 2).	99
Fig. 7.4:	Development of soil moisture (b) and unsaturated hydraulic conductivity (c) (linear interpolation) at test site TD01 and amount of precipitation (a) at the near climate station (see chapter 2).	100
Fig. 7.5:	Spatial distribution of soil moisture in the working area in different layers below ground surface (b.g.l.) on Jan-21-2002 during dry season.....	101
Fig. 7.6:	Spatial distribution of soil moisture in the working area in different layers below ground surface (b.g.l.) on Sept-10-2002 during wet season.	102
Fig. 7.7:	Soil moisture distribution in the working area during dry season, Jan-21-2002.....	103
Fig. 7.8:	Soil moisture distribution in the working area during wet season, Sept-10-2002.....	103
Fig. 7.9:	Schematic presentation of fluxes occurring during infiltration into a macroporous soil.	105
Fig. 7.10:	Maximum concentrations ($\mu\text{g/l}$) during the tracer test at the testsite FE01.	106
Fig. 7.11:	Soil water tension (matrixpotential $\square m$) and 10-minute precipitation sum at the test site FE01 during the tracer test with Uranin, autumn 2002.	106
Fig. 7.12:	Analysis of the uranin breakthrough curve 3C-I from the test site FE01 with the Multi-Dispersion Model (MDM).	107
Fig. 7.13:	Analysis of the uranin breakthrough curve 1B-II from the test site FE01 with the Multi-Dispersion Model (MDM).	108
Fig. 7.14:	Analysis of the uranin breakthrough curve 2B-III from test site FE01 with the Multi-Dispersion Model (MDM).	110
Fig. 7.15:	Extinctions curves of a) uranin, b) sulforhodamin B and c) the tracer solution before application.	112
Fig. 7.16:	Chronological development (sampling turns see Appendix 15) of extinction from synchroscan of Uranin and Sulforhodamin B solution at test site FE02, suction cup 3A-II (see chapter 2.8.2), 50 cm b.g.l.	113
Fig. 7.17:	Fractures and pathways in the unsaturated saprolite weathering zone (dry season 2002). Road outcrop between Bassila and Djougou.	114
Fig. 8.1:	Catchment area parts AGUIMA (P3) and NIAOU (P5) and relevant sites.	116
Fig. 8.2:	Precipitation, potential Evapotranspiration (Etpot) and discharge of the Niaou subcatchment.....	117
Fig. 8.3:	Hydraulic gradient grad_{ψ_H} at test sites FE01 (a) and FE02 (b). Gaps indicate instrument malfunction.....	118
Fig. 9.1:	Conceptual hydrogeologic model.....	119
Fig. 10.1:	Regional isopiestic line map, based on test date measurements of depth-to-water table in local fresh water wells.	126

Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1:	Verwendete Gefäße, Präparation und Analysetechnik.....	29
Tab. 3.2:	Analytische Nachweisgrenzen der untersuchten Elemente.	29
Tab. 3.3:	Experimentell bestimmte Durchschnittswerte der VAN GENUCHTEN Bodenparameter. (CARSEL & PARRISH 1988).....	39
Tab. 3.4:	Eigenschaften von Uranin, Sulforhodamin B und Naphthionat (KÄSS 1998).	47
Tab. 3.5:	Parameter der Tracerversuche in der ungesättigten Zone.....	49
Tab. 3.6:	Parameter des Tracerversuche in der gesättigten Zone.	49
Tab. 4.1:	Charakteristische Korngrößen der Bodenproben.	61
Tab. 4.2:	Ergebnisse der Korngrößenanalysen. Bodenansprache nach DIN 4220.....	61
Tab. 4.3:	Profilbeschreibung eines Acrisols (UTM 379968 1008838) nach JUNGE (in Vorb.).	63
Tab. 4.4:	Profilbeschreibung des Gleysols (UTM 379743 1009103) nach JUNGE (in Vorb.).	64
Tab. 4.5:	Gesättigte Durchlässigkeitswerte (k_{fs}) nach verschiedenen Autoren.	65
Tab. 4.6:	Gesättigte Durchlässigkeiten (k_{fs}), bestimmt an ungestörten Bodenproben (GIERTZ, in Vorbereitung).	66
Tab. 5.1:	Erklärte Gesamtvarianz der Faktorenanalyse der aus der Clusteranalyse (Kapitel 5.2.1) hervorgegangenen Cluster.	69
Tab. 5.2:	Komponentenmatrix der durchgeführten Faktoranalyse. Betrachtet werden die drei Hauptkomponenten (1-3).	70
Tab. 5.3:	Zusammenfassung der hydrogeochemischen Daten (mg/l) der verschiedenen Wasserarten.....	71
Tab. 5.4:	Abschätzende Berechnung des Evaporationsanteiles der Wasserarten im Arbeitsgebiet nach APPELO & POSTMA (1999). Erläuterung im Text.....	78
Tab. 5.5:	Verwitterungsreaktionen verschiedener Silikatminerale zu Kaolinit (nach Appelo & Postma 1999).....	79
Tab. 5.6:	Ausgewählte RFA-Analysen von Festgesteins und Bodenproben.....	80
Tab. 8.1:	Klimatologische Daten zur Berechnung der Grundwasserneubildung aus der Wasserbilanz für das Teileinzugsgebiet P3 (Abb. 8.1).	116

List of tables

Tab. 3.1:	<i>For sampling used bottles, preparation- and analysis- technique</i>	29
Tab. 3.2:	<i>Detection limit of analyzed samples</i>	29
Tab. 3.3:	<i>Average values of the VAN GENUCHTEN soil parameters obtained by experimental means (CARSEL & PARRISH 1988)</i>	39
Tab. 3.4:	<i>Properties of uranin, sulforhofamin B and naphthionat (KÄSS 1998)</i>	47
Tab. 3.5:	<i>Parameters of unsaturated zone tracer tests</i>	49
Tab. 3.6:	<i>Parameters of saturated zone tracer test</i>	49
Tab. 4.1:	<i>Typical grain size distribution of the soil samples</i>	61
Tab. 4.2:	<i>Results of the grain size analysis. Soil nomenclature after DIN 4220</i>	61
Tab. 4.3:	<i>Description of an acrisol soil profile (UTM 379968 1008838) after JUNGE (in preparation)</i>	63
Tab. 4.4:	<i>Description of a gleysol soil profile (UTM 379743 1009103) after JUNGE (in preparation)</i>	64
Tab. 4.5:	<i>Saturated conductivity (k_{fs}) after different authors</i>	65
Tab. 4.6:	<i>Saturated conductivity (k_{fs}) of undisturbed soil samples</i>	66
Tab. 5.1:	<i>Announced total variance by the Factor Analysis of the clusters derived from the cluster analysis</i>	69
Tab. 5.2:	<i>Component matrix of the PCA (Principal Component Analysis) regarding the three principal components</i>	70
Tab. 5.3:	<i>Summary of hydrochemical data (mg/l) of the different water types</i>	71
Tab. 5.4:	<i>Estimation of the contribution of rock weathering to the water composition in the working area (after APPELO & POSTMA 1999)</i>	78
Tab. 5.5:	<i>Weathering reactions for different silicate minerals to the clay mineral Kaolinit (after APPELO & POSTMA 1999)</i>	79
Tab. 5.6:	<i>Selected XFA analyses from hard rock and soil samples (in weight percent, only major elements are shown)</i>	80
Tab. 8.1:	<i>Climatologic data for computing of recharge from the water budget for subcatchment P3</i>	116

Notation

Große Buchstaben

A	Abfluss	[L]
A_o	oberirdischer Abfluss	[L]
A_u	unterirdischer Abfluss. Anteil am Abfluss, der in den Untergrund und in das Grundwasser übergeht	[L]
B	Leckage Faktor	[L]
C	$f(U)$, Proportionalitätsfaktor	[-]
C	Tracerkonzentration pro Einheit Masse	[ML ⁻³]
C_c	Krümmungszahl	[-]
ΔBWS	Änderung der Bodenwassersäule im Beobachtungszeitraum	[LT ⁻¹]
ΔZ	Differenz zwischen zwei Tensiometern	[L]
ET_{act}	aktuelle Evapotranspiration	[L]
ET_{pot}	potentielle Evapotranspiration	[L]
M	Masse des verwendeten Tracers	[ML ⁻³]
N	Niederschlag	[L]
N	Anzahl der Fließwege	[-]
P_D	Dispersionskoeffizient (=Kehrwert der PECLET-Zahl)	[-]
Q	Abfluss/Schüttungsrate (discharge)	[L]
Q	Pumprate	[L ³ T ⁻¹]
S	Steigung an Punkt θ_p	[-]
S	Speicherkoeffizient	[-]
S_e	effektive Sättigung (nach BROOKS & COREY 1966)	[-]
S_w	Sättigungsverhältnis θ/θ_s	[-]
T	Transmissivität	[L ² T ⁻¹]
T	Temperatur	[°C]
U	Ungleichförmigkeitszahl	[-]
V	Verdunstung vom Boden oder freien Wasseroberflächen	[L]

Kleine Buchstaben

c	Ausbreitungsgeschwindigkeit einer elektromagnetischen Welle	[LT ⁻¹]
c_o	Lichtgeschwindigkeit im Vakuum (2.997925×10^8)	[LT ⁻¹]
d_x	Korngröße, die x % eines Siebdurchganges entspricht	[-]
h_b	Luft Eintrittspunkt	[-]
k_{fs}	gesättigte, hydraulische Durchlässigkeit	[LT ⁻²]
k_{fu}	ungesättigte, hydraulische Durchlässigkeit	[LT ⁻²]
m	VAN GENUCHTEN Bodenparameter	[-]
m	aus der Bodenwasserretentionskurve abgeschätzter Bodenparameter	[-]
m	maximale Kalenderwochenanzahl im Jahr	[-]
r	radiale Distanz	[L]
s	Veränderung des Wasserspiegels	[L]
t	Zeit	[T]

t_0	mittlere Verweilzeit (=Sickerwassergeschwindigkeit)	[T]
v	mittlere Geschwindigkeit	[LT ⁻¹]
y	Integrationsvariable	[-]

Griechische Buchstaben

α_L	longitudinale Dispersivität	[L]
$\delta(t)$	zeitliche Dirac-Funktion	[-]
ε	Dielektrizitätskonstante	[-]
$\Delta\theta_i$	Änderung der volumetrischen Bodenfeuchte am Messort i	[L ³ L ⁻³]
$\Delta\theta_w$	Änderung der volumetrischen Bodenfeuchte während einer Kalenderwoche	[L ³ L ⁻³]
ΔR	Speicheränderung in der ungesättigten Bodenzone	[L]
grad ψ_H	hydraulischer Gradient	[-]
θ	volumetrischer Bodenwassergehalt	[L ³ L ⁻³]
θ_r	nicht entwässerbarer Bodenwassergehalt (Wassergehalt bei $\Psi=15000$ hPa, entspricht dem permanenten Welkepunkt, PWP)	[L ³ L ⁻³]
θ_s	Bodenwassergehalt bei Sättigung, entspricht $pF=0$	[L ³ L ⁻³]
ψ	Matrixpotenzial [cmWS]	[MT ⁻² L ⁻¹]
ψ_m	Matrixpotenzial [cmWS]	[MT ⁻² L ⁻¹]
ψ_z	Gravitationspotenzial [cmWS]	[MT ⁻² L ⁻¹]

Sonstige Abkürzungen

<i>a.s.l.</i>	above sea level	[L]
<i>b.g.l.</i>	below ground level	[L]
<i>a.g.l.</i>	above ground level	[L]
<i>CDM</i>	Konvektions-Dispersions-Modell	
<i>MDM</i>	Multi-Dispersions-Modell	
<i>TDR</i>	Time Domain Reflectometrie	
<i>TDS</i>	Total Dissolved Solutes	[MM ⁻³]
<i>uGOK</i>	unter Geländeoberkannte	[L]

Weitere Größen werden an der Stelle ihres Auftretens definiert.

1 Einleitung

1.1 Einführung und Fragestellung

Die vorliegende Arbeit handelt von der Analyse eines lokalen, hydrogeologischen Systems in den subhumiden, wechselfeuchten Randtropen im westafrikanischen Benin.

Zusammen mit Geographen, Hydrologen, Bodenkundlern, Biologen, Fernerkundlern, Meteorologen, Ethnologen, Pflanzenernährungswissenschaftlern, Ökonomen und Medizinern wird das komplexe System „Trinkwasser“ von seiner Entstehung bei der Verdunstung des Wassers über der Meeresoberfläche bis hin zu seinem „Endverbraucher“, dem Menschen, in einem interdisziplinärem Projekt (Kapitel 1.2) wissenschaftlich untersucht. Die Hydrogeologie, als die Wissenschaft, die laut DIN 4049 die „Abhängigkeit der Erscheinungen des unterirdischen Wassers von den Eigenschaften der Erdrinde“ erforscht, ist in Bezug auf die Analyse der Verfügbarkeit von Trinkwasser eine Schlüsselwissenschaft. Die Fähigkeiten von Locker- und Festgestein Wasser nicht nur über lange Zeiträume hinweg zu speichern, sondern es ebenso vor den Verunreinigungen seines größten Verbrauchers, des Menschen, zu schützen, macht die Kenntnis um die Prozesse, die zur Füllung und Entleerung dieses Speichers führen, sowie seine Reaktion auf exogene Einflüsse wesentlich für die Beurteilung und Prognose zukünftiger Verfügbarkeit von Trinkwasser weltweit.

In dieser Arbeit wurde untersucht, wie das System „Grundwasser“ in einem definierten Arbeitsgebiet in der Savanne Westafrikas „funktioniert“. Diese Kenntnis ist von grundlegender Bedeutung für die Zielsetzung des *IMPETUS*-Projektes (Kapitel 1.2), dem nachhaltigen Management der durch Bevölkerungszunahme und Umweltveränderungen immer knapper werdenden Ressource Süßwasser. Es wurden auf lokaler Ebene (Kapitel 2) folgende Probleme geklärt, die für die Entwicklung regionaler Grundwasser- und Trinkwassermanagement-Modelle von entscheidender Bedeutung sind:

- Art und Eigenschaften der Grundwasserleiter (Aquifere)
- Hydrochemischen Eigenschaften der Grundwässer
- Entstehung und Herkunft der Grundwässer im Arbeitsgebiet, deren Wechselwirkungen untereinander und deren Beitrag zum Oberflächenabfluss
- Stofftransport in der ungesättigten Bodenzone
- Qualitative und quantitative Grundwasserneubildung im Arbeitsgebiet
- Ergiebigkeit des Verwitterungszonen-Aquifers

Schließlich wurden die Ergebnisse zu einem konzeptionellen hydrogeologischen Modell zusammengefasst, welches die stattfindenden hydrogeologischen Prozesse hinsichtlich ihrer Übertragbarkeit auf größere Skalen grundlegend darstellt.

Die FAO (*AQUASTAT Database*, FAO 2003) gibt für Benin für das Jahr 2002 an, dass 79% des verfügbaren Süßwassers agrikulturell, 14% häuslich und 6% industriell genutzt wurden. 99.6% des agrikulturell genutzten Wasser stammte aus Oberflächenwässern. Versalzung stellt in Benin kein Problem dar. Von den ca. 24.8 km³/a, welche die FAO als Gesamtmenge der erneuerbaren Wasserressourcen (Grundwasser plus Oberflächenwasser) für Benin angibt, werden weniger als 1% genutzt. Laut diesen Daten stellt die Verfügbarkeit von Wasser in Benin eigentlich kein wesentliches Problem dar. Jedoch beträgt der Anteil des Grundwassers an den jährlich erneuerbaren Wasserressourcen nur ca. 7%. 93% werden von Oberflächenwässern zur Verfügung gestellt. Mit Ausnahme des südlichen Benins ist Oberflächenwasser jedoch nur während der Regenzeitperiode von August bis Oktober verfügbar. In der übrigen Zeit stellt das Grundwasser die einzige nutzbare Süßwasserressource dar.

1.2 Projektrahmen

Vor dem Hintergrund eines sich ändernden Weltklimas und einer stetig wachsenden Weltbevölkerung ist die Fragestellung nach der mittel- und langfristigen Verfügbarkeit und Zugänglichkeit von trinkbarem Süßwasser von entscheidender Bedeutung. Wasser ist zum zentralen Thema der globalen Umweltforschung geworden (UNESCO 2003, BMBF 2002); die UNESCO erhob das Jahr 2003 sogar zum „Jahr des Süßwassers“. 2001 hatte ein Sechstel der Weltbevölkerung noch keinen gesicherten Zugang zu Trinkwasser (UNEP 2002). Für das erste Viertel des 21. Jahrhunderts wird prognostiziert, dass schätzungsweise 25% der Weltbevölkerung unter einer ernstzunehmenden Wasserknappheit leiden wird (IMPETUS 2003).

Zum *Internationalen Tag des Wassers* am 22. März 2003 erklärte UNO Generalsekretär Kofi Annan, dass die „gerechte Wasserverteilung (...) eine der dringendsten Aufgaben der Weltgemeinschaft“ ist. Ein Jahr zuvor, in seiner Erklärung zum Welternährungstag am 16. Oktober 2002 forderte er außerdem, dass „Wasser effizienter genutzt werden muss“.

Bereits existierende Konflikte um Trinkwasserressourcen (*Beispiel: Naher Osten*) zeigen, dass im Hinblick auf die noch zu erwartenden, zukünftigen Konflikte die Entwicklung adäquater und nachhaltiger Managementstrategien unabdingbar ist. Das Ziel von Forschungsprojekten in dieser Richtung darf deshalb nicht bei der Entwicklung von Prozessverständnis der komplexen Wechselwirkungsprozesse des Systems „Trinkwasser“ aufhören, sondern muss als Ergebnis Entscheidungshilfen liefern, die dabei helfen, Süßwasserres-

sources – und damit ebenso Nahrungs- und Ackerlandressourcen – in Zukunft nachhaltig und verantwortungsvoll bewirtschaften zu können.

Das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) hat aus diesem Grunde im Jahr 2000 das Schwerpunktforschungsprogramm GLOWA (Globaler Wandel des Wasserkreislaufs) ins Leben gerufen, dessen Ziel „die Entwicklung integrierter Strategien für eine nachhaltige und vorausschauende Bewirtschaftung von Wasser und Gewässern im regionalen Maßstab unter Berücksichtigung globaler ökosystemarer Zusammenhänge und sozio-ökonomischer Rahmenbedingungen“ ist (<http://www.glowa.org>, GSF 2002). Folgende Kernthemen sind hierbei von zentraler wissenschaftlicher Bedeutung:

- natürliche und durch den Menschen verursachte Niederschlagsvariabilität und ihr Einfluss auf den Wasserkreislauf.
- Wechselwirkungen zwischen Wasserkreislauf, Biosphäre und Landnutzung.
- Wasserverfügbarkeit und Nutzungskonflikte: Bevölkerungsentwicklung, Urbanisierung, Migration und Industrialisierung und die damit einhergehenden Veränderungen der Ansprüche an Wasserverfügbarkeit und -qualität; Wechselwirkungen zwischen Wasserverfügbarkeit, -qualität und Wasserverteilung und der Gesundheit des Menschen (<http://www.gsf.de/PTUKF/bmbf/laufSchwp/glowa/index.html>).

In fünf Fallstudien werden diese Punkte zeitgleich in großräumigen Flusseinzugsgebieten erforscht. Mit Donau und Elbe liegen zwei dieser Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. Die übrigen befinden sich in Westafrika (Drâa, Ouémé, Volta), sowie im Nahen Osten (Jordan).

Seit den 1970er Jahren kommt es in West- und Nordafrika immer häufiger zu ausgedehnten Dürreperioden mit schwerwiegenden Auswirkungen auf die Wasserversorgung der dort lebenden Bevölkerung. Die sowohl nördlich als auch südlich der Sahara sinkenden Niederschlagsmengen sind möglicherweise nicht nur über atmosphärische Telekonnektionsprozesse miteinander verknüpft, sondern haben – über komplexe atmosphärische Interaktionen – auch Bezug zu den Klimaprozessen Europas (IMPETUS 2003).

Eine von fünf GLOWA-Pilotstudien ist das interdisziplinäre Forschungsvorhaben IMPETUS (Integratives Management-Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika), das seit Mai 2000 von den Universitäten Köln und Bonn in enger Kooperation zusammen durchgeführt wird. In einem multidisziplinären Ansatz werden alle Komponenten des hydrologischen Kreislaufes (Abb. 1.1) anhand zweier repräsentativer Flusseinzugsgebiete (Abb. 1.2) untersucht. Ziel der Studien ist die Entwicklung eines nachhaltigen Management-Planes und die Etablierung von regionalen *Decision Support*

Systemen für einen verantwortungsvolleren Umgang mit der Ressource Süßwasser. Im Vordergrund stehen hierbei insbesondere die Umsetzungen von fundierten wissenschaftlichen Erkenntnissen in tragfähige Lösungsstrategien, die einer nachhaltigen Entwicklung dienen sollen (IMPETUS 1999).

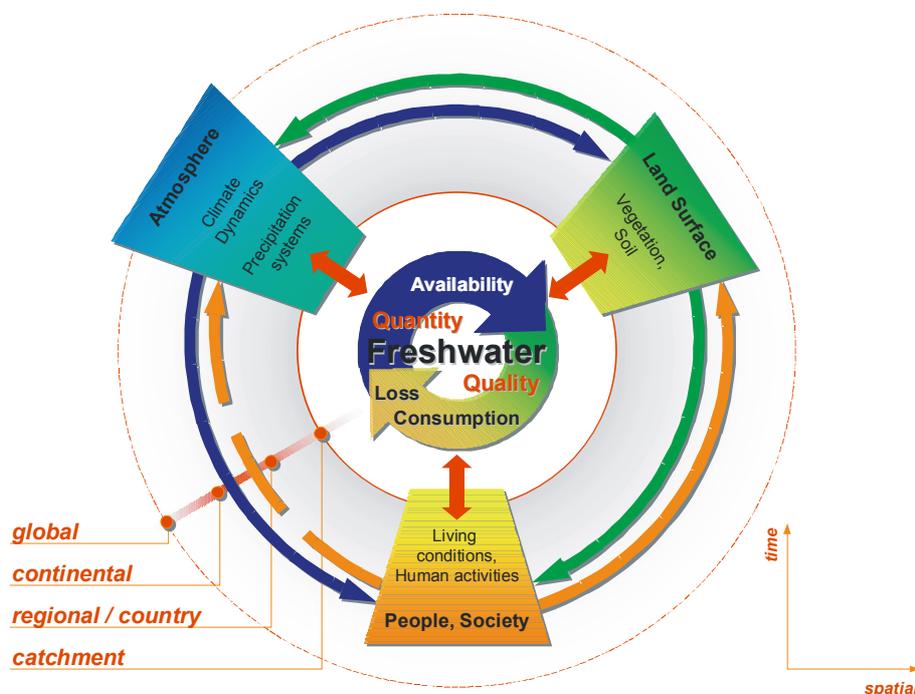


Abb. 1.1: Schematischer Überblick über die IMPETUS Projektstruktur (IMPETUS 2001).

Fig. 1.1: Schematic overview of the IMPETUS project structure (IMPETUS 2001).

Um diese Erkenntnisse zu erlangen, wurden zwei Flusseinzugsgebiete nördlich und südlich der Sahara ausgewählt (Abb. 1.2). Zusammen repräsentieren diese Gebiete ein klimatisches Profil von den humiden/subhumiden, subtropischen Gebirgsregionen des Hohen Atlas in Marokko bis in die wechselfeuchten Randtropen am Golf von Guinea. In Marokko wurde das Einzugsgebiet des *Wadi Drâa* in als repräsentatives Flusseinzugsgebiet gewählt, für die wechselfeuchten Randtropen das ca. 100 x 100 km große obere Einzugsgebiet des Ouémé (HVO – *Haute Vallée de l’Ouémé*) in Benin (Abb.1.3).

Das französische 'Institute de Recherche pour le Développement' (IRD, ehemals ORSTOM) hat im HVO-Gebiet im Rahmen des CATCH-Experimentes ([Couplage de l'atmosphère tropicale et du cycle hydrologique](#)) in den vergangenen Jahren bereits ein umfangreiches hydro-meteorologisches Messnetz installiert. Durch eine enge Zusammenarbeit mit dem IRD wird eine optimale Ergänzung dieses Messnetzes und eine Ausnutzung bereits von französischer Seite vorhandener Logistik und Erfahrungen in der Region garantiert. Niederschlags- und Abflussdaten hieraus stehen dem IMPETUS Projekt zur Verfügung.

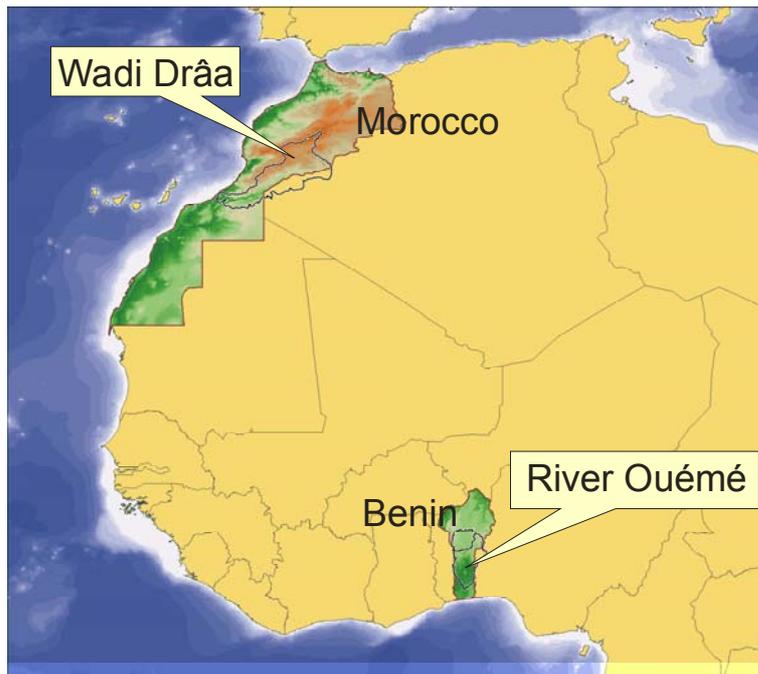


Abb. 1.2: IMPETUS Arbeitsgebiet in Westafrika

Fig. 1.2: IMPETUS research areas in Westafrica.

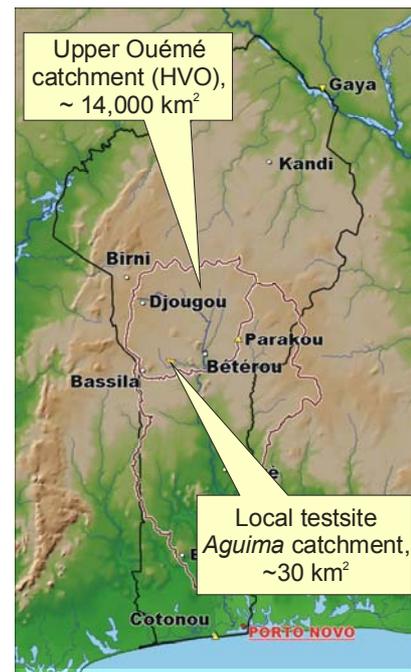


Abb.1.3: Oberes Einzugsgebiet des Ouémé (HVO = Haute Vallée de l'Ouémé) und lokales Untersuchungsgebiet.

Fig.1.3: Upper catchment of the Ouémé river and local research area.

In beiden Projektgebieten, Benin (A) und Marokko (B), sind neben den ‚klassischen‘, physischen Naturwissenschaften Geologie, Hydrologie, Bodenkunde, Biologie, Landwirtschaft, Fernerkundung, etc. auch Wissenschaftler aus Anthropologie, Soziodemografie und Medizin vertreten. Sie alle versuchen ein möglichst umfassendes Verständnis des hydrologischen Systems bis Endverbraucher ‚Mensch‘ zu erlangen (Abb. 1.4). Hierzu wurden für die unterschiedlichen Disziplinen im Projektverbund Teilprojekte definiert, deren inhaltliche Vernetzungen untereinander höchste Priorität haben und einen regen Datenaustausch ermöglichen. Die einzelnen Teilprojekte (Abb. 1.4) untersuchen:

A1 / B1 – atmosphärische Variationen,

A2 / B2 – kontinentale Hydrosphäre,

A3 / B3 – Landnutzung und Prozesse der Biosphäre,

A4 / B4 / A5 – soziodemografische, anthropologische und medizinische Einflüsse und Faktoren, bezogen Zugänglichkeit und Nutzbarkeit von Trinkwasser.

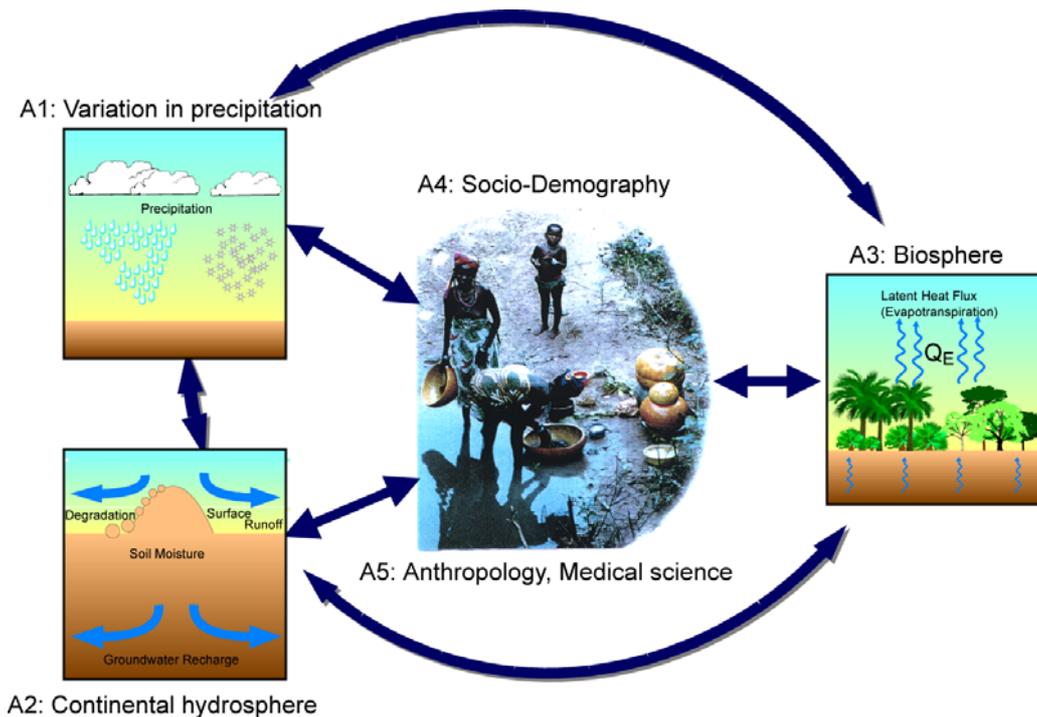


Abb. 1.4: Multidisziplinärer Ansatz des IMPETUS-Projektes (freundlicherweise zur Verfügung gestellt von SPETH, P. & CHRISTOPH, M., IMPETUS).

Fig. 1.4: Multidisciplinary approach of the IMPETUS project (courtesy by SPETH, P. & CHRISTOPH, M., IMPETUS).

In der ersten Projektphase von Mai 2000 bis April 2003 war es die vorrangige Aufgabe, die Infrastrukturen für die Errichtung von intensiven Messnetzen im Gelände zu schaffen und die primären Parameter des Systems „Wasserkreislauf“ vor Ort zu bestimmen. In Benin wurde daher auf lokaler Ebene ein ca. 30 km² großes Einzugsgebiet, das *Aguima*-Einzugsgebiet, gewählt (Abb.1.3, vgl. auch Abb. 2.1, Kapitel 2), in dem durch Zusammenwirken aller beteiligter Disziplinen in einem überschaubaren Untersuchungsgebiet grundlegende Forschungen zum Prozessverständnis des hydrologischen Systems durchgeführt wurden.

Das IMPETUS-Teilprojekt A2 (Hydrosphäre) behandelt insbesondere die Komponenten, die sich in der Hydrosphäre abspielen. Hierzu zählen mit Grundwasser und Grundwasserneubildung, Bodenwasserdynamik, Abfluss, Geologie, Bodenart und Bodendegradation nahezu alle Faktoren der allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung (HÖLTING 1996):

$$N = A_o + A_u + V + \Delta R \quad \text{Gl. 1.1}$$

mit:

- N : Niederschlag
- A_o : oberirdischer Abfluss
- A_u : unterirdischer Abfluss. Anteil am Abfluss, der in den Untergrund und in das Grundwasser übergeht.
- V : Verdunstung vom Boden oder freien Wasseroberflächen
- ΔR : Speicheränderung in der ungesättigten Bodenzone

Die Zielsetzungen des Teilprojektes A2 umfassen für die gesamte Projektlaufzeit von 8 Jahren dabei vor allem:

- Verständnis der hydrologischen und hydrogeologischen Prozesse unter subhumiden, tropischen Bedingungen
- Reproduktion von Wasserflüssen und Transportvorgängen auf Einzugsgebietsebene durch hydrogeologische und hydrologische Modelle
- Entwicklung eines Werkzeugs (Modells) für die Analyse von Szenarien, die den Einfluss von Umwelt- und Klimaveränderungen auf die Hydrologie eines Einzugsgebietes berücksichtigen

1.3 Zielsetzung dieser Arbeit

Zielsetzung dieser Arbeit ist es, im Rahmen der ersten Projektphase des IMPETUS Projektes, den ‚Status Quo‘ des hydrogeologischen Systems auf lokaler Ebene zu ermitteln. Es soll eine hydrogeologische Bewertung des untersuchten Einzugsgebiets gegeben und das mögliche, nutzbare Grundwasser erfasst werden. Dazu steht die Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate auf lokaler Ebene im Vordergrund. Eine hydrochemische und isotopehydrogeologische Charakterisierung der im Arbeitsgebiet vorkommenden Oberflächen- und Grundwässer ist dabei ebenso notwendig wie die Untersuchung der Stofftransportvorgänge des infiltrierenden Niederschlagswassers auf seiner Passage durch die ungesättigte Bodenzone zum Grundwasser. Da hierbei die lithologische und mineralogische Zusammensetzung der ungesättigten und gesättigten Bodenzone eine bedeutende Rolle spielt, muss diese ebenfalls erfasst und bezüglich ihrer hydrogeologischen Relevanz charakterisiert werden. Schließlich soll über dieses Prozessverständnis hinaus das Fundament geschaffen werden, um hierauf basierend hydrogeologische und hydrologische Prozesse auf größeren Skalen (Regionalisierung) verstehen, interpretieren, quantifizieren und verifizieren zu können.

1.4 Thematischer Aufbau der Arbeit

Eine Einführung in das Arbeitsgebiet sowie einen Überblick über die geologische, geografische und hydrogeologische Situation gibt Kapitel 2. Ferner werden dort die Versuchsstandorte beschrieben und der Aufbau des interdisziplinären Messnetzes erläutert. Kapitel 3 gibt einen Überblick der angewandten Untersuchungsmethoden. In Kapitel 4 werden die bodenphysikalischen Parameter im Untersuchungsgebiet hinsichtlich ihrer hydrogeologischen Relevanz ausgewertet. Kapitel 5 diskutiert die Ergebnisse der hydrochemischen Analyse von Wasserproben und gibt eine, auf statistischen Ergebnissen beruhende Einteilung der Proben in verschiedene, untereinander abgrenzbare Wasserarten. In Kapitel 6 wird die umweltisoto-

pische Zusammensetzung der Wasserproben ausgewertet und interpretiert. Verschiedene Herkunftsgebiete der in Kapitel 5 bereits erkannten Wasserarten werden hier dargestellt. Über die hydraulischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet unterrichtet Kapitel 7. Die Resultate eines Pumpversuches werden hier ebenso erläutert und diskutiert wie die Ergebnisse von Bodenfeuchteuntersuchungen mit TDR Methodik. Schließlich werden im selben Kapitel noch die Ergebnisse von zwei Markierungsversuchen in der ungesättigten Bodenzone mit Uranin und Sulforhodamin B dargestellt und diskutiert. Ein Markierungsversuch in der gesättigten Bodenzone, bei dem zusätzlich zu den bereits genannten Tracern noch Na-Naphthionat verwendet wurde, wird in diesem Kapitel ebenfalls besprochen. Kapitel 8 befasst sich mit der Grundwasserneubildung und berücksichtigt hierbei einerseits die Ergebnisse aus den vorausgegangenen Kapitel, andererseits aber auch Ergebnisse von Klimabeobachtungen anderer IMPETUS Teilprojekte. In Kapitel 9 schließlich führt die Synthese aller vorhergegangenen Ergebnisse und Beobachtungen zu einer hydrogeologischen Charakterisierung des zu untersuchenden Gebietes und zur Entwicklung eines konzeptionellen hydrogeologischen Modells. Außerdem wird das Gefährdungspotenzial des Grundwassers durch anthropogene Kontaminationen bewertet und Empfehlungen zu einem zukünftigen Trinkwassermanagement gegeben.

Kapitel 10 gibt zum Abschluss der Arbeit einen Ausblick darauf, wie die in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse für die Fortführung der anschließenden Projektphasen verwendet werden können.

2 Beschreibung des Untersuchungsgebietes

2.1 Lage, und Abgrenzung des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt im oberen Einzugsgebiets des Ouémé (Abb.1.3). Der Ouémé ist der Hauptwasserlauf Benins (Kapitel 1). Das Arbeitsgebiet selbst ist das Einzugsgebiet des *Aguima*, ein Teileinzugsgebiet des *Térou*, eines Hauptzulaufes des Ouémé. Es wird begrenzt durch die oberirdische Wasserscheide des *Aguima* (Abb. 2.1). Seine Fläche beträgt ca. 30 km². Die Erstreckung im UTM Koordinatennetz (WGS 84, Zone 31N) ist:

N: 1011762.00
 W: 378643.66
 E: 388582.21
 S: 1006360.27

Im Süden des Arbeitsgebietes liegt an der Autopiste Bassila-Beterou die ca. 500-600 Einwohner zählende Ortschaft Dogué.

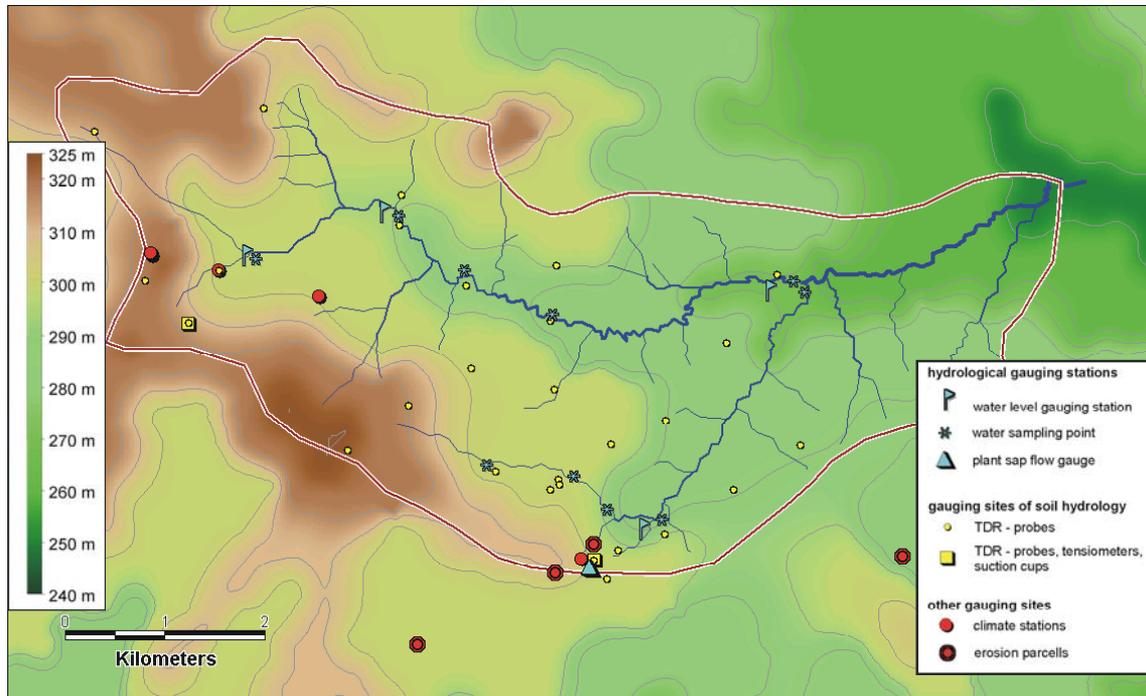


Abb. 2.1: *Aguima*-Untersuchungsgebiet mit verschiedenen, interdisziplinären Untersuchungslokalitäten (freundl. zur Verfügung gestellt von CHRISTOPH, M. & SPETH, P., IMPETUS).

Fig. 2.1: *Aguima* catchment with different, interdisciplinary investigation sites (courtesy by CHRISTOPH, M. & SPETH, P.).

2.2 Klimatische Situation

Benin liegt in der tropischen, subhumiden Sudan-Guinea Klimazone (sudano-guineen) mit Jahresniederschlägen zwischen 1000 mm bis 1400 mm (Abb. 2.2).

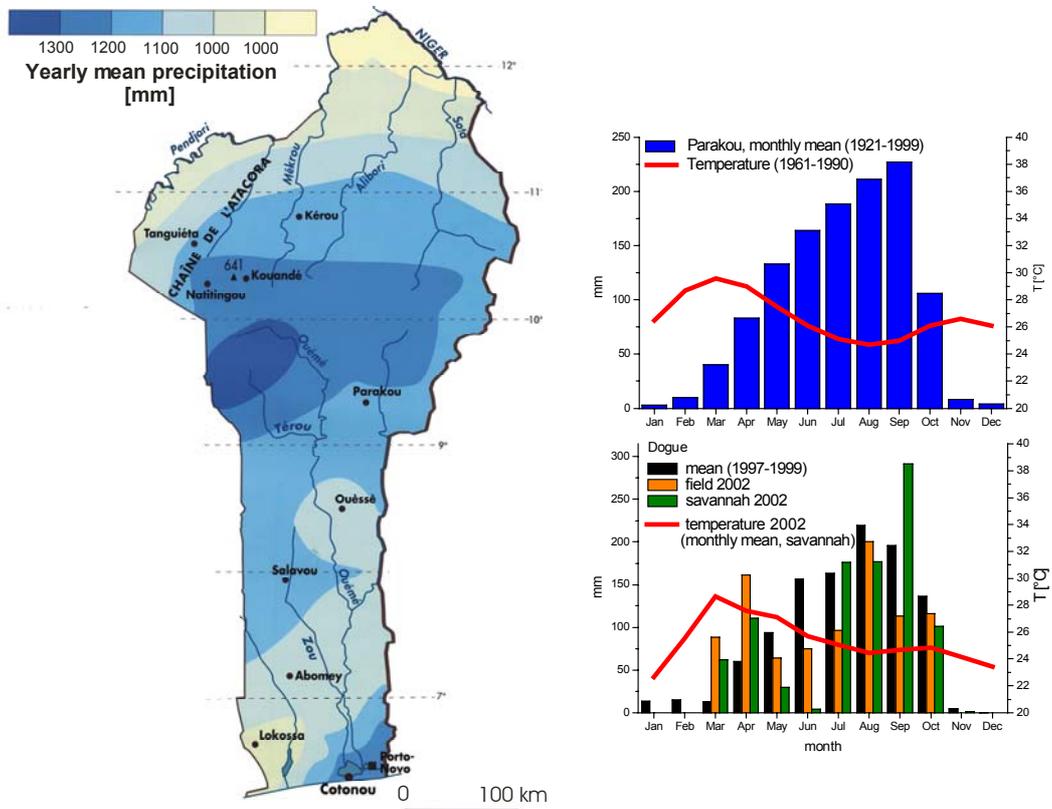


Abb. 2.2: Niederschlagsverteilung in Benin (verändert nach: LES CLASIQUES AFRICAINS 1999) (links), an den Stationen in Parakou (Daten von 1921-1999, Quelle: IRD BENIN, nach IMPETUS Teilprojekt A1) (rechts oben) und in Dogué (rechts unten) (Daten von den im Rahmen des Projektes installierten Klimastationen (Teilprojekte A2 und A3)). Die Standorte ‚field‘ und ‚savanna‘ sind unmittelbar angrenzend an die Versuchsstandorte FE01 und FE02 (Kapitel 2, Abb. 2.1).

Fig. 2.2: Distribution of precipitation in Benin (modified after LES CLASIQUES AFRICAINS 1999) (left), at the meteorological stations Parakou (data from 1921-1999, source: IRD BENIN, after IMPETUS work package A1) (top right) and at the village Dogué in the test site (bottom right) (data from the projects' climatic stations (work package A2 and A3)). The sites named ‚field‘ and ‚savannah‘ are immediately juxtaposed to the test sites FE01 and FE02 (Chapter 2, Fig. 2.1).

Die FAO (FAO 2002) gibt für die Jahre 1961 bis 1990 einen mittleren Jahresniederschlag von 1039 mm (IPCC) an. Die Daten des IRD BENIN ergeben für Parakou ein langjähriges Jahresmittel von 1179 mm (1921-1999). Ein Niederschlags-/Temperatur-Diagramm für diesen Zeitraum ist für die Referenz-Klimastationen Parakou und Dogué in Abb. 2.2 dargestellt. Im Bereich des Untersuchungsgebietes herrscht eine leicht bimodale jährliche Niederschlagsverteilung (Abb. 2.2) mit einem ersten Niederschlagsmaximum im April und einer Hauptregenzeit vor, die ihren Höhepunkt in den Monaten August bis Oktober hat.

Die natürliche, im Arbeitsgebiet vorkommende Vegetation ist hauptsächlich durch Trockenwälder und Savannenvegetation gekennzeichnet (IMPETUS 2001: TP A3).

2.3 Regionalgeologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt am der Südost-Rand des archaischen (3.5-2.5 Ga) und seit ca. 2 Ga tektonisch stabilen Westafrikanischen Kratons im Westteil der Nigerianisch-Beninischen Platte (Abb. 2.3, AFFATON et al. 1991, 1980, CABY 1989, GRANT 1969). Hier liegt es in den Interniden des dahomeyidischen Faltengürtels, eines Kollisionsorogens, das während der Pan-Afrikanischen Orogenese (~750-500 Ma) vermutlich durch Mikro-Terrane-Akkretion entstanden ist (Abb. 2.3) und auf den Westafrikanischen Kraton, bzw. auf seine sedimentäre Bedeckung (Volta Becken) aufgeschoben wurde (AFFATON et al. 2000, EL-HADJI TIDJANI et al. 1997, ATTOH et al. 1997, VILLENEUVE et al. 1994).

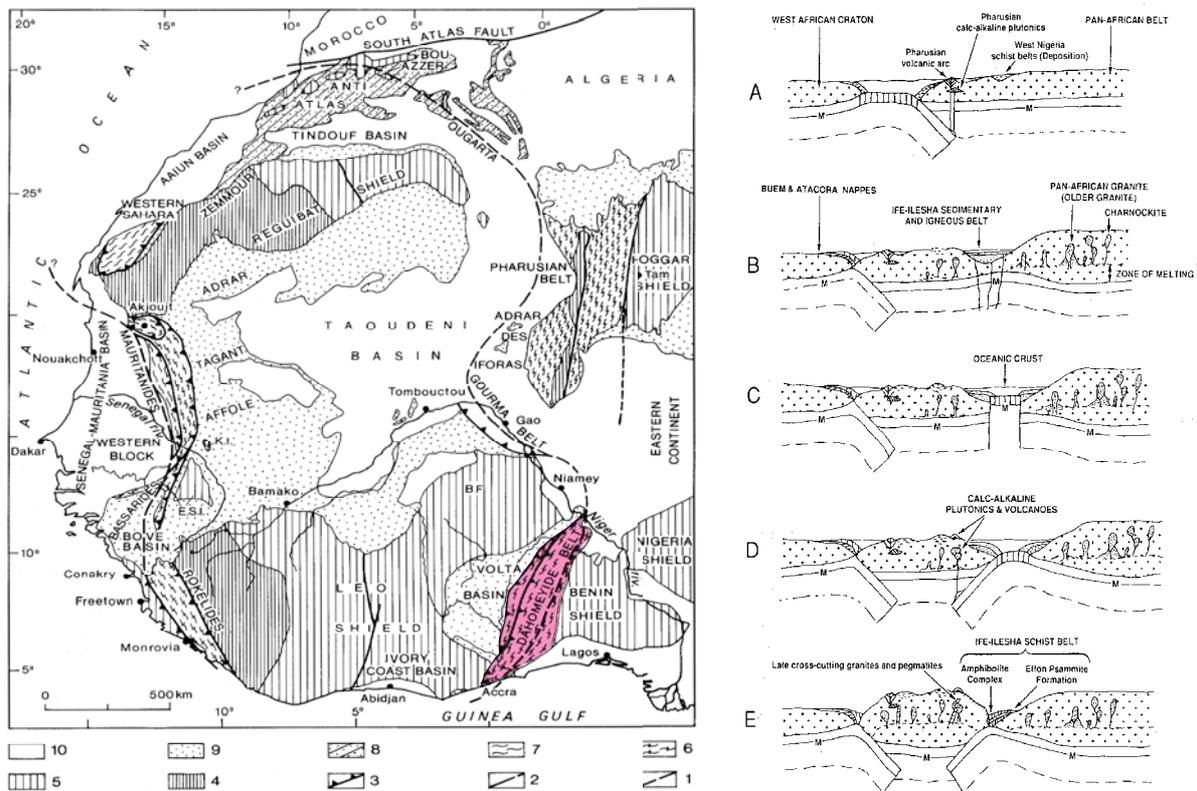


Abb. 2.3: Geologische Übersicht (links) Westafrikas und geologische Entwicklung (rechts) im Bereich des Arbeitsgebietes nach ROUSSEL & LESQUER (1997) und AFFATON et al. (1997). 1: Ausdehnung des Westafrikanischen Kratons; 2: Störungen; 3: Überschiebungen; 4: spät-archaisches Basement; 5: früh-proterozoisches (Birimian) Basement; 6: Panafrikanisches Orogen; 7: spät-paläozoisches Orogen; 8: spät-proterozoisches bis spät-paläozoisches gefaltetes Deckgebirge; 9: spät-proterozoisches bis spät-paläozoische Bedeckung; 10: post-paläozoische Bedeckung. *ES!*: Ost-Senegal Klippe; *K!*: Kayes Klippe (früh-proterozoisches Basement); *BF*: Burkina Faso; *Tam*: Tamanrasset. Rechts: A: Subduktion am Rand des Westafrikanischen Kratons; B: Schließung des Ozeans zwischen Kraton und Pan-Afrikanischem Orogen mit Back-Arc Extension; C: Rifting mit Bildung von ozeanischer Lithosphäre; D: Subduktion entlang W einfallender Subduktionszone im Ife-Ilesha Gebiet; E: Ozeanschließung und Bildung postkinematischer Granite.

Fig. 2.3: Geologic overview (left side) of West Africa and geologic-tectonomorphic development (right side) in the working area after ROUSSEL & LESQUER (1997) and AFFATON et al. (1997). 1: Limits of the West African craton; 2: faults; 3: thrusts; 4: Late Archean basement; 5: Early Proterozoic (Birimian) basement; 6: Pan-African orogens; 7: Late Paleozoic Orogens; 8: Late Proterozoic to Late Paleozoic folded cover; 9: Late Proterozoic to Late Paleozoic cover; 10: post-Paleozoic cover. *ES!*: East Senegal inlier; *K!*: Kayes inlier (Early Proterozoic basement); *BF*: Burkina Faso; *Tam*: Tamanrasset. Right side: A: Subduction process along margin of West African craton associated with east-dipping subduction; B: oceanic closure along craton/Pan-African orogen margin with back-arc extension; C: rifting with formation of oceanic lithosphere; D: subduction process along west-dipping subduction zone in Ife-Ilesha area; E: closure of oceanic tract and formation of post-kinematic granites.

Der dahomeyidische Faltengürtel (Dahomeyiden) ist Teil des ausgedehnten Orogens des Transsaharischen Faltengürtels (AFFATON et al. 1991). Nach Norden setzt sich das Orogen, bedeckt durch das Niger-Becken, über den *Gourma*-Gürtel in die *Pharusiden* des *Hoggar* fort (Abb. 2.3). Nach Süden tauchen die *Dahomeyiden* im Golf von Benin ab und finden eine mögliche Fortsetzung jenseits des Atlantiks im *Caririschen* Faltengürtel Brasiliens (AFFATON et al. 1980).

Allochtone Deckentektonik (EL-HADJI TIDJANI et al. 1997, ATTOH et al. 1997, AFFATON et al. 1997) und das Vorhandensein prominenter, etwa NNE-SSW-streichende Scherzonen (Abb. 2.4) (*Kandi Fault System*, POPESCU 1995, OFFICE BÉNINOIS DES MINES 1984), die durch großflächige, mylonitische Zonen gekennzeichnet sind, charakterisieren die regionale Geologie (Abb. 2.5).

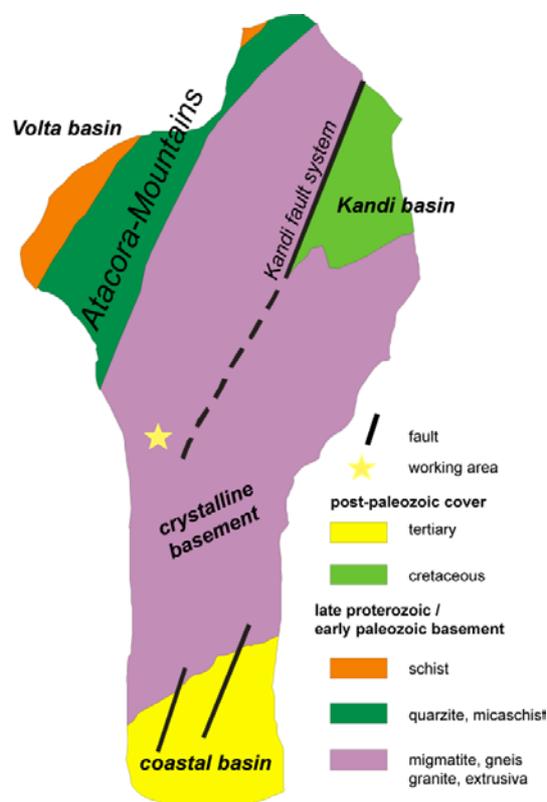


Abb. 2.4: Stark vereinfachte geologische Karte von Benin. Verändert nach ADAM & BOKO (1993). Der Hauptanteil des Landes ist aus hochmetamorphem, kristallinem Grundgebirge aufgebaut. Nach NE nimmt der Metamorphosegrad sukzessive in Richtung Volta-Becken ab. Die topografische Geländehöhe nimmt nach NE mit dem Atacoragebirge zu.

Fig. 2.4: Simplified geologic map of Benin. Modified after ADAM & BOKO (1993). The main part of the country is based on highly metamorphic crystalline basement. Towards the NE the grade of metamorphism is lowering. In direction towards the Atacora mountains, the topographic elevation rises.

Tiefgründige Verwitterung mit z.T. extremer Lateritisierung (vgl. Kapitel 2.5) führte im Tertiär zur Bildung einer großflächigen Peneplain (FAURE & VOLKOFF 1998). Eine mächtige Zone saprolitischer Verwitterung (*Regolith*, WRIGHT 1992, SCHOLTEN 1997, vgl. Kapitel 2.4.2) im Hangenden des Kristallin ist typisch. Ferricretes und Eisenkonkretionen/-knollen miozänen bis quartären Alters (FAURE & VOLKOFF 1998) sind ebenfalls ein typisches Merkmal der im Arbeitsgebiet vorkommenden Böden.

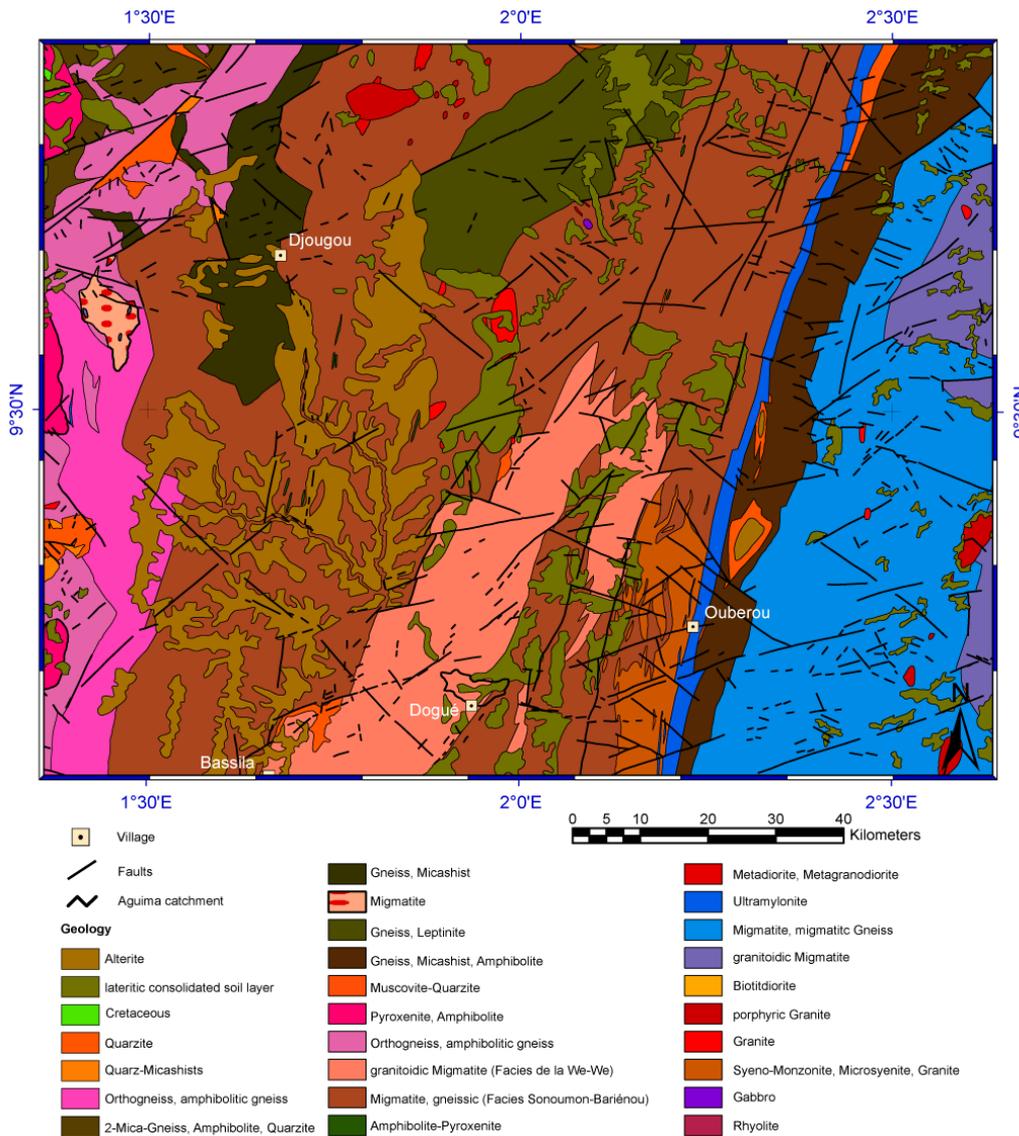


Abb. 2.5: Geologische Karte im Bereich des Arbeitsgebietes nach OFFICE BÉNINOIS DES MINES (1984).
 Fig. 2.5: Geological map of the working area region. After OFFICE BÉNINOIS DES MINES (1984).

2.4 Geologische Situation im Arbeitsgebiet

2.4.1 Kristallines Grundgebirge

Im Untersuchungsgebiet lassen sich zwei lithostratigraphische Einheiten, beide zum größten Teil birrimischen Alters (~500-600 Ma, OFFICE BÉNINOIS DES MINES 1984), unterscheiden (Abb. 2.6):

- *Wé-Wé Einheit*: Migmatite und migmatitische Granitoide
- *Sonoumon-Bariénou Einheit*: Migmatite und migmatitische Gneise mit Einlagerungen von basischen und ultrabasischen Metamorphiten, Leptyniten und sillimanitisch-aluminosen Gneisen.

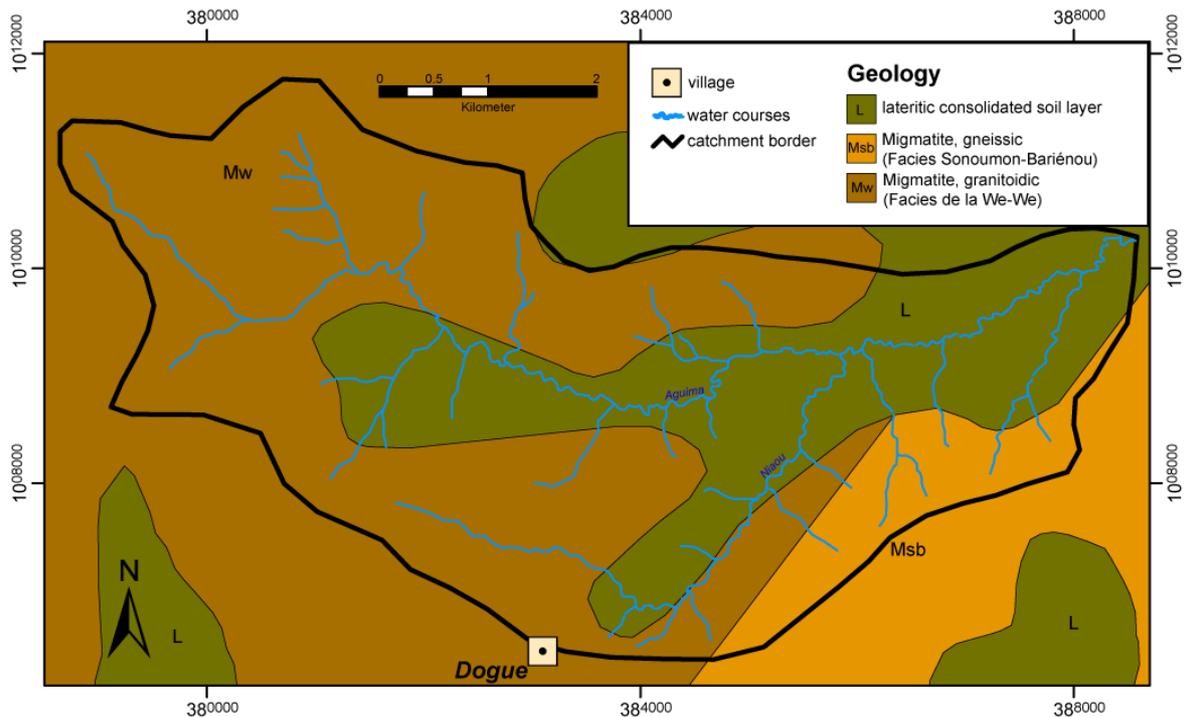


Abb. 2.6: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes (nach OFFICE BÉNINOIS DES MINES 1984).

Fig. 2.6: Geological map of the working area (after OFFICE BÉNINOIS DES MINES 1984).

Das Ausgangsmaterial beider Einheiten waren granitische, bzw. pelitsch-psammitische Gesteine. Sie weisen eine Hauptstreichrichtung von N 10-20° E auf. Enge, isoklinale, multiphasige Faltung mit flach bis saiger stehenden Faltenachsen und meso- bis katazonale Metamorphose (Amphibolit-/Granulit-Zone, Bildung von Metatextiten) mit anschließender retrograder Metamorphose (AFFATON et al. 2000, 1991, 1980, OFFICE BÉNINOIS DES MINES 1984, 1989) charakterisieren die tektonometamorphe Entwicklung. Datierungen (Rb/Sr, Ar/Ar, Pb/Pb) weisen auf ein panafrikanisches Metamorphosealter hin (ATTOH et al. 1997, AFFATON et al. 2000, 1997, 1991, CABY 1987, OFFICE BÉNINOIS DES MINES 1984, 1989).

Satellitenbild- und GIS-Auswertungen (Abb. 2.7) lassen zwei geologische Vorzugsrichtungen erkennen, die durch tektonische Geländeaufnahmen (Abb. 2.8) verifiziert wurden: eine Hauptkluftrichtung NNW-SSE und eine Lineamentrichtung NNE-SSW, entlang der sich Gänge und Störungen ausrichten. Prominenteste Störung entlang der Lineamentrichtung ist die Kandi-Störung (vgl. Kapitel 2.3, Abb. 2.4).

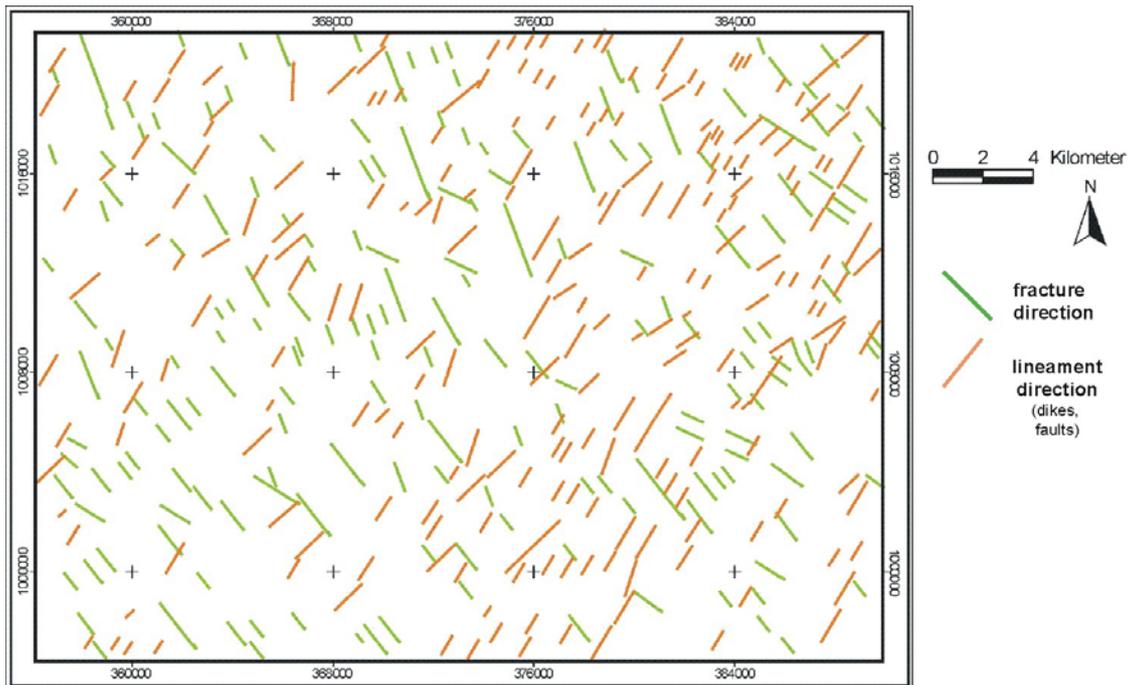


Abb. 2.7: Luft- und Satellitenbildauswertung der strukturellen Hauptrichtungen anhand von Wasserläufen.
 Fig. 2.7: Analysis of main structural directions by aerial and satellite images.

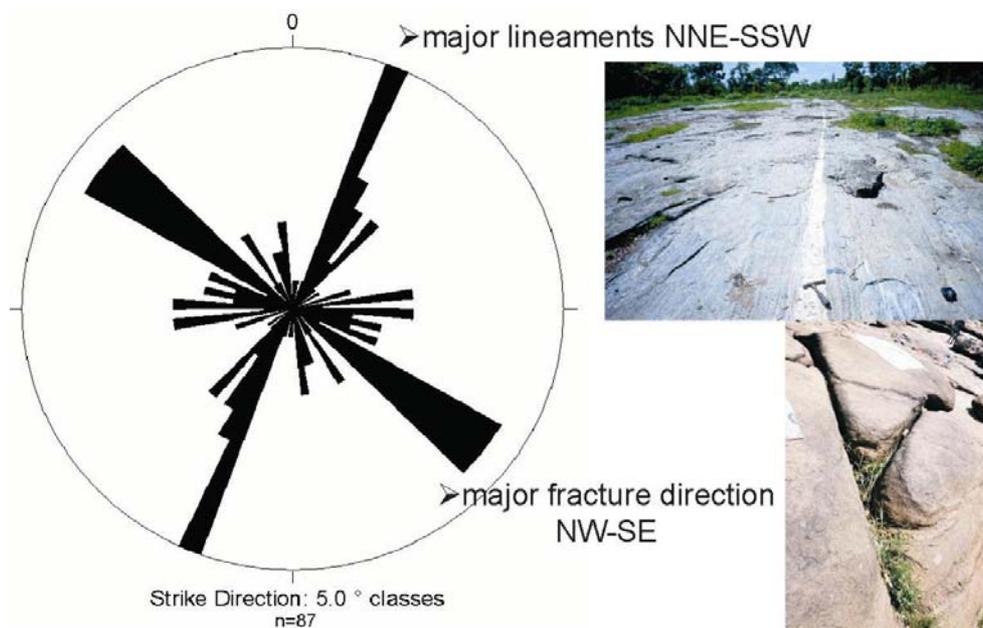


Abb. 2.8: Tektonische Hauptrichtungen im Arbeitsgebiet. Entlang der Lineamente (Foto: rechts oben) sind Störungen, Gänge und die Laminierung der Gneise ausgerichtet, die Hauptkluftfrichtung im Untersuchungsgebiet zeigt das Foto rechts unten.

Fig. 2.8: The main tectonic directions in the working area. Faults, dikes and gneissic lamination are aligned alongside the lineaments (upper photo), the major fracture direction is shown in the lower photo.

2.4.2 Saprolitische Verwitterungszone

Im Hangenden des kristallinen Grundgebirges folgt eine Zone saprolitischer Verwitterung. Saprolite entstehen aus ihrem Ursprungsgestein durch isovolumetrische chemische Verwitterung in Abhängigkeit von Niederschlag, Temperatur und hydrogeologischer Situation

(SCHOLTEN 1997). Untersuchungen von BRUHN (1990) an Saproliten in verschiedenen Klimaregionen Indiens ergaben, dass erst ab 2000 mm Jahresniederschlag und sechs humiden Monaten rezente Saprolitbildung stattfindet, beziehungsweise zur Bildung tiefgründiger Saprolite ein tropoides Verwitterungsmilieu nötig ist (VÖLKEL 1999). Die Saprolitbildung läuft in zwei Phasen ab. In der ersten Phase werden leicht verwitterbare primäre Minerale in sekundäre umgewandelt, in der zweiten Phase folgt die Oxidation des in der ersten Phase freigesetzten Eisens und die Abreicherung von Alkalien, Erdalkalien und insbesondere von Silizium (VOIGT 1990, STOLT & BAKER 1994, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Dominierende Verwitterungsprozesse von Silikaten und Alumosilikaten sind hierbei kongruente, irreversible Lösungsreaktionen unter Mitwirkung von Sauerstoff und Wasser. Der Verlust von Silizium setzt bereits in den Anfangsphasen der Verwitterung ein. Dieser als Desilifizierung bezeichnete Prozess erfolgt stufenweise: zunächst bilden sich siliziumreiche, sekundäre Minerale wie Illit und Smectit, anschließend siliziumarme Minerale wie z.B. Kaolinit (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Eine zusammenfassende Darstellung der bei der saprolitischen Verwitterung stattfindenden Prozesse sowie der relevanten Literatur geben eine im Rahmen von IMPETUS (Teilprojekt A2-4) entstandene Diplomarbeit von BAUER (2004) sowie SCHOLTEN (1997). Bei Bohrungen im Arbeitsgebiet (vgl. Kapitel 2.8.3) wurde die Basis der saprolitischen Verwitterungszone bei ca. 12 m unter Geländeoberkante erreicht.

In den Flussniederungen von Aguima und Niaou (Abb. 2.6) sind die Migmatite zu großen Teilen von lateritisch verfestigten Böden (Kapitel 2.5.2) überlagert, Abb. 2.9 zeigt ein typisches Verwitterungsprofil im Arbeitsgebiet.

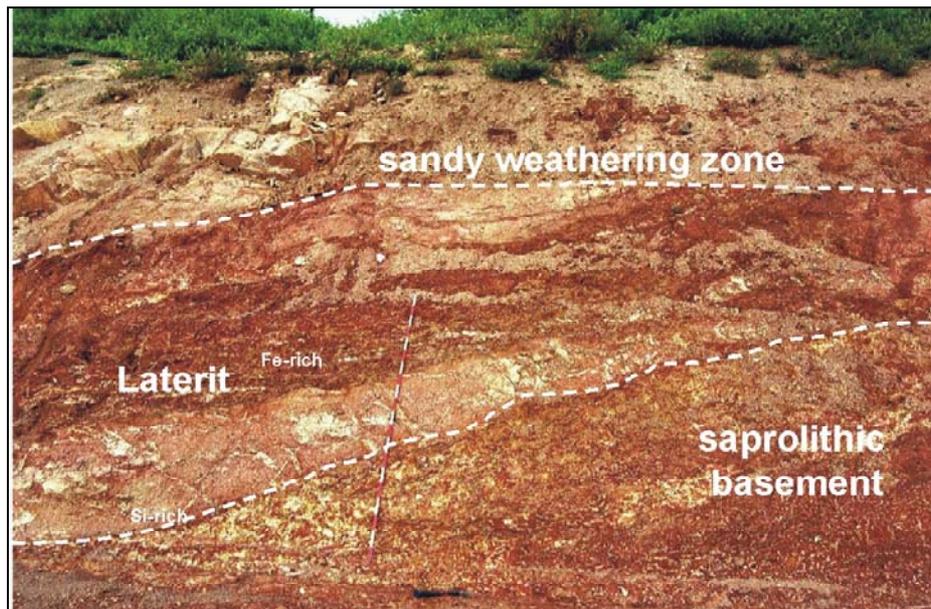


Abb. 2.9: Straßenaufschluss bei Bassila mit einem Laterit-Horizont im Hangenden des saprolitisch verwitterten, kristallinen Grundgebirges. Darüber sandige Verwitterungszone.

Fig. 2.9: Outcrop in the near of the village Bassila with lateritic horizon on top of the saprolitic weathered crystalline basement and a sandy topsoil.

2.5 Geomorphologie und Bodenbildung

Im Kontext des interdisziplinär angelegten Projektes waren parallel zu der vorliegenden Arbeit Geomorphologie und Bodenbildung, sowie Hydrologie Schwerpunktthemen der Dissertationsarbeiten von JUNGE (*in Vorbereitung*) sowie GIERTZ (*in Vorbereitung*). Die folgenden Kapitel *Geomorphologie* (2.5.1) und *Böden und Bodenbildung* (2.5.2) geben eine zusammenfassende Darstellung der wichtigsten Ergebnisse.

2.5.1 Geomorphologie

Geomorphologisch liegt das Gebiet mit einer Geländehöhe von 250-320 m ü. NN in einer flachwelligen Rumpffläche (*Pediplain*), die durch Hangpedimentation entstanden ist (ROHDENBURG 1969). Eine solche *Pediplain* weist üblicherweise ein charakteristisch flaches Relief auf, in dem vereinzelt isolierte Bergformen (Inselberge) bis zu 300 m über die Geländeoberfläche hinausragen können. Ein Beispiel ist der *Soubakpérou* bei Wari-Marou, ca. 25 km östlich von Dogué. Ein anderer Inselberg, der allerdings nur wenige Meter über die Geländefläche herausragt ist der *Mt. Charles DeGaulle*, der das Arbeitsgebiet nach Westen begrenzt (Abb. 2.1). Nach BREMER (1995) wird die Entstehung solcher Inselberge heute auf Variationen in der Durchfeuchtungsintensität und somit auf die Intensität der Verwitterung einer Landschaft zurückgeführt.

Weitere charakteristische morphologische Elemente sind Inland-Valleys, auch bekannt als *bas fonds* oder *dambos*. Hierbei handelt es sich um jahreszeitlich versumpfte, vorwiegend grasbedeckte, lineare Depressionen, oft ohne ausgeprägten Flusslauf (ACRES et al. 1985). Inland-Valleys sind ein spezielles morphologisches Phänomen der afrikanischen Tropen. Schwerpunktmäßig treten sie in Regionen mit 600 bis 1500 mm Niederschlag und 4 bis 6 Trockenmonaten auf (ACRES et al. 1985). Sie bilden sich typischerweise in Gebieten mit intensiver Tiefenverwitterung und ausgedehnten, präquartären Verwitterungsrinden, d.h. auf Verebnungsflächen des afrikanischen Granit-Gneis-Sockels (GRUNERT et al. 2000). Hydrologisch sind Inland-Valleys der Sudan-Guinea-Zone, in der das Arbeitsgebiet liegt (Kapitel 2.2), durch den Einfluss der saisonalen Grundwasserschwankungen und zufließendem Oberflächen- und Zwischenabfluss von den Hängen charakterisiert. Durch die hohen Niederschläge in der Sudan-Guinea-Zone kann ein recht stetiger Interflow oder Grundwasserstrom in Richtung der Talsohle auftreten (GRUNERT et al. 2000). Der Einfluss der Inland-Valleys auf den lokalen und regionalen Wasserkreislauf wird bereits seit den 70er Jahren diskutiert.

2.5.2 Böden und Bodenbildung

Böden

Den Hauptbodentyp des HVOs bilden die *sols ferrugineux tropicaux lessivés* (ORSTOM 1977). Hierbei handelt es sich um fersialitische Böden, die nach der FAO Klassifikation als Lixisols angesprochen werden. Sie sind durch vertikale Tonverlagerung charakterisiert und weisen ein Ah – Bt – C-Profil auf. Häufig besitzen diese Böden einen skelettreichen Schutt-Horizont (Btc) aus Pisolithen, der durch quartäre Ablagerung entstanden ist (Kapitel 2.5.2, Bodenbildung).

Obwohl Lixisole im allgemeinen aufgrund ihrer mäßigen Nährstoffversorgung als wenig fruchtbar charakterisiert werden (ISSS WORKING GROUP 1998b), stellen sie in der Region die besten Ackerböden dar und werden häufig für Ackerbau genutzt. Bei geringen Mächtigkeiten des Ah und Bt-Horizontes (z.B. durch Bodenerosion) kann die landwirtschaftliche Nutzbarkeit durch den bis nah an die Bodenoberfläche reichenden Schutthorizont eingeschränkt sein. Tiefgründig verwitterte Ferralsole (*sol ferralitiques*) treten im Untersuchungsgebiet nur sehr vereinzelt auf.

Für das *Aguima*-Einzugsgebiet hat JUNGE (in Vorbereitung) auf der Grundlage von zahlreichen Bodenaufnahmen eine Bodenkarte erstellt, die eine stärker differenzierte Bodenverbreitung zeigt, als die Bodenkarte von ORSTOM (1977) (Abb. 2.10). Auch hier zeigt sich die Dominanz der Lixisole bzw. Acrisole (mit den Lixisol vergleichbare Böden, jedoch basenärmer). Weitere Böden sind Plinthosole, die auf Kuppenbereiche und an Unterhängen auftreten. Hierbei handelt es sich um flachgründige Böden mit einem plinthitischen Horizont, der durch wiederholtes Durchfeuchten und Abtrocknen irreversibel verhärten kann oder bereits zu einer Plinthit-Kruste verfestigt ist (ISSS WORKING GROUP 1998a). Gleysole treten in den saisonal vernässten Inland-Valley Bereichen auf.

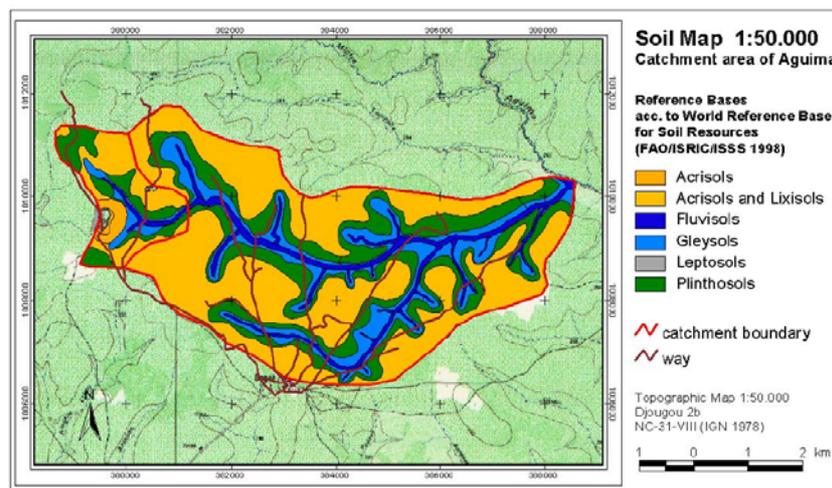


Abb. 2.10: Bodenkarte des Aguima-Einzugsgebietes (IMPETUS 2003).

Fig. 2.10: Soil map of the Aguima catchment (IMPETUS 2003)

Bodenbildung

Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Böden weisen einen polyzyklischen Aufbau auf. Autochthone Böden, die unmittelbar aus der Verwitterung des anstehenden Gesteins entstanden sind, stellen Ausnahmen in der Region dar (FAUST 1991).

Während früher die Bodengenese in den Tropen als Ergebnis örtlicher, vertikaler Differenzierungs- und Ausscheidungsvorgänge angesehen wurde, wird heute ein Erklärungsmodell nach FÖLSTER (1983) verfolgt, das die Böden Westafrikas als ein Produkt von Abtragungs- und Sedimentationsprozessen verschiedener Klimaphasen und autochthoner Bodenbildung versteht.

Generell sind die Böden durch mehrere Horizonte charakterisiert, deren Entstehung verschiedenen Klimaphasen des Quartärs zugeordnet werden. In so genannten Aktivitätsphasen, die durch einen hohen Oberflächenabfluss charakterisiert waren, kam es zur Aufarbeitung von Plinthit-Krusten, die als Pedimentschutt flächig abgelagert wurden. In den auslaufenden Aktivitätsphasen mit verringertem Oberflächenabfluss wurde dann feinkörniges Substrat (sog. *hillwash*) abgelagert, das als sandiges Decksediment über dem Pedimentschutt liegt. Der letzten Phase der großflächigen *hillwash*-Ablagerung in Westafrika, die nach FÖLSTER (1983) auf 2000 B.P. datiert wurde, folgte dann die rezente Bodenbildung.

Die Böden sind aufgrund der intensiven Verwitterungsbedingungen in den feuchten Tropen und der damit verbundenen Auflösung der primären Silikate (Prozess der Desilifizierung, Kapitel 2.4.2) durch eine relative Anreicherung von Al- und Fe-Oxiden und neu gebildetem Kaolinit (FÖLSTER 1983) charakterisiert.

Weitere wichtige Prozesse der Bodenbildung sind die vertikale Tonverlagerung (Lessivierung), die für die im Einzugsgebiet vorherrschenden Lixisole/Acrisole charakteristisch ist, und die Eisenverlagerung. Hierbei wird in Lösung gegangenes Eisen durch laterales Hangwasser verlagert. Am Unterhang kann es so durch solche Fe-reiche Hangzuzugswässer zu einer Verhärtung der Pisolith-Deckschichten zu Pisolithkrusten kommen (FAUST 1991) Es entstehen die für die Unterhänge im Einzugsgebiet typischen Plinthosole.

Als weiterer wichtiger, bodenbildender Faktor in den Tropen Afrikas werden auch die Termiten angesehen, hier vor allem der Gattung *Macrotermes* (GOUDIE 1996). Sie fördern große Mengen an Feinmaterial (Ton) aus dem Boden, woraus sie bis zu 9 m hohe Termitenhügel bauen. Dies kann zu einer Tonverarmung des Unterbodens führen (FÖLSTER 1983). Durch Verfall und Verspülung des feinkörnigen Materials des Termitenbaus kann es zur Ausbildung eines zoogenen Auflage-Horizontes kommen. Aufgrund der im Untersuchungsgebiet beobachteten hohen Dichte an Termitenbauten, darf der Einfluss der Termiten auf die Bodenbildung und auf die Bodenstruktur nicht vernachlässigt werden.

Ihr Anlegen von Gangsystemen und Höhlen führt zu einer erhöhten Makroporosität des Bodens, die großen Einfluss auf die bodenhydrologischen Prozesse hat.

2.6 Hydrogeologische Situation

Das Untersuchungsgebiet wird durch zwei lokale Vorfluter entwässert, *Aguima* und *Niaou* (Abb. 2.11). Übergeordnete Vorflut ist der *Térou*, dem über einen Seitenarm, dem *Aguimo*, der oberirdische Abfluss aus dem Arbeitsgebiet zugeführt wird. Der *Térou* selbst ist ein Nebenarm des *Ouémé* (Abb. 2.2), der in den Atlantik entwässert.

Regionaler Hauptgrundwasserleiter ist ein Kluftgrundwasserleiter, der im Untersuchungsgebiet aus Gesteinen der *Wé-Wé* und der *Sonoumon-Bariénou* Einheit (Kapitel 2.4.1) aufgebaut wird. Regionale Untersuchungen (GEOHYDRAULIQUE 1985, REPUBLIQUE DU BENIN 1997, CATCH 1999, DIRECTION DE L'HYDRAULIQUE-IRD-UNB 2000) geben für den Festgesteinsaquifer eine durchschnittliche Kluftporosität von 1.5 ‰ sowie eine durchschnittliche Aquifermächtigkeit von 40 m an.

Im Hangenden des Kluftaquifers existiert mit der saprolitischen Verwitterungszone (Kapitel 2.4.2) regional ein temporär (Regenzeit) gesättigter Aquifer, der als Porenaquifer angesprochen werden kann (vgl. SCHOLTEN 1997, WRIGHT 1992). Eine Studie über Wassermanagement der Republik Benin (REPUBLIQUE DU BENIN 1997) gibt aufgrund regionaler Brunnendaten für die Verwitterungszone der *Wé-Wé* Einheit eine durchschnittliche gesättigte Porenaquifermächtigkeit von 11 m an (bei 86% aller Brunnen mächtiger als 10 m). Der durchschnittliche Grundwasserspiegel (Flurabstand) liegt zwischen 10 und 25 m unter Geländeoberkante. Eigene Untersuchungen bestätigen dies für die Trockenzeit, zeigen allerdings für die Regenzeit örtlich deutlich niedrigere Flurabstände von bis zu 1 m unter Geländeoberkante (Abb. 10.1). Die durchschnittliche Förderleistung der in der Studie der Republik Benin (s.o.) untersuchten Brunnen wird mit 2-5 m³/h angegeben, wobei 43% der Brunnen 0.7 bis 2 m³/h liefern. Die Durchlässigkeiten der Verwitterungszone werden für die Verwaltungseinheit der Sous-Préfecture Djougou, in der auch das Arbeitsgebiet liegt, mit einem Bereich um 10⁻⁷ m/s angegeben und sind somit nach DIN 18130, Teil1 als *schwach durchlässig* einzustufen. Dies konnte mit den eigenen Ergebnissen bestätigt werden (vgl. Kapitel 7.1).

Die saprolitische Verwitterungszone wird im Arbeitsgebiet von einem tonreichen, dichten lateritischen Horizont (Kapitel 2.5.2) überlagert. Dieser, obwohl nicht flächendeckend ausgebildet, agiert als Aquitard an dem sich während der Regenzeit Zwischenabfluss (*Interflow*) bildet.

2.7 Messnetz

2.7.1 Interdisziplinäres lokales Beobachtungsmessnetz

Zur Erfassung der hydrogeologischen und hydrologischen Gegebenheiten im Arbeitsgebiet wurde von allen beteiligten Fachdisziplinen in enger Kooperation ein intensives Beobachtungsmessnetz aufgebaut. Abb. 2.11 zeigt die Standorte der wichtigsten Instrumente, die Probenahmelokalitäten dieser Arbeit sowie die CAMPTEL-Klimastationen der anderen IMPETUS Teilprojekte. Weitere hydrologische, bodenkundliche und biologische Untersuchungsflächen sowie Mess- und Probenahmelokalitäten anderer IMPETUS-Teilprojekte wurden bereits in Kapitel 2.1 (Abb. 2.1) dargestellt (vgl. auch Promotionsarbeiten GIERTZ, JUNGE, ORTHMANN (alle *in Vorbereitung*), Diplomarbeit BAUER (2004), Projektberichte IMPETUS (2001, 2002, 2003)).

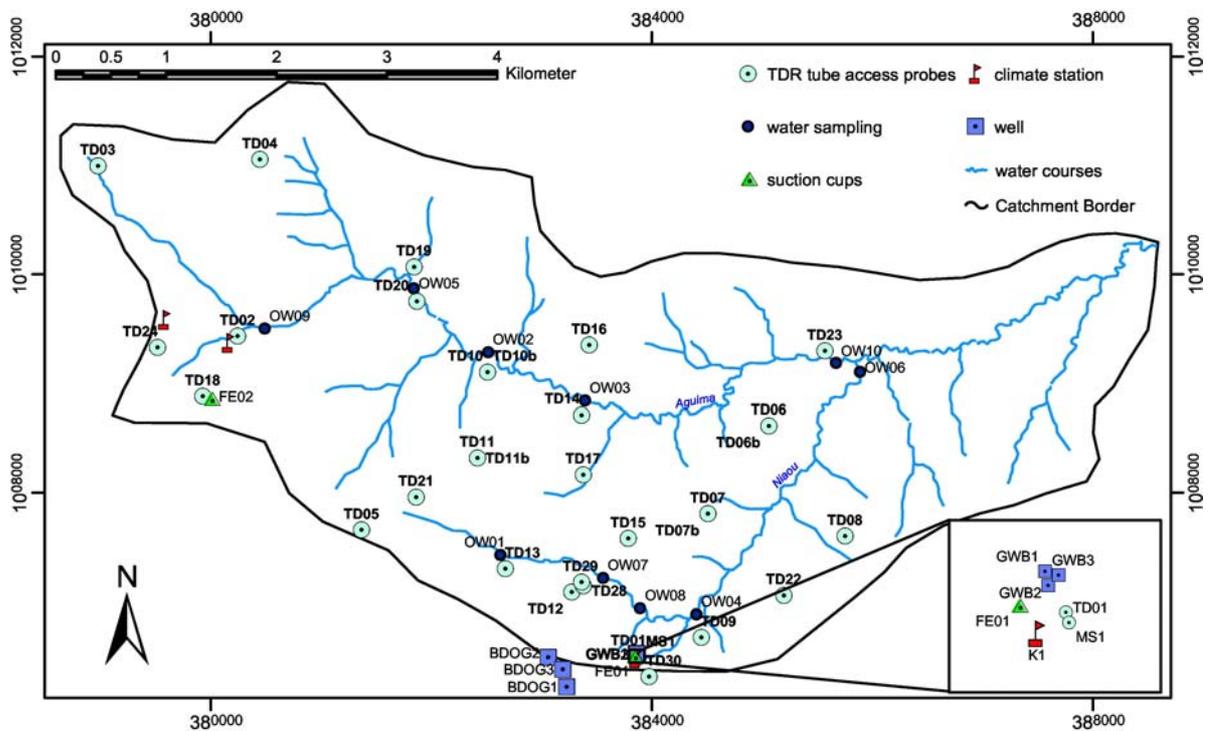


Abb. 2.11: Instrumentation des Untersuchungsgebietes.

Fig. 2.11: Instrumentation of the research area.

2.7.2 Regionales Messnetz

Für die Untersuchung der Isotopenzusammensetzung (stabile Isotope ^{18}O , ^2H (Deuterium) sowie radiogenes ^3H (Tritium)) wurden zusätzlich Wasserproben im weiteren, regionalen Umfeld bis ca. 60 km Entfernung vom Untersuchungsgebiet genommen. Die Proben entstammen hauptsächlich öffentlichen Schachtbrunnen, die zur lokalen Wasserversorgung verwendet werden, sowie zwei Stauseen (BRG-2, BSL-BR) in der Nähe der Ortschaft Bassila, und drei ausgewählten Probenahmestellen des Vorfluters *Térou* (TER-SM, TER-B, TER-2) (Abb. 2.12).

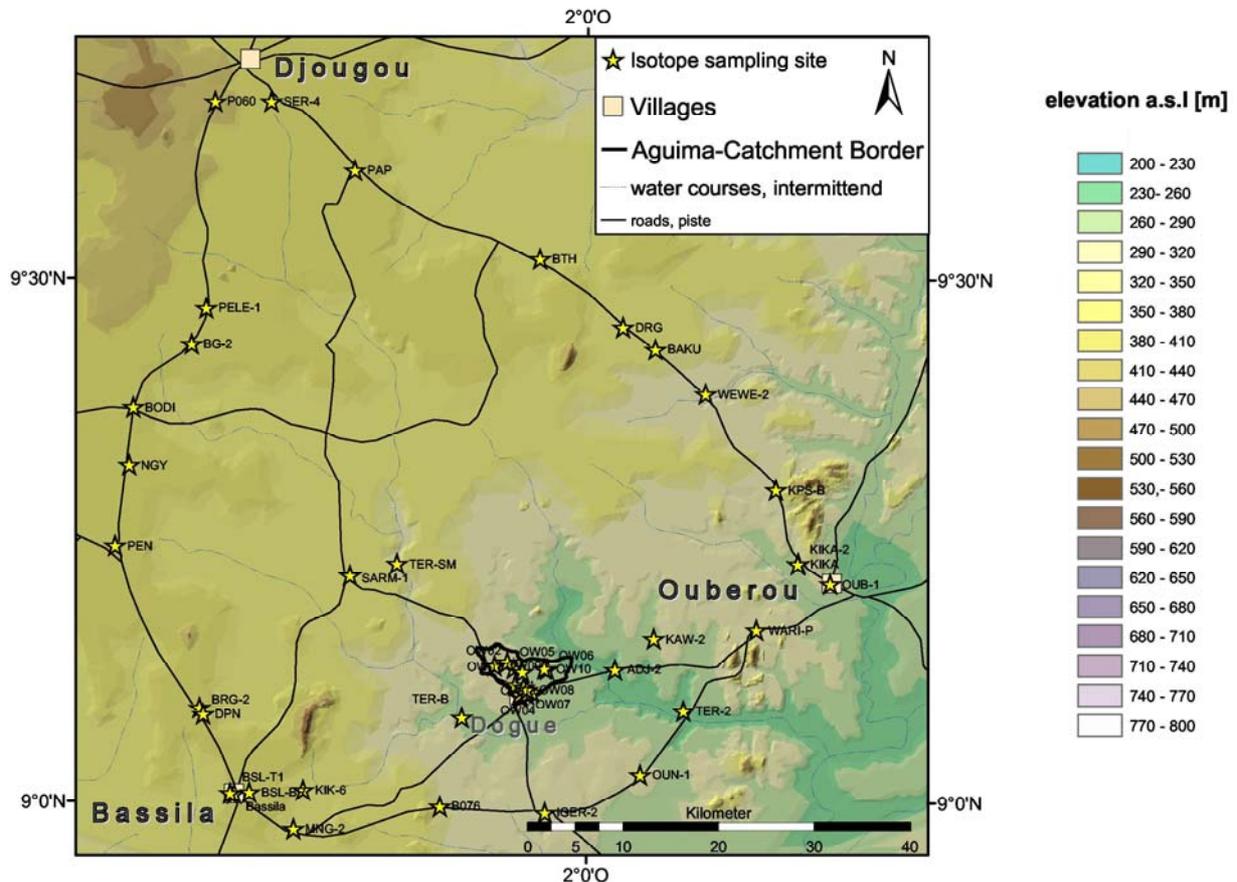


Abb. 2.12: Lokalitäten der Isotopenprobenahme.
 Fig. 2.12: Sampling sites for environmental isotopes.

2.8 Versuchsstandorte

Für die speziellen Fragestellungen zur Grundwasserneubildung und Bodenfeuchteentwicklung wurden mehrere Versuchsstandorte eingerichtet.

2.8.1 Versuchsstandort FE01

Die Versuchsfläche FE01 befindet sich auf einer landwirtschaftlich genutzten Fläche, auf der in wechselnder Fruchtfolge Baumwolle und Mais angebaut werden. Zur Gewinnung von Bodenwasserproben und für die Durchführung eines Markierungsversuches wurden Saugkerzen installiert (Abb. 2.13). Zum Zeitpunkt der Installation der Saugkerzen war der Standort mit Baumwolle bepflanzt, während des Versuchszeitraums mit Mais. Die Testfläche selber wurde nach der Instrumentation (Abb. 2.14) nicht weiter landwirtschaftlich bearbeitet.

In einem Raster von 4 x 4 m wurden in jedem Rasterquadratmeter drei Saugkerzen in je 50, 100 und 150 cm Teufe installiert (Abb. 2.13, Abb. 2.15).

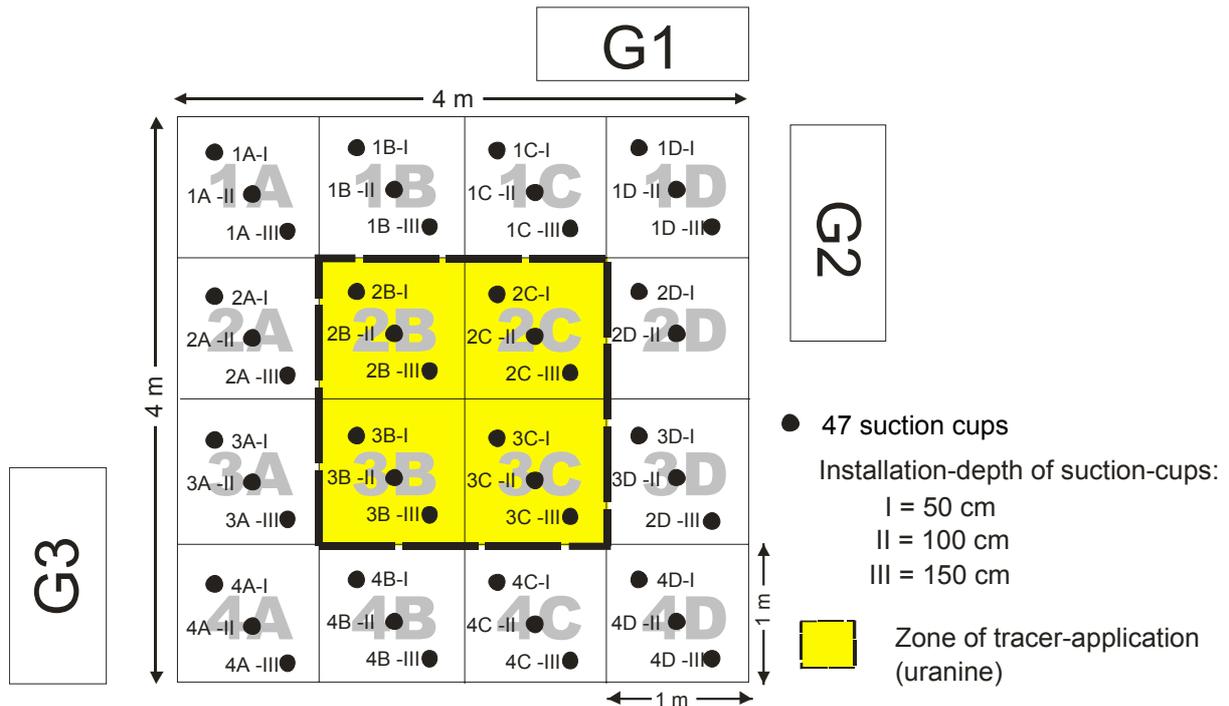


Abb. 2.13: Schematischer Aufbau des Versuchsstandortes FE01 mit Beschriftung der Planquadrate (1A bis 4D), Saugkerzen (1A-I bis 4D-III) und Gruben (G1-3) zur Aufbewahrung der Sammelflaschen. Der Bereich, in dem während eines Markierungsversuches Uranin aufgegeben wurde, ist unterlegt.

Fig. 2.13: Sketch map of tracer test site FE01 with labelling of grid squares (1A to 4D), suction cups (1A-I to 4D-III), and cavities (G1-3) for the collector bottles. The zone of tracer application is marked.

Die Saugkerzen in 150 cm Tiefe wurden im Herbst 2001 angelegt, da nur während der Regenzeit der Boden in dem Maße durchfeuchtet war, um diese Tiefe im Handbohrverfahren erreichen zu können. Nur in Rasterquadrat 2D (Abb. 2.13) konnte die 150 cm Tiefe nicht erreicht werden. Alle anderen Saugkerzen sind bereits im Frühjahr 2001 eingebaut worden. Insgesamt kamen 47 Saugkerzen zum Einsatz. Aufgrund der Anzahl an Saugkerzen wurden für die Sammelflaschen drei Aufbewahrungsruben am Rande des Versuchfeldes angelegt. Die Testfläche weist eine flache Neigung von maximal 3° ONO (58°, *persönliche Mitteilung B. Junge*) auf, die im Rahmen der Versuche als vernachlässigbar angesehen wird. Eine erste Beprobung wurde im Herbst 2001 vorgenommen. Der Markierungsversuch wurde während der Regenzeit vom 14.09.2002 bis 23.10.2002 durchgeführt (Kapitel 7.3) und im Rahmen einer Diplomarbeit von BAUER (2004) ausgewertet. Als Markierungsmittel kam Uranin (Kapitel 3.5.3) zum Einsatz. In unmittelbarer Nähe zum Saugkerzenstandort befinden sich zwei TDR Bodenfeuchtemessstellen (TD01, MS1), drei Grundwasserbeobachtungsbohrungen, mehrere Tensiometer, weitere TDR-Sonden sowie eine Klimastation (Abb. 2.14).

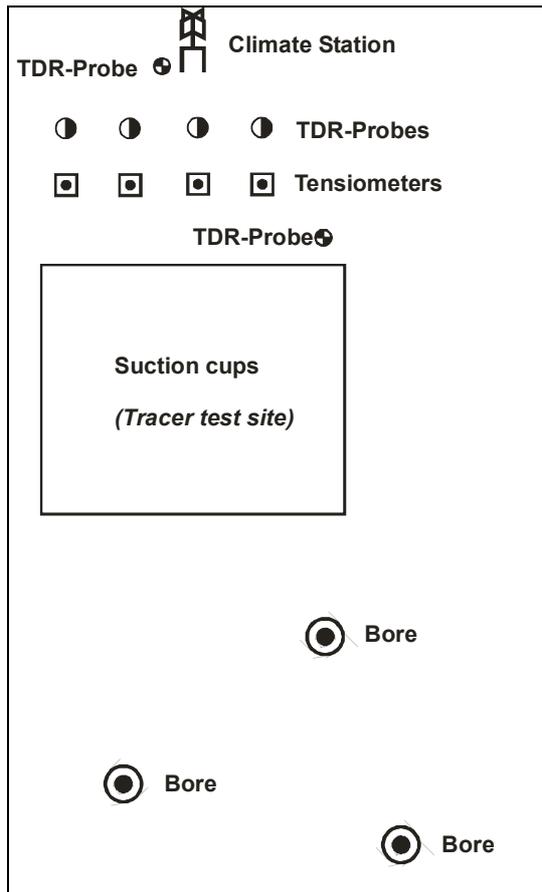


Abb. 2.14: Versuchsstandort FE01 mit Saugkerzenfeld, TDR-Sondenrohre für mobile TDR-Sonde (●), Grundwasserbeobachtungsbohrungen (⊙), permanent installierte TDR- (⊖) und Tensiometer (⊖) (IMPETUS Teilprojekt A2-1) und Klimastation (IMPETUS Teilprojekt A3). Nicht Maßstabsgetreu.

Fig. 2.14: Test site FE01 with tracer test site, TDR tube sites for mobile tube access probe (●), groundwater observation bores (⊙), permanently installed TDR probes (⊖) and tensiometers (⊖) (IMPETUS work package A2-1) and climate station (IMPETUS work package A3). Not to scale.

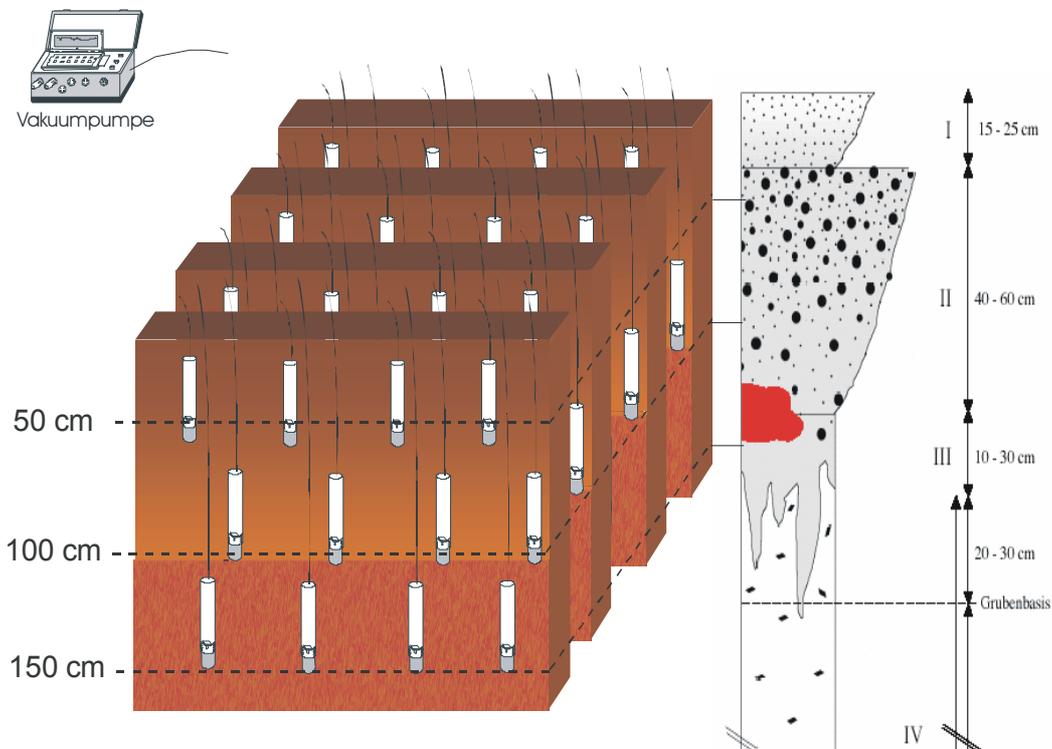


Abb. 2.15: Schematischer Aufbau des Saugkerzenversuchsstandortes FE01. Die Saugkerzen sind in drei verschiedenen Bodentiefen senkrecht eingebaut (Kapitel 3.5.2, sowie Bodenprofil BAUER 2004). Die Entnahme der Proben erfolgte mit einer Vakuumpumpe.

Fig. 2.15: Sketch map of the tracer test site FE01. The suction cups are vertically installed in three different depth levels (Chapter 3.5.2 and soil cross section BAUER 2004). The sampling has been done via a vacuum pump.

2.8.2 Versuchsstandort FE02

Der zweite Versuchsstandort, die Versuchsfläche FE02 (Abb. 2.16), befindet sich in naturbelassener Savanne. In einem Raster von 3 x 3 m wurden in jedem Rasterquadrat je zwei Saugkerzen in 50 und 100 cm Teufe nach demselben Muster wie bei Versuchsstandort FE01 (Kapitel 2.8.1) installiert (Abb. 2.1).

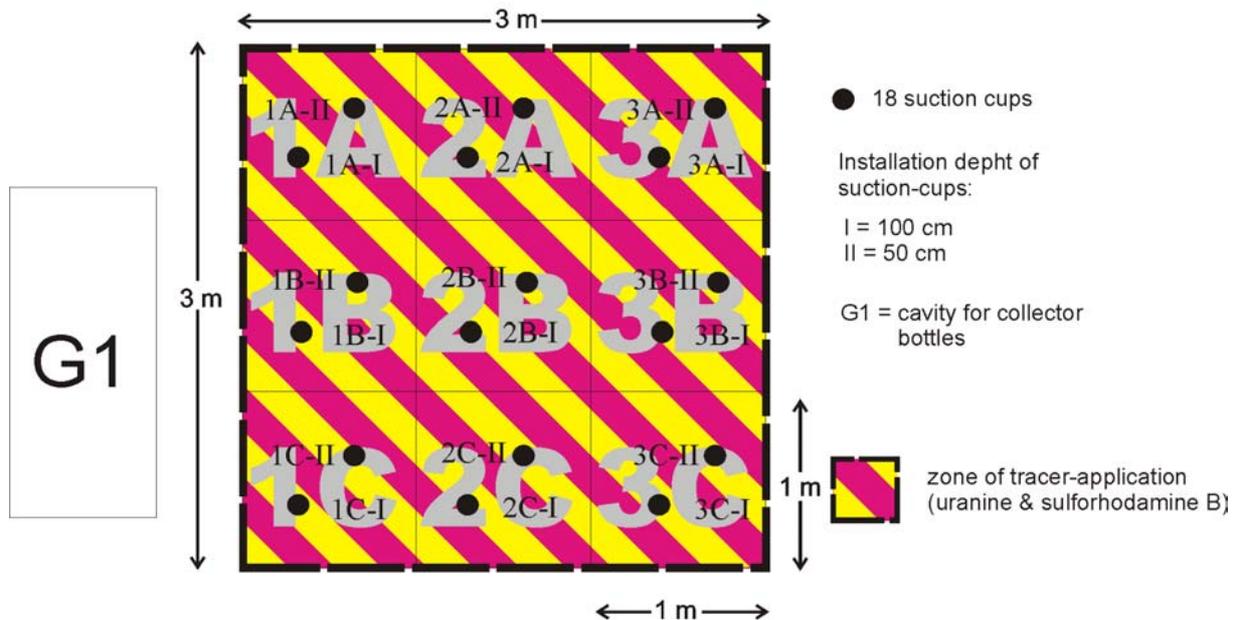


Abb. 2.16: Schematischer Aufbau des Versuchsstandortes FE02 mit Beschriftung der Planquadrate (1A bis 3C), Saugkerzen (1A-I bis 3C-I) und Gruben (G1) zur Aufbewahrung der Sammelflaschen. Die Aufgabe von Uranin und Sulforhodamin B erfolgte im Kontext des Tracerversuches über die gesamte Fläche.

Fig. 2.16: Sketch map of the tracer test site FE02 with labelling of grid squares (1A to 3C), suction cups (1A-I to 3C-II) and cavity (G1) for the collector bottles. The zone of tracer application (uranine and sulforhodamine b) is marked.

Alle 18 Saugkerzen wurden im Herbst 2001 installiert. Für die Aufbewahrung der Sammelflaschen wurde am Rand des Versuchsfeldes eine 1 m tiefe Grube ausgehoben (Abb. 2.16). Eine erste Beprobung fand im Herbst 2001 statt. Der Markierungsversuch wurde zur Regenzeit vom 23.09.2002 bis 24.10.2002 durchgeführt. Als Markierungsstoff wurde eine Mischung aus Uranin und Sulforhodamin B (Kapitel 3.5.3) verwendet. In unmittelbarer Nähe befindet sich eine TDR Bodenfeuchtemessstelle (TD18), sowie Tensiometer, weitere TDR-Sonden und eine Klimastation aus anderen IMPETUS Teilprojekten.

2.8.3 Versuchstandorte GWB1, GWB2 und GWB3

Für die Charakterisierung der gesättigten Zone (Kapitel 7) wurden drei Grundwasserbohrungen GWB1, GWB2 und GWB3 im Frühjahr 2002 in unmittelbarer Nähe zu Versuchsfläche FE01 (Kapitel 2.8.1, Abb. 2.14) abgeteuft. Die Bohrungen wurden im Handbohrverfahren in einer dreieckigen Anordnung angelegt (Abb. 2.17).

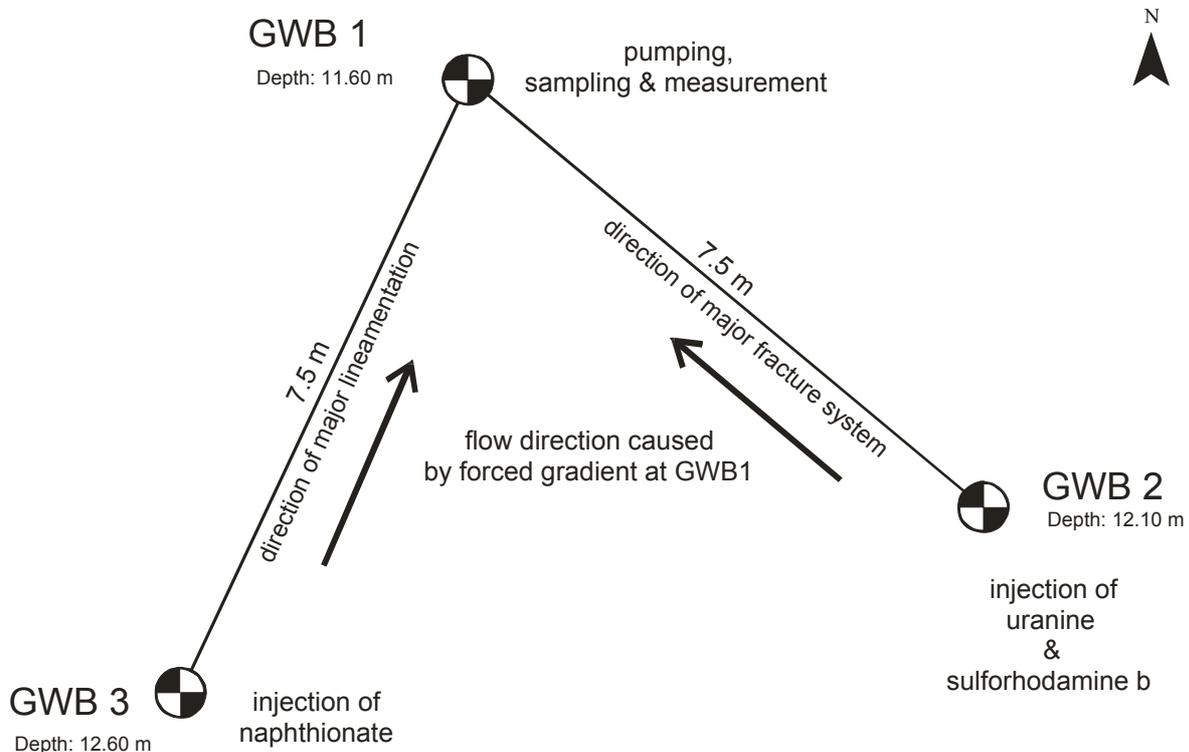


Abb. 2.17: Anordnung und Versuchsaufbau der Standorte GWB1-3.

Fig. 2.17: Arrangement and experimental setup of the bore sites GWB1-3.

Die jeweils 7,5 m langen Seiten des Dreiecks sind entlang der tektonischen Hauptrichtungen im Arbeitsgebiet (Kapitel 2.4) ausgerichtet. Mit dieser Anordnung sollte eine mögliche hydraulische Verbindung zwischen den einzelnen Bohrlöchern für Markierungsversuche gewährleistet werden. Die Bohrungen durchteufen die saprolitische Verwitterungszone bis zu deren Basis. Im Liegenden folgt das migmatitische Grundgebirge. Das Bohrverfahren erlaubte keine Fortführung in das kristalline Basement. Die Endteufe der Bohrungen liegt im Bereich von 12 m uGOK. Eine Profilbeschreibung ist in Kapitel 3.6.1 gegeben. Jede Bohrung wurde mit 100 mm- \varnothing PVC-Rohr verrohrt, von denen in die unteren 5 m 1-mm breite Filterschlitzte eingesägt wurden. Die letzten 50 cm der Verrohrung sind nicht geschlitzt und am unteren Ende mit quellfähigem Teakholz abgedichtet. Dieser Abschnitt dient als Sumpfrohr. Die Bohrlöcher sind im geschlitzten Bereich mit Kies (2 mm- \varnothing) verfüllert. Der nicht geschlitzte, obere Bereich ist mit Bohrklein aus den entsprechenden Bodenhorizonten verfüllert und manuell verdichtet. Oberirdisch wurde jede Bohrung mit einer Betonterrasse abgedichtet (Abb. 2.18) und nach oben jeweils mit einer eigens angefertigten Pegelkappe verschlossen.



Abb. 2.18: Oberirdische Betonterrasse von Grundwasserbeobachtungsbohrung GWB3.

Fig. 2.18: Concrete sealed surface of bore GWB3.

Die drei Bohrungen erschließen die saprolitische Verwitterungszone (Kapitel 2.4.2). Neben der Entnahme von Wasserproben wurde im Herbst 2002 ein Multitracer-Markierungsversuch durchgeführt (Kapitel 3.5.4.2, s. Kapitel 7.3). Hierfür wurde an GWB1 über 6 Tage ein hydraulischer Gradient erzeugt (Kapitel 3.6). An GWB2 wurde eine Mischung aus Uranin und Sulforhodamin B eingegeben, an GWB3 Naphthionat. Der Grundwasserspiegel an GWB1 wurde mit Hilfe einer Tauchpumpe der Fa. GRUNDFOS, Modell MP-1 um ca. 7 m abgesenkt. Mittels eines Online-Fluorometer (Modell FLUN) wurde die Konzentration der verwendeten Markierungsmittel im Durchfluss des abgepumpten Grundwassers kontinuierlich überwacht. Zusätzlich wurden 2-stündlich Wasserproben des abgepumpten Wassers entnommen. Diese wurden im Labor des Geologischen Institutes der Universität Bonn mit einem Spektrofluorometer der Fa. SHIMADZU, MODELL 5301PC analysiert.

3 Untersuchungsmethodik

3.1 Wasserproben

3.1.1 Probenahme

Während vier Geländeaufenthalten von 2001 bis 2002 (03.04. – 26.06.2001, 16.08. – 03.10.2001, 14.03. – 21.04.2002, 02.09. – 31.10.2002) wurden im Untersuchungsgebiet insgesamt 90 Wasserproben aus Niederschlags-, Oberflächen-, Boden- und Grundwässern für die anorganisch-chemische, sowie für die Isotopen-Analyse genommen. Die Lokalitäten der Probenahme sind in Abb. 2.11 dargestellt. Für den Kluftgrundwasserleiter repräsentative Wasserproben wurden in zwei öffentlich genutzten Schachtbrunnen (BDOG1 und BDOG2, 18-22 m Endteufe u. GOK) im Arbeitsgebiet entnommen. Oberflächennahe Bodenwasserproben wurden mittels keramischer Vakuum-Saugkerzen (Kapitel 2.8, Kapitel 3.5.1) in 50, 100 sowie 150 cm Tiefe entnommen. Proben aus einem Verwitterungszonenaquifer (2-12 m) wurden aus den im Frühjahr 2002 abgeteuften, PVC-verrohrten und verfilterten Beobachtungsbohrungen (Abb. 2.17, Kapitel 2.8.3) gewonnen. Temperatur, pH, Eh, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffgehalt wurden bei der Probenahme vor Ort gemessen. Hydrogenkarbonat (HCO_3^-) wurde in den meisten Fällen im Feldlabor durch Titration oder im Labor des Geologischen Institutes der Universität Bonn bestimmt. Ausschließlich zur isotonenanalytischen Untersuchung (Kapitel 6) wurden 59 Proben im weiteren regionalen Umfeld (Abb. 2.12) genommen. Hierbei wurden zusätzlich Temperatur und elektrische Leitfähigkeit bestimmt. Von 13 Niederschlagsproben wurden 10 ausschließlich auf ihren Gehalt an Deuterium (^2H) und ^{18}O untersucht. Tritium (^3H) wurde an 33 Proben gemessen.

Bei der Beprobung der Wässer im Arbeitsgebiet wurde sich weitgehend an die Richtlinien und Empfehlungen der DVWK (DVWK 1992, 1999) und DIN 38402, Teil 13 gehalten. Aufgrund der örtlichen und klimatischen Gegebenheiten mussten Kompromisse eingegangen werden, beispielsweise war eine Lagerung der Proben bei Temperaturen kleiner 4°C oft nicht möglich. Durch die Zugabe von HNO_3 (Kationen) bzw. H_2SO_4 (photometrische Analysen), sowie der Filtration der Proben über $0.45\ \mu\text{m}$ Membranfilter (Tab. 3.1) wurden mikrobiologische Prozesse, Flockung und die Bildung von Niederschlägen sowie Adsorptionsprozesse an der Oberfläche der Probebehältnisse so weit als möglich verhindert (WORKING PARTY ON STABILIZATION OF SAMPLES FROM THE HYDROCHEMISTRY TEAM OF THE GERMAN CHEMISTS ASSOCIATION 1981, DVWK 1992). Die Verfahren zur Probegewinnung, deren Präparation und Aufbewahrung, sowie die verwendete Analysetechnik sind in Tab. 3.1 erläutert. Bei erkennbarer Trübung wurden alle Wasserproben vor der weiteren Behandlung über einen Faltenfilter vorfiltriert. Zusätzlich wurden 250 ml Probe für Schnellanalysen auf NO_3^- , PO_4^{3-} und NH_4^+ (Schnelltest-Analyse Sets der Fa. MERCK) genommen.

Tab. 3.1: Verwendete GefäÙe, Präparation und Analysetechnik

Tab. 3.1: For sampling used bottles, preparation- and analysis- technique.

Parameter	Probe- menge	GefäÙart	Präparation	Analysetechnik
Anionen (Cl ⁻ , NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , SO ₄ ²⁻ , F ⁻ , Br ⁻)	20 ml	Polyethylen	Schnellfiltration, Membranfiltration (0.45 µm)	IC
Anionen (PO ₄ ³⁻)	100 ml	Polyethylen	Schnellfiltration, Membranfiltration (0.45 µm) Konservierung mit suprapurer H ₂ SO ₄ auf pH < 2	Photometrie
Kationen (Na ⁺ , K ⁺ , Mg ²⁺ , Ca ²⁺ , Fe _{ges.} , Mn ²⁺ , Sr ²⁺)	100 ml	Polyethylen	Schnellfiltration, Membranfiltration (0.45 µm) Konservierung suprapurer HNO ₃ auf pH < 1	AAS
Kationen (NH ₄ ⁺ , SiO ₂)	100 ml	Polyethylen	Schnellfiltration, Membranfiltration (0.45 µm) Konservierung mit suprapurer H ₂ SO ₄ auf pH < 2	Photometrie
Hydrogenkarbonat	250 ml	Polyethylen	Schnellfiltration	Titration
Stabile Isotope (² H, ¹⁸ O)	30 ml	Polyethylen	Schnellfiltration	Gas-Massen- spektrometer
Radiogene Isotope (³ H)	500 ml	Polyethylen	Schnellfiltration	LCP

3.1.2 Hydrochemische Laboranalysen

Die hydrochemischen Analysen der Wasserproben wurden hauptsächlich im Labor des Geologischen Institutes der Universität Bonn vorgenommen. Kationenkonzentrationen wurden mit dem Atomadsorptions-Spektrometer (AAS) der Fa. PERKIN-ELMER (AAS 3030 B), Anionenkonzentrationen mit dem Ionen-Chromatograph (IC) der Fa. SHIMADZU (*Shimpack IC-A1*) bestimmt. Phosphat (PO₄³⁻), Ammonium (NH₄⁺) und Silizium-Oxid (SiO₂) wurden photometrisch mit dem Spektralphotometer *CADAS 100* der Fa. DR. LANGE bestimmt. Hydrogenkarbonat (HCO₃⁻) wurde an einigen Proben ebenfalls im Labor durch Titration bestimmt. Die Analyse der stabilen Isotopen ¹⁸O, Deuterium (²H) sowie von radiogenem Tritium (³H, nur Regenzeit 2002) wurden am *GSF Institut für Hydrologie* in Neuherberg durch Herrn Dipl.-Phys. W. Stichler vorgenommen. Die analytischen Nachweisgrenzen sind in Tab. 3.2 ersichtlich.

Tab. 3.2: Analytische Nachweisgrenzen der untersuchten Elemente.

Tab. 3.2: Detection limit of analyzed samples.

Element (Anionen)	analytische Nachweisgrenze	Element (Kationen)	analytische Nachweisgrenze
F ⁻	0.3 mg/l	Na ⁺	0.01 mg/l
Cl ⁻	0.2 mg/l	K ⁺	0.04 mg/l
NO ₃ ⁻	0.5 mg/l	Ca ²⁺	0.09 mg/l
NO ₂ ⁻	0.5 mg/l	Mg ²⁺	0.002 mg/l
Br ⁻	0.5 mg/l	Fe ²⁺	0.001 mg/l
SO ₄ ²⁻	0.6 mg/l	Mn ²⁺	0.002 mg/l
		Sr ²⁺	0.025 mg/l

3.2 Wasserstoff- und Sauerstoffisotope

Die Umweltisotope und hier insbesondere die Wasserstoff- und Sauerstoffisotope sind als Bestandteil des Wassermoleküls hervorragend geeignet, Aufschluss über dessen Herkunft, Alter und Entwicklung zu geben. Die jeweilige Isotopenzusammensetzung ist durch Fraktionierungsprozesse bestimmt, die von verschiedensten Faktoren abhängen, wie z. B. Höhen-, Breiten- und Kontinentaleffekten, Niederschlagsdauer und Niederschlagsintensität, Temperatur, Evaporation und Kondensation in Quell-, Niederschlags- und Neubildungsgebieten als auch von meteorischen Prozessen während des Transportes der Luftmassen als Wasserdampf vom Entstehungsgebiet über den Ozeanen bis zum Niederschlagsgebiet (siehe u.a. FRITZ & FONTES 1980, CLARK & FRITZ 1997, KENDALL & MCDONNELL 1998, COOK & HERCZEG 1999, IAEA-UNESCO 2000, 2001).

3.2.1 Messtechnik, Standards und Fehlerbereich

H- und O-Isotope als Bestandteile von Wassermolekülen fungieren als natürliche, konservative Tracer. Ihre Atomverhältnisse ${}^2\text{H}/{}^1\text{H} = {}^2\text{R} \cong 1,5 \times 10^{-4}$ und ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} = {}^{18}\text{R} \cong 2 \times 10^{-3}$ werden als Delta-Werte (δ) der Probe (*spl*) bezüglich eines Standards (*std*) ausgedrückt:

$$\delta(\text{‰}) = \left(\frac{R_{spl}}{R_{std}} - 1 \right) \cdot 1000 \quad \text{Gl. 3.1}$$

Solche Standards werden von zwei internationalen Organisationen in Zusammenarbeit verwaltet, erstellt und zugänglich gemacht, der Internationalen Atomenergie Behörde *IAEA* (*International Atomic Energy Agency*) in Wien (www.iaea.or.at) und dem *National Institute of Standards and Technology* (*NIST*) in Gaithersburg, Maryland, USA (www.nist.gov).

Als Referenz-Standard V-SMOW (**V**ienna **S**tandard **M**ean **O**cean **W**ater) für H und O wurde Meereswasser mit den $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Werten von $\pm 0 \text{ ‰}$ gewählt. Die meisten Süßwässer haben demgegenüber negative Werte.

Die Analyse der Isotopenproben fand im Gas-Massenspektrometer am *Institut für Hydrologie* der *GSF - Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit, GmbH* in München durch Dipl.-Phys. W. Stichler statt. Die Proben werden dort zunächst in den gasförmigen Zustand gebracht. Für die Deuteriummessungen wird Wasser zu H_2 reduziert. Im Gas-Massenspektrometer werden aus dem Probengas Ionen erzeugt, beschleunigt und durch ein Magnetfeld ihrer Masse nach abgelenkt und getrennt. Detektoren registrieren dann die Ionen der interessierenden Isotopenpaare (CLARK & FRITZ 1997) und ergeben das Isotopenverhältnis R . Für die im Rahmen dieser Arbeit analysierten stabilen Isotope ergibt sich ein gerätespezifischer Fehler (σ^2) von $\pm 0.1 \text{ ‰}$ für $\delta^{18}\text{O}$ und $\pm 1 \text{ ‰}$ für $\delta^2\text{H}$, für die ${}^3\text{H}$ -Analysen beträgt der Fehler $\pm 0.7 \text{ TU}$ (W. STICHLER, *persönliche Mitteilung*).

3.2.2 Vorkommen

Die meisten natürlichen Grundwasservorkommen sind meteorischen Ursprungs. Eine deutliche Beziehung zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Gehalten in Niederschlägen weltweit, bedingt durch *Rayleigh* Destillations- und Fraktionierungsprozesse, wird von CRAIG (1961) und DANSGAARD (1964) durch die Gleichung:

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad \text{Gl. 3.2}$$

beschrieben. Die sich daraus ergebende Gerade mit der Steigung +8 wird *Global Meteoric Water Line* (GMWL) genannt. Neuere Untersuchungen der IAEA, die in Zusammenarbeit mit der *World Meteorological Organisation* (WMO) ein weltweites Messnetz zur Messung des Isotopengehaltes in Niederschlägen (GNIP – *Global Network of Isotopes in Precipitation*) aufgebaut haben (deren Daten stehen unter isohis.iaea.org zur Verfügung) ergeben für Langzeitmessungen eine Präzisierung der *Craig'schen* Niederschlagsgeraden nach ROZANSKI et al. (1993) zu:

$$\delta^2\text{H} = 8.17 (\pm 0.07) \delta^{18}\text{O} + 11.27 (\pm 0.65) \text{‰ V - SMOW} \quad \text{Gl. 3.3}$$

Im Rahmen dieser Arbeit wird als GMWL die Gleichung nach CRAIG (1961, Gl. 3.2) verwendet.

Der Schnittpunkt der GMWL mit der Y-Achse bei +10, der Deuterium-Exzess (D-Exzess), ist primär eine Funktion der mittleren relativen Feuchte der Atmosphäre über dem Ozeanwasser (MERLIVAT & JOUZEL 1979). Der Term *D-Exzess* ist gültig für berechnete Y-Achsenabschnitte meteorischer Datensätze, die einer Steigung der Niederschlagsgeraden von +8 angepasst sind. Er ist von klimatologischer Signifikanz (FROEHLICH et al. 2002) und kann als paläoklimatischer Indikator genutzt werden (MERLIVAT & JOUZEL 1979).

3.2.3 Fraktionierungsprozesse

Die in der Natur am häufigsten vorkommenden Isotope des Wasserstoffes sind ^1H (ca. 99.985 %) und ^2H (Deuterium, D, ca. 0.015 %) sowie ^3H (Tritium) als radioaktives Isotop des Wasserstoffes mit einer Halbwertszeit von $\lambda = 12.43$ a und einem Anteil von ca. 10^{-15} %. Die am häufigsten vorkommenden Isotope des Sauerstoffes sind ^{16}O (ca. 99.97 %) und ^{18}O (ca. 0.02 %). Die *stabilen* Isotope von Wasserstoff und Sauerstoff werden ebenso wie von Schwefel, Kohlenstoff und Stickstoff wegen ihres weitverbreiteten Vorkommens in natürlichen Systemen als *Umweltisotope* bezeichnet. In ihrer Kombination produzieren die Wasserstoff- und Sauerstoffisotope Wassermoleküle mit Molekularmassen zwischen 18 und 22, deren verbreitetste $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ und $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ sind. Die relativ großen Massendifferenzen zwischen *leichten* und *schweren* Isotopen haben aufgrund unterschiedlicher Dampfdrücke und Reaktionskinetik eine deutliche Fraktionierung bei allen Phasenumwandlungen (schmel-

zen/gefrieren, Verdunstung/Kondensation) zur Folge. Leichte Isotope reichern sich beispielsweise aufgrund physikalisch-chemischer Prozesse (*Brown'sche Molekularbewegung*) schneller in der flüchtigeren Phase an als schwere. Als Ergebnis solcher Fraktionierungsprozesse entwickelt Wasser oft spezifische Isotopenzusammensetzungen, die indikativ für ihre Herkunft und die sie beeinflussenden Prozesse sind. Die Prozesse und Gesetzmäßigkeiten der Isotopenfraktionierung wurde bereits ab den 40er Jahren des 20. Jahrhunderts ausgiebig untersucht und beschrieben (z.B. UREY 1947, GAT 1980, GAT & GONFIANTINI 1981, O'NEIL 1986). Nach MOSER & RAUERT (1980) sind wichtige Prinzipien bei Phasenübergängen des Wassers u. a.:

- Die Anreicherung schwerer Isotope in der flüssigen Phase bei Verdunstung und Kondensation, sowie Abreicherung schwerer Isotope in die Gasphase.
- Die Zunahme der Fraktionierung beim Phasenübergang mit sinkender Temperatur
- Die Abnahme des $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ Verhältnis in der Gasphase bei steigender Verdunstungsgeschwindigkeit

Unterschiede in der Isotopenkomposition der Niederschläge können auf verschiedene Prozesse zurückgeführt werden, die vornehmlich von zwei Faktoren kontrolliert werden: der Temperatur und dem Anteil an ursprünglichen Verdunstungswasser, das sich im Luftpaket befindet und der Kondensation (d.h. dem Niederschlag) unterliegt (KENDALL & McDONNELL 1998) (Abb. 3.1).

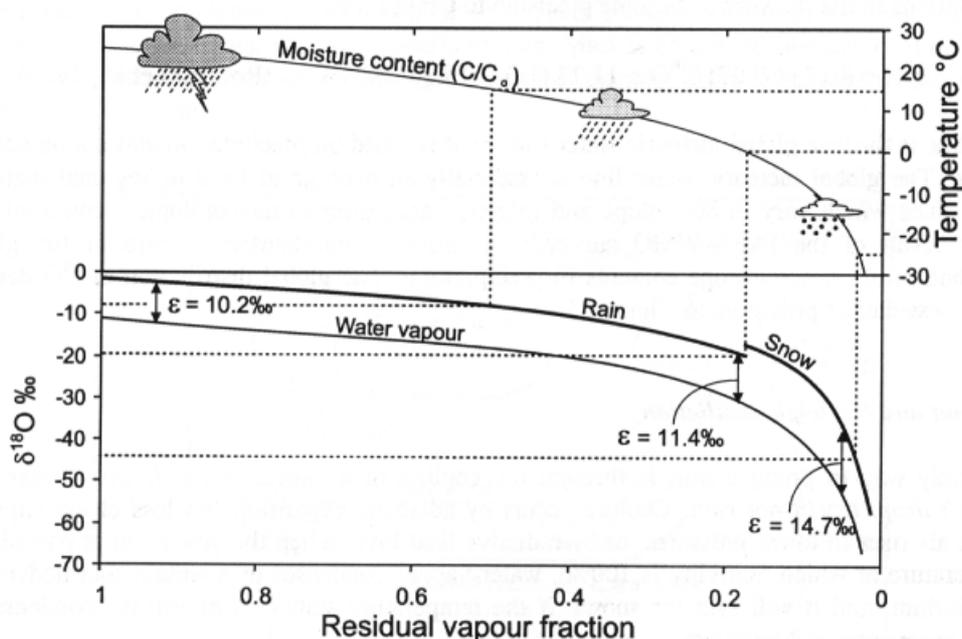


Abb. 3.1: Änderung im ^{18}O Gehalt, beschrieben durch Rayleigh-Destillationsprozesse (CLARK & FRITZ 1997). f ist der in der nach der Kondensation zurückgebliebene Anteil an Wasserdampf.

Fig. 3.1: The change in the ^{18}O content according to Rayleigh distillation (CLARK & FRITZ 1997). f : residual vapour reservoir in the cloud.

Geographische und temporale Variationen sind demnach Ergebnis dieser kontrollierenden Faktoren. Wichtige Prozesse, die im Weiteren Erläutert werden, sind u. a. :

- Verdunstungs-Effekt
- Temperatur-Effekt
- Mengen-Effekt
- Höhen-Effekt
- Kontinental-Effekt

Der **Verdunstungs-Effekt** resultiert in einer Anreicherung der schweren Isotope in der flüssigen Phase in Relation zur Dampfphase. Er erlaubt die qualitative und quantitative Identifizierung der Zumischung von der Verdunstung ausgesetztem Oberflächenwasser (Seen, Flüsse) im Grundwasser (z.B. DARLING et al. 1996). Der Grad der Fraktionierung hängt im Wesentlichen von der Luftfeuchtigkeit an der flüssig-gasförmig Grenze ab (GAT & GONFIANTINI 1981, GAT 1994, 1996). Der Verdunstungs-Effekt resultiert in einer Verringerung der Steigung der GMWL ($< +8$) in der $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ Beziehung. Die durch Verdunstungseffekte beeinflussten Wasserproben liegen auf der sogenannten Verdunstungs-Gerade (*evaporation line*). Der Schnittpunkt dieser Geraden mit der GMWL gibt die Zusammensetzung des Niederschlagswassers vor der Verdunstung an. Die Isotopenzusammensetzung des bei diesem Prozess entstehenden abgereicherten Wasserdampfes liegt ebenfalls auf der Verdunstungs-Geraden, allerdings oberhalb der GMWL (Abb. 3.2).

Der **Temperatur-Effekt** ist verantwortlich für die Fraktionierung der Isotope beim Phasenübergang. Leichtere Isotope reichern sich in der volatileren Phase an, schwerere in der weniger volatilen.

Der **Mengen-Effekt** betrifft vorwiegend tropische Regionen. Er beschreibt die starke Korrelation zwischen niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ Werten und der Niederschlags-Intensität.

Der **Höhen-Effekt** beschreibt die fortschreitende Abreicherung stabiler Isotope mit zunehmender Geländehöhe und ist bedingt durch die Abnahme der Temperatur mit zunehmender Geländehöhe und der daraus resultierenden zunehmenden Kondensation des Wasserdampfes. Hierbei können nach CLARK & FRITZ (1998) $\delta^{18}\text{O}$ -Gradienten zwischen -0.15 ‰ und -0.5 ‰ je 100 m Höhenintervall beobachtet werden.

Mit zunehmender Entfernung von der Küste kommt der **Kontinental-Effekt** zum Tragen. Auf ihrem Weg über den Kontinent produzieren Wolken in Abhängigkeit u. a. von der Gelände-

höhe und der Temperatur fortschreitend Niederschlag. Durch Anreicherung der schwereren Isotope in der flüssigen Phase wird das Wolkenpaket mit fortschreitender Bewegung über den Kontinent sukzessive an schweren Isotopen abgereichert, die Niederschläge werden also fortschreitend isotopisch leichter. INGRAHAM & TAYLOR (1986, 1991) beschreiben Änderungen im $\delta^2\text{H}$ Gehalt pro 100 km Entfernung von der Küste von 2 ‰ bis 45 ‰.

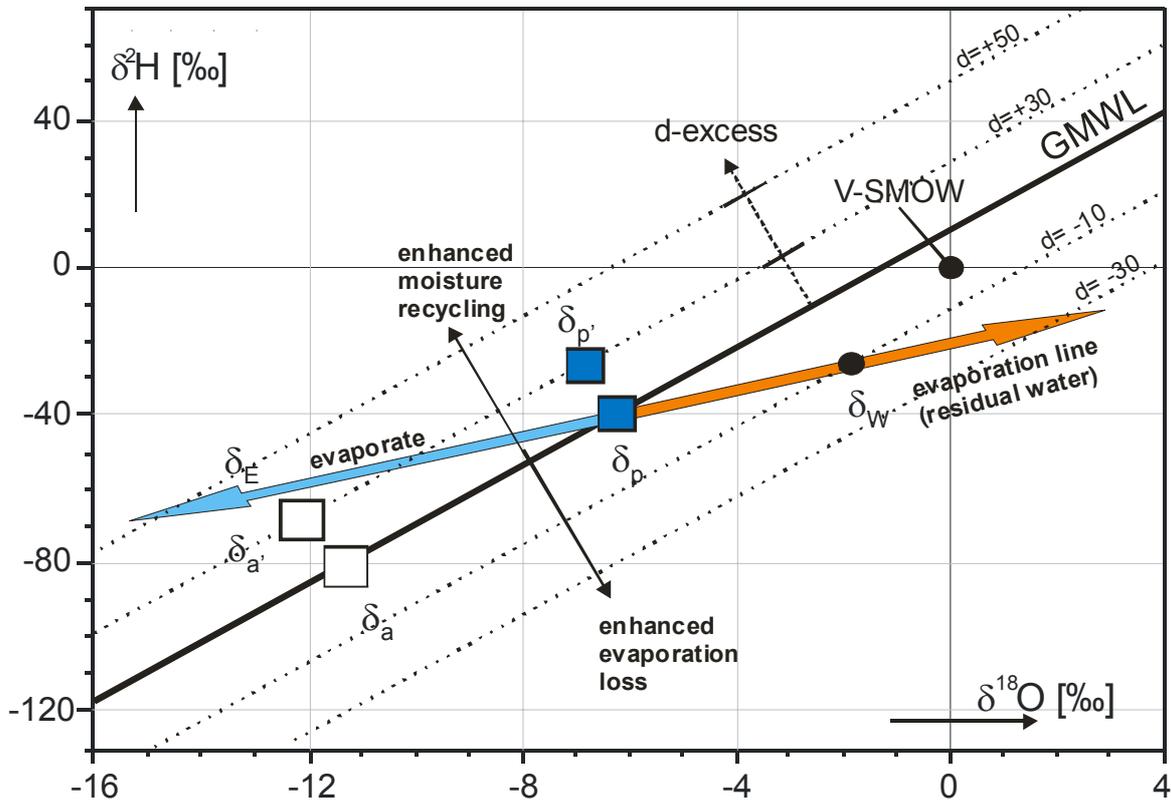


Abb. 3.2: Die Isotopenzusammensetzung von verdunstetem Oberflächenwasser (δ_w), die Originalzusammensetzung vor der Verdunstung (δ_p) und der verdunstete Wasserdampf (δ_E) liegen alle auf derselben Verdunstungsgeraden (evaporation line). Atmosphärischer Wasserdampf (δ_a) und Niederschlag (δ_p) stehen miteinander im Gleichgewicht und liegen auf der Niederschlagsgeraden (GMWL). Ihre Differenz entlang dieser Geraden wird durch die Umgebungstemperaturen bestimmt. Wenn sich der verdunstete Wasserdampf (evaporate, δ_E) mit dem lokalen atmosphärischen Wasserdampf mischt, bildet sich neuer Wasserdampf (δ_a'), dessen Zusammensetzung über der GMWL liegt. Niederschlag, der aus diesem Wasserdampf kondensiert (δ_p'), liegt auf einer neuen Niederschlagslinie parallel der GMWL mit einem höheren D-Exzess Wert. (verändert nach FROELICH et al. 2002, KENDALL & McDONNELL 1998, GAT et al. 1994).

Fig. 3.2: The isotopic composition of evaporated surface water (δ_w), the original precipitation prior to evaporation (δ_p), and the evaporated vapour (δ_E) all plot along the same evaporation line. Both the precipitation (δ_p) and the atmospheric vapour (δ_a) in equilibrium with it plot along the GMWL. Their difference along this line is determined by the environmental temperature. When the evaporate (δ_E) mixes with the local atmospheric vapour (δ_a), a new vapour (δ_a') is formed that plots above the GMWL. If rain later condenses from this vapour (δ_p'), it would plot along a new line parallel to the GMWL but with a higher d-excess value. (modified after FROELICH et al. 2002, KENDALL & McDONNELL 1998, GAT et al. 1994).

3.3 Bodenproben

3.3.1 Probenahme

Bodenproben aus der ungesättigten Zone wurden bei der Installation der TDR-Sonden (Kapitel 3.4) und der Saugkerzen (Kapitel 3.5.1) von ausgewählten Bodenhorizonten als gestörte Proben gewonnen.

3.3.2 Bodenphysikalische Untersuchungen

Die Kornsummenkurven wurden durch Kombination von Sieb- und Laserbeugungsanalyse erstellt. Die Siebanalyse erfolgte nach DIN ISO 3310 T1-T3. Korngrößen kleiner 63 µm wurden durch Partikelgrößenanalyse mit dem „*Laser Particle Sizer Analysette 22*“ der Fa. FRITSCH ermittelt. Hierzu musste das Probematerial nasschemisch vorbereitet und von verschiedenen Kittsubstanzen befreit werden. Die Probe wurde mit Na₄P₂O₇ dispergiert und die organischen Bestandteile mit H₂O₂ zerstört. Diese Arbeitsschritte sind ausführlich bei BAUER (2004) beschrieben.

Nach DIN 18196 wurden die Ungleichförmigkeitszahl U (Gl. 3.4) und die Krümmungszahl Cc (Gl. 3.5) bestimmt.

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad \text{Gl. 3.4}$$

$$Cc = \frac{(d_{30})^2}{(d_{10} * d_{60})} \quad \text{Gl. 3.5}$$

mit:

d_x : Korngrößen, der x % des Siebdurchganges entsprechen.

Durch die Kombination von Siebanalyse (> 63 µm) und Laserbeugungsanalyse (< 63 µm) kann zwar das gesamte Körngrößenspektrum abgedeckt werden, jedoch kommt es bei Anwendung der beiden Methoden zu unvermeidbaren Ungenauigkeiten im Bereich des Verknüpfungspunktes. Dieser Effekt ist hinlänglich bekannt und kann bei den verwendeten Geräten („*Laser Particle Sizer Analysette 22*“ der Fa. FRITSCH und Nasssiebsatz nach DIN 38402, Teil 13) nach KONERT & VANDERBERGHE (1997) betrachtet werden. Insgesamt korrespondiert die Korngrößenbestimmung durch Lasermethoden sehr gut mit herkömmlichen Methoden. Eine Ausnahme bildet allerdings die Tonfraktion (< 2 µm). Die plattige Form der Tonpartikel bedingt wesentliche Unterschiede zwischen Pipettier- und Lasermessungen. Die 2 µm Korngröße, die durch Pipettiermethoden bestimmt wird, entspricht einer Korngröße von 8 µm bei der Lasermethode. Um klassische Pipettiermethoden, wie sie von anderen IMPETUS Teilprojekten angewendet werden, mit der Laseranalyse vergleichen zu können,

wurde entsprechend KONERT & VANDERBERGHE (1997) für die Tonfraktion eine höhere Korngröße angesetzt (Kapitel 4.1).

3.3.2.1 Gesättigte Durchlässigkeit

Die gesättigte Durchlässigkeit (k_{fs}) kann mittels empirischer Verfahren aus der Korngrößenverteilung abgeschätzt werden (JENTSCH 1992, HÖLTING 1996, u. a.):

a) HAZEN (1893):

$$k_{fs} = C * d_{10}^2, \quad [\text{m/s}] \quad \text{Gl. 3.6}$$

$$C = \frac{0.7 + 0.03T}{86.4} \quad \text{Gl. 3.7}$$

mit:

d_{10} : Korngrößendurchmesser bei 10% Siebdurchgang [mm]
T : Temperatur des schwach mineralisierten Wassers [°C], gültig für: $U < 5$

b) BIALAS et al. (1970):

$$k_{fs} = 0.0036 * (d_{20} [\text{mm}])^{2.3}, \quad [\text{m/s}] \quad \text{Gl. 3.8}$$

mit:

d_{20} : Korngrößendurchmesser bei 20% Siebdurchgang [mm]

c) BEYER (1964):

$$k_{fs} = C * d_{10}^2, \quad [\text{m/s}] \quad \text{Gl. 3.9}$$

mit:

C : $f(U)$, Proportionalitätsfaktor, tabellarisch zu ermitteln.

3.3.2.2 Ungesättigte Durchlässigkeit

Im ungesättigten porösen Bodenbereich (ungesättigte Bodenzone) sind Teile des Porenraumes mit Luft gefüllt. Die Durchlässigkeit ist daher abhängig vom jeweiligen Wassergehalt. Je höher der Wassergehalt (θ) ist, desto höher ist auch die Wasserleitfähigkeit im ungesättigten Bereich (k_{fu})

Die ungesättigte Durchlässigkeit k_{fu} ist somit eine Funktion des Wassergehaltes (θ) des Bodens.

$$k_{fu} = k_{fu}(\theta) \quad \text{Gl. 3.10}$$

Sie kann auch auf das Matrixpotenzial (ψ) bezogen werden:

$$k_{fu} = k_{fu}(\psi) \quad \text{Gl. 3.11}$$

da im ungesättigten, porösem Medium :

$$\theta = f(\psi) \quad \text{Gl. 3.12}$$

mit:

- k_{fu} : ungesättigte Durchlässigkeit
- θ : Bodenwassergehalt
- ψ : Matrixpotenzial

Die Beziehung Bodenwasser-Matrixpotenzial (θ - ψ) wird durch die Retentionskurve (pF-Kurve) für den entsprechenden Boden beschrieben. Retentionskurven im Arbeitsgebiet wurden *in situ* an vier Standorten durch Tensiometer und TDR-Sonden bestimmt (Kapitel 2.7.1) und über die Analyse von ungestörten Bodenproben von GIERTZ (*in Vorbereitung*).

Die ungesättigte Durchlässigkeit kann in Kenntnis verschiedener Bodenparameter nach VAN GENUCHTEN (1980) über die Beziehung zum Bodenwassergehalt (Gl. 3.10) nach:

$$k_{fu}(\theta) = k_{fs} S_e^{1/2} \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad \text{Gl. 3.13}$$

ermittelt werden.

mit:

- k_{fu} : Ungesättigte Durchlässigkeit
- θ : Bodenwassergehalt
- k_{fs} : gesättigte Durchlässigkeit
- S_e : effektive Sättigung (nach BROOKS & COREY 1966)
- m : VAN GENUCHTEN Bodenparameter

BROOKS & COREY (1966) ermittelten die effektive Sättigung S_e als:

$$S_e = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) \quad \text{Gl. 3.14}$$

mit:

- θ_s : Bodenwassergehalt bei Sättigung, entspricht $pF=0$, aus der pF-Kurve abgeleitet.
- θ_r : nicht entwässerbarer Bodenwassergehalt (Wassergehalt bei $\psi = 15000$ hPa, entspricht normalerweise dem Wassergehalt bei hohem negativen Matrixpotenzial im Bereich des permanenten Welkepunktes (PWP) bei ca. 15000 hPa (VAN GENUCHTEN 1980))

Nach VAN GENUCHTEN (1980) besteht die folgende empirische Beziehung zwischen Matrixpotenzial und volumetrischem Wassergehalt:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha|\psi|)^n\right]^m} \quad \text{Gl. 3.15}$$

$$n = \frac{1}{1-m} \quad \text{Gl. 3.16}$$

mit:

m : Bodenparameter, wird aus der Bodenwasser-Retentionskurve abgeschätzt.

Der VAN GENUCHTEN Bodenparameter m kann über Gl. 3.17 bestimmt werden.

$$m = \begin{cases} 1 - \exp(-0.8S_p) & (0 \leq S_p \leq 1) \\ 1 - \frac{0.5755}{S_p} + \frac{0.1}{S_p^2} + \frac{0.025}{S_p^3} & (S_p > 1) \end{cases} \quad \text{Gl. 3.17}$$

mit:

$$S_p(m) = 1.151 \frac{m}{1-m} \left(1 - 2^{-1/m}\right) \quad \text{Gl. 3.18}$$

S_p ist die Steigung an Punkt P in der Bodenwasserretentionskurve, der graphisch bestimmt wird (VAN GENUCHTEN, 1980):

$$\theta_p = \frac{\theta_s + \theta_r}{2} \quad \text{Gl. 3.19}$$

mit:

θ_p : Wassergehalt an Punkt P

Der VAN GENUCHTEN Bodenparameter α kann über Gl. 3.20 bestimmt werden

$$\alpha = \frac{1}{h_p} \left(2^{1/m} - 1\right)^{1-m} \quad \text{Gl. 3.20}$$

mit:

h_p : Matrixpotenzial an Punkt P

Wo keine Bodenwasser-Retentionskurve zur Verfügung stand, wurden die VAN GENUCHTEN Bodenparameter nach CARSEL & PARRISH (1988) (Tab. 3.3) bestimmt.

Tab. 3.3: Experimentell bestimmte Durchschnittswerte der VAN GENUCHTEN Bodenparameter. (CARSEL & PARRISH 1988).

Tab. 3.3: Average values of the VAN GENUCHTEN soil parameters obtained by experimental means (CARSEL & PARRISH 1988).

Soil Texture (U.S. soil taxonomy)	Porosity (ratio)	Residual Water Content (ratio)	Saturated Hydraulic Conductivity (cm/h)	α Parameter (cm^{-1})	n Parameter (dimensionless)
Clay loam	0.41	0.095	0.26	0.019	1.31
Loam	0.43	0.078	1.04	0.036	1.56
Loamy sand	0.41	0.057	14.59	0.124	2.28
Silt	0.46	0.034	0.25	0.016	1.37
Silt loam	0.45	0.067	0.45	0.020	1.41
Silty clay	0.36	0.070	0.02	0.005	1.09
Silty clay loam	0.43	0.089	0.07	0.010	1.23
Sand	0.43	0.045	29.70	0.145	2.68
Sandy clay	0.38	0.100	0.12	0.027	1.23
Sandy clay loam	0.39	0.100	1.31	0.059	1.48
Sandy loam	0.41	0.065	4.42	0.075	1.89

3.3.3 Geochemische Laboruntersuchungen

Die quantitative Bestimmung der Gehalte an Haupt- und Spurenelementen in Boden- und Gesteinsproben wurde mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) mit dem Röntgenfluoreszenzspektrometer SRS 303 der Fa. SIEMENS bestimmt. Bei der Röntgenfluoreszenzanalyse werden die Atome durch Bestrahlung mit Röntgenstrahlung hoher Leistung zur Aussendung charakteristischer Röntgenstrahlung angeregt. Durch Auswertung der Wellenlängen der ausgesandten Strahlung kann die qualitative Elementzusammensetzung der Probe ermittelt werden. Aus der Intensität dieser Fluoreszenzstrahlung ergeben sich die quantitativen Elementgehalte.

3.4 Bodenfeuchte

3.4.1 Methodik

Die Bodenfeuchte im Untersuchungsgebiet wurde mit *Time Domain Reflectometry* (TDR) bestimmt. Die TDR-Technik ist ein aus der Entwicklung der Radartechnik hervorgegangenes, elektromagnetisches Messverfahren zur Bestimmung des Wassergehaltes in porösen Medien, das auf der Messung des dielektrischen Unterschiedes zwischen Wasser (~ 81) und trockenem Boden (~ 3) beruht (HARTGE & HORN 1999, STACHEDER 1996). Die Bestimmung der Dielektrischen Konstante (ε) erfolgt nach STACHEDER (1996) und ROST (1978):

$$\sqrt{\varepsilon} = \frac{c_0}{c} \quad \text{Gl. 3.21}$$

mit:

- ε : Dielektrische Konstante
- c : Ausbreitungsgeschwindigkeit einer elektromagnetischen Welle
- c_0 : Ausbreitungsgeschwindigkeit einer elektromagnetischen Welle im Vakuum (Lichtgeschwindigkeit)

Da Dielektrische Konstante und Wassergehalt miteinander in Beziehung stehen (u. a. HOEKSTRA & DELANEY 1974, TOPP et al. 1980, DALTON & VAN GENUCHTEN 1986) kann über deren Ermittlung der Wassergehalt abgeleitet werden.

Zur Bestimmung der Bodenfeuchte im Untersuchungsgebiet wurde eine abgewandelte TDR-Technik, die TRIME-TDR (Time Domain Reflectometry mit Intelligenten Mikromodul-Elementen) verwendet (STACHEDER 1996). Der Hauptunterschied zur konventionellen TDR Messmethodik ist, dass die Ankunftszeit der reflektierten Impulse an bestimmten, vorher definierten Spannungsschwellenwerten gemessen wird und nicht mehr über die gesamte Laufzeit. Dies vermindert Messzeit und Stromverbrauch und macht, in Verbindung mit der Mikromodultechnik, einen mobilen Einsatz im Gelände erst möglich. Die TDR und TRIME-TDR Technik wird ausführlich von STACHEDER (1996) behandelt. Auf weiterführende und vertiefende Literatur wird dort eingegangen.

3.4.2 Bodenfeuchtemessungen im Gelände

In Abhängigkeit von Geologie und Lithologie wurde die Bodenfeuchte mit einer Rohrsonde und einem TRIME-FM Feldmessgerät (Abb. 3.3) der Fa. IMKO an 32 repräsentativ verteilten Messstellen (Abb. 2.11) in 30 cm Tiefenintervallen bis in 240 cm Tiefe gemessen.

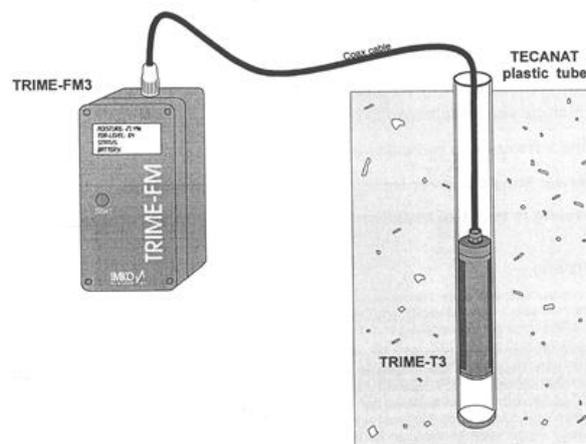


Abb. 3.3: TRIME-T3 Rohrsonde und mobiles TDR-Bodenfeuchtemessgerät TRIME-FM3 der Fa. IMKO (nach IMKO).

Fig. 3.3: TRIME-T3 Tube Access Probe and mobile moisture meter TRIME-FM3 from IMKO.

Dazu wurden Rohre aus Spezialkunststoff (TECANAT[®]) in den Boden eingebracht. Die erforderlichen Bohrarbeiten wurden in der Trockenzeit 2001 anfangs mit einem speziell angefertigten Bohrwerkzeug der Fa. IMKO durchgeführt, das sich jedoch aufgrund der Bodenverhältnisse als ungeeignet erwies. Die Mehrzahl der notwendigen Bohrungen wurde deshalb mit einem *Edelmann*-Handbohrgerät vorgenommen. In der Regenzeit 2001 wurden

weitere Messstellen angelegt und vorhandene z. T. vertieft. Bohrtiefen bis 240 cm konnten nur während der Regenzeit erreicht werden.

Der durch die Bohrung entstandene Hohlraum zwischen Kunststoffrohr und Boden betrug maximal 5-10 mm. Er wurde mittels Schlammtechnik mit dem bei der Bohrung angefallenem Bohrgut aus den entsprechenden Bodenhorizonten verfüllt. Dadurch entstand eine gute Anbindung des Rohres an den umgebenden Boden, was bedeutend für die Qualität der Messergebnisse ist (STACHEDER 1996) und womit laut Hersteller (Fa. IMKO) eine Messgenauigkeit von $\pm 2\%$ erreicht werden kann. Die Messgenauigkeit ist dabei abhängig von der Heterogenität und der Zusammensetzung des Materials, des absoluten Wassergehaltes und der elektrischen Leitfähigkeit des Mediums (STACHEDER 1996).

Die Bodenfeuchte Messungen wurden ab April 2001 in wöchentlichem Intervall durch einen angeleiteten, örtlichen Mitarbeiter durchgeführt und sollen voraussichtlich bis Ende der zweiten Projektphase andauern. Aufgrund der extremen Witterungsbedingungen der wechselfeuchten Tropen kam es bei den Messgeräten der Fa. IMKO immer wieder zu Defekten. Der Geräteausfall konnte nicht immer zeitnah kompensiert werden, so dass stellenweise Lücken in den Messreihen nicht zu vermeiden waren (Abb. 3.4).

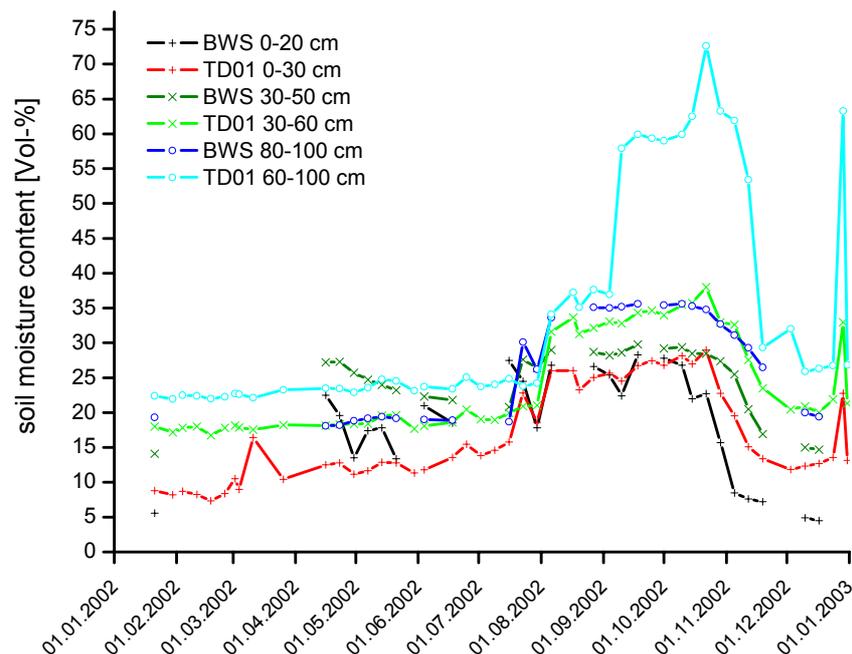


Abb. 3.4: Vergleich der Bodenfeuchte-Messungen mit statischen (BWS) und mobilen TDR-Methoden (TD01).
Fig. 3.4: Comparison of soil moisture measurements with static (BWS) and mobile TDR methods (TD01).

Parallel zu den Bodenfeuchtemessungen mit der TRIME-TDR Rohrsonde wurden im Rahmen einer weiteren Promotion im IMPETUS Projekt (GIERTZ, *in Vorbereitung*) in enger interdisziplinärer Zusammenarbeit an vier weiteren Standorten im Arbeitsgebiet TRIME-TDR Sonden installiert (vgl. Abb. 2.1, Abb. 2.14). Diese in verschiedenen Bodentiefen statisch installierten TDR-Sonden sind an einen Datenlogger angeschlossen und liefern in 10-

minütigen Intervallen Bodenfeuchtedaten. Auch diese Geräte weisen aufgrund vergleichbarer technischer Probleme Datenlücken auf. Der Vergleich der Messmethoden (Abb. 3.4) zeigt generell eine gute Übertragbarkeit der jeweils gemessenen Werte. Ab September 2002 liegen die mit der Rohrsonde gemessene Bodenfeuchtwerte am Messort TD01 deutlich höher. Ob dies gerätespezifisch bedingt ist, kann nicht mit letzter Sicherheit gesagt werden, da die Bodenfeuchteentwicklung aufgrund kleinräumiger Variabilitäten räumlich sehr unterschiedlich sein kann. Die teilweise sehr hohen Werte größer 60 Vol.-% lassen jedoch auf gerätebedingte Messfehler bei sehr hohen Bodenfeuchtegehalten schließen.

3.5 Markierungsversuche

Parameter des Sickerwassertransportes in der ungesättigten Bodenzone wurden durch Markierungsversuche mit konservativen Fluoreszenzfarbstoffen (Kapitel 3.5.3) bestimmt. Einen Überblick über Methoden und Anwendungen geben u.a. DASSARGUES 2000, KÄSS 1998, 1992, KRANJC 1997, LEIBUNDGUT 1995, HÖTZL & WERNER 1992; REICHERT 1991; MOSER & RAUERT 1980, sowie die Fachzeitschrift „Steirische Beiträge zur Hydrogeologie“, nach 1994 unbenannt in „Beiträge zur Hydrogeologie“. Die „Association of Tracer Hydrology“ (www.hydrogeologie.uni-bonn.de/ath) beschäftigt sich schwerpunktmäßig mit der Thematik von Tracerversuchen in der gesättigten und der ungesättigten Zone.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden an zwei Versuchsstandorten in der ungesättigten Bodenzone (Kapitel 2.8, Abb. 2.11) auf einer landwirtschaftlich genutzten Fläche und in naturbelassener Savanne in verschiedenen Tiefen Saugkerzen installiert (Kapitel 3.5.1). In unmittelbarer Nähe beider Versuchsfelder wurden im Projektkontext außerdem TDR-Bodenfeuchtesonden und Tensiometer (Kapitel 3.4), sowie je eine komplett ausgestattete Klimastation der Fa. CAMPELL errichtet. Auf der landwirtschaftlichen Fläche wurde der Fluoreszenzfarbstoff Uranin aufgegeben, auf der Savannen-Versuchsfläche ein Multitracergemisch aus Uranin und Sulforhodamin B. Wasserproben aus der Bodenmatrix wurden durch Anlegen eines Vakuums gewonnen. Der Markierungsversuch auf der landwirtschaftlichen Nutzfläche wurde im Rahmen einer Diplomarbeit BAUER (2004) ausgewertet.

Ein weiterer Markierungsversuch erfolgte in der gesättigten saprolitischen Verwitterungszone (Kapitel 3.5.4). Hierbei wurden in zwei der drei Grundwasserbeobachtungsbohrungen (GWB2 und GWB3, Kapitel 2.8.3) die Markierungsstoffe Uranin, Sulforhodamin B und Naphthionat (Kapitel 3.5.3) eingegeben. In der dritten Grundwasserbohrung (GWB1) wurde dann über 137.5 Stunden ein künstlicher hydraulischer Gradient erzeugt und kontinuierlich Proben entnommen.

Trotz eines erheblichen Vorbereitungs- und Messaufwandes (vgl. Kapitel 2.8.3, sowie Kapitel 3.5.4.2) wurde für diesen Versuch während der Versuchszeit kein Tracerdurchgang beobachtet.

3.5.1 Saugkerzenmethode

Die Gewinnung von Bodenwasser mittels Saugkerzen ist eine seit langem anerkannte Methode in den Geowissenschaften. Die Saugkerzenmethode bietet eine gute Möglichkeit das Sickerwasserverhalten in der ungesättigten Bodenzone zu erfassen (DWWK 1990). Sie findet vorwiegend Anwendung in der Bodenkunde, wo der Chemismus der Bodenlösung im Vordergrund steht. In der Hydrogeologie werden Saugkerzen vor allem für die Durchführung von Markierungsversuchen in der ungesättigten Bodenzone verwendet. Regelmäßige Beprobung und Analyse der so gewonnen Bodenwasserproben erlauben es, den Durchgang eines Markierungsstoffes in Abhängigkeit von der Zeit zu analysieren. Erste Erwähnungen in der Literatur finden sich bereits 1904 bei BRIGGS & McCALL. Ausführliche Darstellungen der Saugkerzenmethodik finden sich u. a. bei DVWK (1990).

Durch Erzeugen eines Unterdrucks in einer im Boden eingelassenen Saugkerze (Abb. 3.5) wird ein Druckgradient zur Bodenmatrix hergestellt.

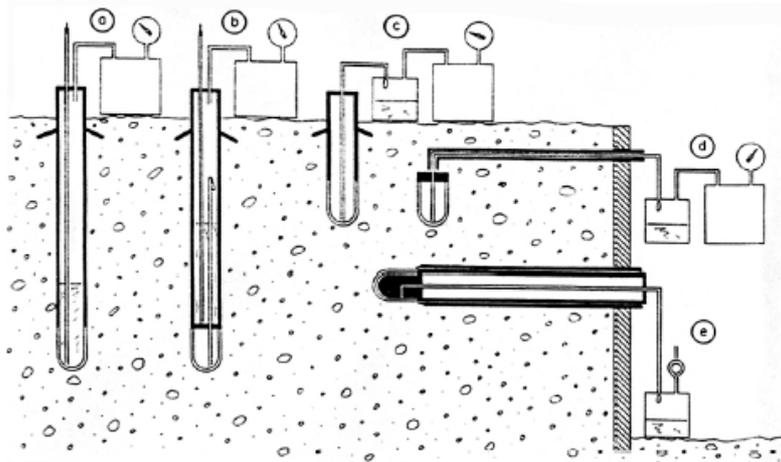


Abb. 3.5: Installationsarten von Saugkerzen (nach GROSSMANN & UDLUFT 1991):

- a) Vertikale Installation: Die Probe wird in Kopf und Schaft der Saugkerze gesammelt.
- b) Vertikale Installation: Die Probe wird aus dem Saugkerzenkopf über ein in der Saugkerze integriertes Standrohr in den Schaft gezogen. Diese Konstruktion verhindert Probenverluste nach Unterdruckabnahme. Mit zunehmender Standrohrhöhe wird die Saugwirkung gemindert.
- c) Vertikale Installation: Die Probe wird in einer Flasche aufgefangen. Die Saugfähigkeit wird mit zunehmendem Höhenunterschied zwischen Saugkerze und Probensammelflasche vermindert.
- d) Vertikale Installation: Saugkerzen ohne Schaft kommen beispielsweise auf landwirtschaftlich bearbeiteten Flächen zur Anwendung. Die Saugfähigkeit wird mit zunehmendem Höhenunterschied zwischen Kerze und Probensammelflasche vermindert.
- e) Horizontale Installation: Der Druckgradient zwischen Matrix und Kerze entsteht, wenn die Wassersäule über der Kerze steht. Gasblasen können den Kerzenzugang blockieren und die Probenahme behindern. Die Probe wird wie bei c) und d) in Flaschen gesammelt.

Fig. 3.5: Methods of installing suction cups (after GROSSMANN & UDLUFT 1991):

- a) Vertical installation: the probe is been sampled in head and shaft of the suction cup.
- b) Vertical installation: the probe is been drawn to the shaft by an integrated drive pipe.
- c) Vertical installation: the probe is been collected in a bottle.
- d) Vertical installation: suction cups without shaft a common used in agriculture.
- e) Horizontal installation: a pressure gradient is been generated if a water column is above the suction cup. Bubbles in the tube can prevent a successful sampling. Like c) and d) the probes are sampled bottles.

Über eine semipermeable Keramikmembran (DVWK 1990) kann dann im Boden vorhandenes Wasser in die Saugkerze eindringen und wird über ein Schlauchsystem zu Probensammelflaschen geleitet (Abb. 3.5). Der Unterdruck wird im Probensammelsystem mittels einer mobilen Vakuumpumpe erzeugt. Die Höhe des angelegten Unterdruckes wirkt sich unmittelbar auf die Menge des der Bodenmatrix entnommenen Wassers aus. Je nach Höhe wird im die Saugkerze umgebenden Boden ein Potenzialfeld erzeugt, dessen Radius außerdem abhängig ist von:

- Matrixpotenzial
- Bodenwassergehalt
- Korngrößenverteilung
- Installationstiefe
- Distanz zwischen Saugkerze und Grundwasserspiegel
- Durchmesser der Saugkerze

Unter Berücksichtigung dieser Eigenschaften kann das Potenzialfeld einer Saugkerze (Abb. 3.6) einen Radius von mehr als einem Meter erreichen (GERMANN 1972).

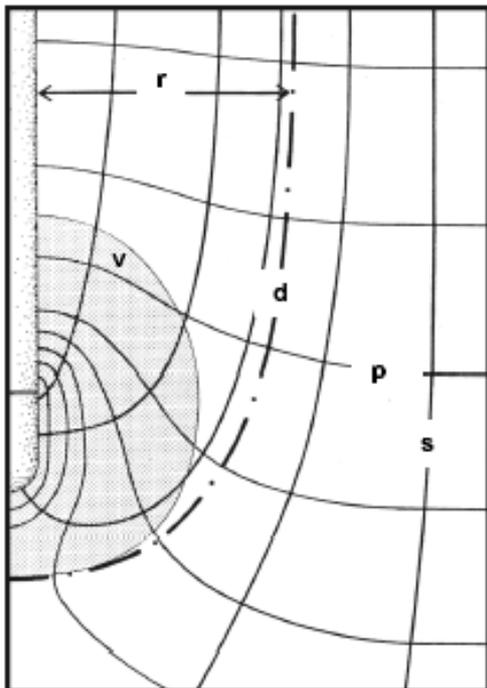


Abb. 3.6: Potenzialfeld einer Saugkerze in homogenem Boden mit stationären Fließbedingungen. *r*: Radius des Einzugsbereiches; *d*: Grenze zwischen sammelbarem und nicht sammelbarem Bodenwasser; *p*: Isopotenziallinie; *s*: Stromlinie; gepunktet: Bodenvolumen, aus dem die Probe genommen wird (nach GROSSMANN & UDLUFT 1991).

Fig. 3.6: *Potential area of a suction cup in a homogeneous soil with stationary flow. r: radius of catchment area; d: boundary between collectable and non-collectable soil water; p: Isopotentialline; dotted: area of sample collection (after GROSSMANN & UDLUFT 1991).*

Ein engmaschiges Saugkerzennetz, kurze Probensammelintervalle, geringes Probevolumen und ein knapp über dem Matrixpotenzial liegender Unterdruck erhöhen zudem die Repräsentanz der gewonnenen Aussagen (DVWK 1990).

3.5.2 Einbau und Beprobung der Saugkerzen

Für die Installation im Arbeitsgebiet wurden Saugkerzen der Fa. UMS UMWELTECHNIK, Modell SKL100-30/5 verwendet, deren semipermeable Membran am Saugkerzenkopf aus Keramik besteht. Vor ihrem Einbau wurden die Sonden mit entionisiertem Wasser (DVWK 1990) gespült. Die Saugkerzen wurden im Frühjahr 2001 (Trockenzeit) und im Herbst 2001 (Regenzeit) in kleindimensionierten Vertikalbohrungen (\varnothing 20mm) mit reinem Quarzmehl im Bereich der Keramik und gewonnenem Bohrgut eingeschlämmt (vgl. Abb. 3.5c). Sie wurden in Tiefenhorizonten von 50, 90 und 150 cm (nur Standort FE01) eingebaut. Oberflächlich wurde jede Saugkerze mit einer Kunststoffmanschette abgedeckt, um Umläufigkeiten entlang des Schaftes zu verhindern. Die von jeder Saugkerze zu je einer Sammelflasche führenden, verstärkten Kunststoffschläuche wurden oberflächennah im Boden eingelassen und mit Erde bedeckt. Die Sammelflaschen selber bestehen aus DURANGLAS[®] der Fa. SCHOTT. Sie wurden in 1 m tiefen Gruben am Rande der Versuchsstandorte platziert (Abb. 3.7), um Temperaturschwankungen zu begrenzen.



Abb. 3.7: Aufbewahrungsgrube für an die Saugkerzen angeschlossene Sammelflaschen. Zum Schutz gegen Feuchte und Tierfraß wurden die Sammelflaschen in einer Aluminiumkiste verwahrt. Die ca. 1 m tiefe Grube ist vor Überflutung durch starkregen Ereignisse mit einem Wellblechdeckel versehen.

Fig. 3.7: Cavity for collector bottles of the suction cups. As protection against moisture and animal bite, the bottles are stored in an aluminium box. The cavity is protected from rain by corrugated sheet iron.

In den Tracerversuchen, sowie bei der hydrochemischen Beprobung der Bodenwässer, sollte nur das frei bewegliche Sickerwasser erfasst werden ($pF < 2,5$, Unterdruck < 300 hPa, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992, vgl. Abb. 7.11). Für die Gewinnung von Bodenwasserproben wurden in jeder Sammelgrube die Sammelflaschen eines Tiefenhorizontes mit einem 1 l fassenden Vorratsbehälter kombiniert und dem ganzen System entsprechend

DVWK (1990) in diskontinuierlichem Betrieb ein Unterdruck von 400 hPa angelegt. Für die Dauer der Markierungsversuche wurden die Saugkerzen in kontinuierlicher Betriebsweise betrieben (DVWK 1990).

Wasserproben aus der Bodenmatrix konnten aufgrund der Saugspannungs-Bodenfeuchte Charakteristik (Kapitel 4.2) an den Versuchsstandorten ausschließlich während der Regenzeit gewonnen werden. Undichtigkeiten im Schlauchsystem wurden in mehreren Fällen durch Tierbiss verursacht. Bis zur Entdeckung und Behebung solcher Schäden konnte in diesen Fällen nicht immer der gewünschte Unterdruck aufgebaut werden.

Während der kontinuierlichen Beprobung der Saugkerzen im Rahmen der Markierungsversuche wurde der Unterdruck nach jeder Beprobung wieder auf 400 hPa angehoben. Füllten sich die Sammelbehälter eines Beprobungshorizontes mit Bodenwasser, so sank der Unterdruck in dem Maße, in dem die Füllhöhe der Sammelflaschen anstieg. Da Sammelflaschen und Vorratsbehälter nach dem Prinzip der kommunizierenden Röhren miteinander verbunden waren, wurde so die Abnahme des Unterdruckes durch zunehmende Füllhöhe in ausreichendem Maße kompensiert.

3.5.3 Markierungsmittel (Tracer)

Künstliche hydrogeologische Markierungsmittel (Tracer) sollen vor allem folgende Eigenschaften aufweisen:

- in geringsten Konzentrationen nachweisbar
- gute Wasserlöslichkeit
- geringe molekulare Wechselwirkungen
- nicht reaktiv
- geringe Sorption
- unschädlich gegen Mensch, Tier und Pflanze
- preiswert in der Anschaffung

Tracer, die diese Eigenschaften aufweisen, werden auch als *ideale* Tracer bezeichnet. Die im Rahmen dieser Arbeit eingesetzten Markierungsstoffe, Uranin, Sulforhodamin B und Na-Naphthionat sind solche, im hydrogeologischen Sinne, *idealen* Tracer (KÄSS 1992). Sie erfüllen weitestgehend die angeführten Voraussetzungen (Tab. 3.4). Ausführliche Untersuchungen zu den verwendeten Stoffen geben vor allem KÄSS (u.a. 1998, 1992), BEHRENS (u.a. 1971, 1982, 1988, 1994), HÖTZL (u.a. 1973, 1992) und GLÄSSNER et al. (1995). Eine ausführliche Darstellung relevanter Literatur findet sich z. B. in KÄSS (1998).

Tab. 3.4: Eigenschaften von Uranin, Sulforhodamin B und Naphthionat (KÄSS 1998).

Tab. 3.4: *Properties of uranine, sulforhodamin B and naphthionat (KÄSS 1998).*

	Uranin	Sulforhodamin B	Na-Naphthionat
Trivialname:	Uranin	Sulforhodamin B	Na-Naphthionat
Chemischer Name:	3-3-Hydroxy-6-oxo-9-(2'-carboxylphenyl)-xanthene, disodium	3,6-Bis-diethylamino-9-(2',4'-disulfophenyl)-xanthylum-sodium	1-Aminonaphthalin-4-sulfon acid, sodium salt
Chemische Formel:	C ₂₀ H ₁₀ Na ₂ O ₅	C ₂₇ H ₂₆ N ₂ NaO ₇ S ₂	C ₁₀ H ₆ NnaO ₃ S
Synonyme:	Fluoreszein Natrium	Duasyn-Säurerhodamin B 01 (HOECHST)	Naphthion acidic, sodium salt
	Sodiumfluorescein	Pontacyl Brilliant Pink (DUPONT)	CAS: 130-13-2
	Basacidgelb 226	Aminorhodamine B	
	Acid yellow 73 CAS: 518-47-8	Acid red 52 CAS: 3520-42-1	
Colour Index:	C.I. 45 350	C.I. 45 100	
Molekulares Gewicht:	376.28	580.65	245.23
Auslöschungsmaxima:	491 nm (Hauptmaximum) 322 nm (Nebenmaximum)	564 nm (Hauptmaximum) 525, 342 nm (Nebenmaxima)	320 nm (Hauptmaximum) 237, 218 nm (Nebenmaxima)
Fluoreszenzmaximum:	512 nm	583 nm	420 nm
Wasserlöslichkeit:	> 600 g/l (20°C)	ca. 10 g/l (20°C)	240 g/l (20°C)
Nachweisgrenze:	0.1 µg/l	0.1 µg/l	1 µg/l

Bei Uranin sind Sorptivität und Fluoreszenzstärke vom pH-Wert abhängig. Bei pH > 8.5 wird die höchste Fluoreszenzintensität erreicht (KÄSS 1998). Da Uranin lichtempfindlich ist, muss der Markierungsstoff und uraninhaltiges Probenmaterial dunkel gelagert werden. Sulforhodamin B ist weder pH- noch lichtsensitiv. Aufgrund der Differenzen der Wellenlängenmaxima zwischen Anregung und Fluoreszenz von 18 nm bei Sulforhodamin B und 21 nm bei Uranin

können beide Substanzen nebeneinander verwendet werden und durch Synchroscan-Methodik leicht im Fluorometer nebeneinander detektiert werden (KÄSS 1998).

Naphthionat ist ursprünglich ein Zwischenprodukt bei der Synthetisierung von Farben. Es wird sehr gering sorbiert. Aufgrund eines höheren Fluoreszenzhintergrundes (KÄSS 1998) ist seine Fluoreszenzintensität nur 1/14 der von Uranin. Die Fluoreszenzintensität ist konstant bei pH-Werten zwischen 4 und 9. In den verwendeten Konzentrationen ist der Farbstoff bei Probenahme unsichtbar. Die Eingabekonzentration zeigt normalerweise ein blau-violettes irisieren. Nach WERNLI (1986) und LEIBUNDGUT & WERNLI (1988) kann Naphthionat als Tracer sehr gut neben Uranin und Rhodaminen ohne Interferenzen verwendet werden.

Die Analyse der Tracerkonzentrationen der während der Markierungsversuche gewonnenen Proben wurden im Labor des Geologischen Institutes der Universität Bonn an einem SHIMADZU 5301PC Spektrofluorometer vorgenommen. Uranin und Sulforhodamin B wurden im Synchroscan-Verfahren analysiert, ebenso Naphthionat. Die Nachweisgrenzen sind aus Tab. 3.4 ersichtlich.

3.5.4 Versuchsdurchführung

3.5.4.1 Ungesättigte Zone

Die Markierungsversuche in der ungesättigten Bodenzone wurden an den Saugkerzenfeldern der Versuchsstandorten FE01 und FE02 durchgeführt (vgl. Kapitel 2.7, 2.8). Die Versuchsparameter sind in Tab. 3.5 aufgelistet. Von den jeweiligen Ausgangslösungen wurden für das Labor Referenzproben entnommen. Die Lösung wurde bei beiden Versuchen mit einer Gießkanne gleichmäßig auf die Versuchsfläche aufgegeben. Bei FE01 war die Versuchsfläche mit einer 15 cm hohen Umrandung aus Wellblech versehen, um einen lateralen Abfluss der Tracerlösung zu verhindern. Zum Schutz des lichtempfindlichen Uranins wurden die Versuchsflächen tagsüber mit einer lichtundurchlässigen Kunststoffplane abgedeckt. Vor Aufbringen der Tracerlösung wurde das Saugkerzensystem auf seine Funktion überprüft und aus allen Saugkerzen Blindproben entnommen. Die Beprobung erfolgte in regelmäßigen Intervallen. Zu Beginn des Versuches wurde nahezu kontinuierlich beprobt. Zum Ende des Versuches wurde die Beprobung auf zwei mal täglich reduziert. Eine detaillierte Beschreibung des Tracerversuches an Standort FE01 findet sich in BAUER (2004).

Tab. 3.5: Parameter der Tracerversuche in der ungesättigten Zone.

Tab. 3.5: Parameters of unsaturated zone tracer tests.

	FE01	FE02
Fläche Versuchsfeld	16 m ²	9 m ²
Aufgabefläche	4 m ²	9 m ²
aufgegebene Tracerlösung	40 l	60 l
Nachspülmenge	50 l	50 l
Eingesetzte Markierungsmittel	Uranin	Uranin, Sulforhodamin B
Tracerkonzentration	5 g/l	Uranin: 4.95 g/l Sulforhodamin B: 10 g/l
Versuchsbeginn	14.09.2002, 18:30 Uhr	24.09.2002, 15:00 Uhr
Versuchsende	23.10.2002, 20:22 Uhr	25.10.2002, 10:02 Uhr
Anzahl Beprobungsdurchgänge	53	58
Anzahl Proben	2486	987
angelegter Unterdruck	400 hPa	400 hPa
Beprobungsart	kontinuierlich	kontinuierlich

3.5.4.2 Gesättigte Zone

Zur Erfassung der Transportvorgänge in der gesättigten Zone wurden bei einem erzwungenem hydraulischem Gradienten (vgl. Kapitel 3.6) in der Bohrung GWB1 am 15.10.2002 um 11:55 Uhr eine Lösung von 200 g/l Na-Naphthionat in die Bohrung GWB3, sowie um 12:40 Uhr eine Mischung aus Uranin und Sulforhodamin B (jeweils 10 g gelöst in 1 l Wasser) in die Bohrung GWB2 direkt in den jeweiligen Filterbereich mittels Bohrmaschinenpumpe eingebracht. Es wurde jeweils mit 25 l Wasser nachgespült und Referenzproben für das Labor aus der Ausgangslösung entnommen. Die Probenahme erfolgte an GWB1 vom 15.10.2002 bis 21.10.2002 kontinuierlich in 2-stündigen Intervallen. Die Parameter des Tracerversuches sind in Tab. 3.6 wiedergegeben, der Versuchsaufbau ist Kapitel 2.8.3 beschrieben.

Tab. 3.6: Parameter des Tracerversuche in der gesättigten Zone.

Tab. 3.6: Parameters of saturated zone tracer test.

	GWB2	GWB3
eingegebene Tracerlösung	1 l	1 l
Nachspülmenge	25 l	25 l
Eingesetzte Markierungsmittel	Uranin, Sulforhodamin B	Na-Naphthionat
Tracerkonzentration	Uranin: 10 g/l Sulforhodamin B: 10 g/l	200 g/l
Beginn Grundwasserabsenkung (GWB1)		15.10.2002, 09:45 Uhr
Versuchsbeginn		15.10.2002, 11:55 Uhr
Versuchsende		21.10.2002, 03:15 Uhr
Anzahl Beprobungsdurchgänge		72
Anzahl Proben		72
Beprobungsart		kontinuierlich

3.5.5 Laboranalyse

Die Analyse der Tracerkonzentrationen der während der Markierungsversuche gewonnenen Proben wurden im Labor des Geologischen Institutes der Universität Bonn an einem SHIMADZU 5301PC Spektrofluorometer vorgenommen. Um maximale Fluoreszenz zu erhalten, wurden die uraninhaltigen Proben bei der Messung mit EDTA-Puffer auf einen pH-Wert größer 8.5 gebracht. Uranin und Sulforhodamin B wurden in Synchroscan-Methodik (KÄSS 1998) nebeneinander analysiert. Die Monochromator-Distanz zwischen Anregung und Fluoreszenz betrug 25 nm. Na-Naphthionat wurde in einem getrennten Messvorgang analysiert. Um alle Proben innerhalb eines vernünftigen Zeitraumes messen zu können, wurde jeweils jede vierte Probe analysiert. Bei Bedarf wurde dieses Messraster angepasst und verfeinert.

3.5.6 Modellanpassung

Zur Auswertung der Markierungsversuche in der ungesättigten Zone an den Standorten FE01 und FE02 wurde für die Anpassung der Durchbruchkurven (Kapitel 7.3) ein *Multi-Dispersions-Model* (MDM, Gl. 3.25, MALOSZEWSKI et al. 1992, WERNER et al. 1994, WERNER 1998, KÄSS 1998) verwendet. Das MDM basiert auf dem weit verbreitet genutzten *Convection-Dispersion-Model* (CDM, Gl. 3.23, z. B. LENDA & ZUBER 1970, MALOSZEWSKI & ZUBER 1984), das auf der Basis des DARCY-Gesetzes den gelösten Stofftransport (*solute transport*) in einem porösem Medium als Variation unterschiedlicher Transportgeschwindigkeiten beschreibt (UHLENBROCK & LEIBUNDGUT 1997, FETTER 2001). Das CDM basiert auf der klassischen analytischen Lösung der eindimensionalen Transportgleichung für konservative Tracer (Gl. 3.22, MALOSZEWSKI et al. 1992).

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} \quad \text{Gl. 3.22}$$

mit:

- C : Tracerkonzentration
- t : Zeitvariable
- D_L : longitudinale Dispersion
- x : Ortsvariable
- v : Mittlere Fließgeschwindigkeit

und wird durch folgende Gleichung beschrieben:

$$C(t) = \frac{M}{Qt_0 \sqrt{4\pi P_D (t/t_0)^3}} \exp\left[-\frac{(1-t/t_0)^2}{4P_D t/t_0}\right] \quad \text{Gl. 3.23}$$

mit:

- C : Tracerkonzentration
- M : Masse des verwendeten Tracers
- Q : Fließrate/Schüttungsrate (discharge)
- t_0 : mittlere Verweilzeit (= Sickerwassergeschwindigkeit)

P_D : Dispersionskoeffizient (= Kehrwert der PECLET-Zahl)

Folgende Randbedingungen werden als gültig angenommen:

- gesättigte Bedingungen
- stationäres Fließregime
- kurzfristige Eingabe (*DIRAC*-Impuls, $\delta(t)$) des konservativen Tracers zum Zeitpunkt $t=0$ in das System an einem bekannten Eingabeort

Diese Randbedingungen sind für die ungesättigte Zone nicht immer vollständig erfüllt. Für den Versuchszeitraum jedoch war der Bodenfeuchtegehalt im Bereich der Feldkapazität (Kapitel 3.5.2, Abb. 7.11) und der hydraulische Gradient **grad**_H am Versuchsstandort für alle relevanten Bodenhorizonte abwärts gerichtet (Kapitel 8, Abb. 8.3). Das Verhältnis Niederschlag/Evapotranspiration war positiv (Kapitel 8), so dass Versickerung stattfinden konnte. Eine Normalisierung auf die gemessene Maximalkonzentration (Gl. 3.24) trägt der nicht konstanten Schüttungsrate Rechnung und eliminiert so den aus unterschiedlich anfallenden Bodenwassermengen resultierenden Verdünnungseffekt (MALOSZEWSKI et al. 1992, KREFT & ZUBER 1978).

$$C(x, t) = \left(\frac{t_{\max}}{t} \right)^{3/2} \exp \left[- \frac{(1 - t/t_0)^2}{4P_D t/t_0} + \frac{(1 - t_{\max}/t_0)^2}{4P_D (t_{\max}/t_0)} \right] \quad \text{Gl. 3.24}$$

Mit der einfachen analytischen Lösung (*CDM*) konnten die erhaltenen Durchbruchkurven (s. Kapitel 7.3) jedoch nicht zufriedenstellend beschrieben werden. Das Auftreten mehrerer Peaks ließ auf multiple Fließgeschwindigkeiten schließen und somit auf multiple Fließwege (s. Kapitel 7.3). MALOSZEWSKI et al. (1992) erweiterten das *CDM* für verschiedene präferentielle Hauptfließwege in einem Karstsystem. Bei diesem sogenannten *Multi-Dispersions-Model (MDM)* resultiert die gemessene Durchgangskurve am Messort aus einer Überlagerung der individuellen Durchgangskurven der einzelnen Fließwege. Bei der Auswertung mit dem *MDM* werden die Durchgangskurven der einzelnen Wege ermittelt und die zugehörigen Transportparameter berechnet (WERNER 1998) (Abb. 3.8). Voraussetzungen für die Anwendung des *MDM* sind nach MALOSZEWSKI et al. (1992):

- sofortige Verteilung der eingegebenen Tracermenge zwischen den Fließwegen
- keine Wechselwirkung zwischen den Fließwegen
- keine Matrixdiffusion
- Zusammentreffen der Fließwege an der Quelle (Messort)

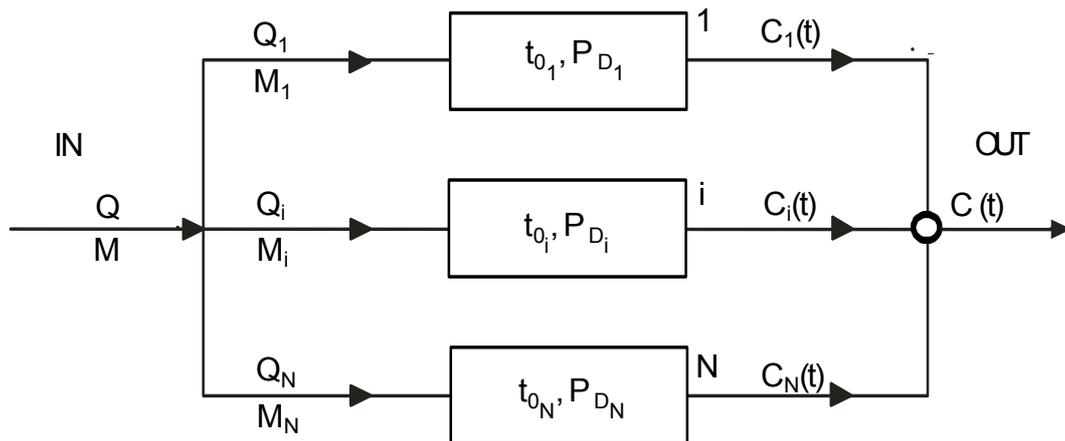


Abb. 3.8: Parameter des Multi-Dispersion-Modells (MALOSZEWSKI et al. 1992, verändert nach WERNER 1998)

Fig. 3.8: Parameters of Multi-Dispersion-Model (MALOSZEWSKI et al. 1992, modified after WERNER 1998).

Wie bei den meisten Modelansätzen sind solche Annahmen aus mathematischer Sicht notwendig. Bei Geländeversuchen reicht es aus praktischer Sicht, wenn die tatsächliche Situation durch das *MDM* hinreichend genau beschrieben werden kann (WERNER 1998). Die Anwendung des *MDM* auf Porenaquifere ist möglich, wenn von unterschiedlichen Fließwegen ausgegangen werden kann. In der vorliegenden Situation, wo in Böden Mittel- und Grobporensysteme sowie präferentielle Fließwege wie z. B. Wurzel- und Grabgänge existieren, scheint es gerechtfertigt.

Für den Messort (hier: Saugkerze) gilt dann für die Durchgangskurve jedes einzelnen Einzelfließweges (Index *i*) die analytische Lösung (Gl. 3.23):

$$C_i(t) = \frac{M_i}{Q t_{0_i} \sqrt{4\pi P_{D_i}} (t/t_{0_i})^3} \exp\left[-\frac{(1-t/t_{0_i})^2}{4P_{D_i} t/t_{0_i}}\right] \quad \text{Gl. 3.25}$$

Die Gesamtdurchgangskurve $C(t)$ ergibt sich dann als Überlagerung der individuellen Durchgangskurven:

$$C(t) = \sum_{i=1}^N C_i(t) \quad \text{Gl. 3.26}$$

wobei:

N: Anzahl der Fließwege

Die Anpassung der Tracerdurchbruchkurven (Kapitel 7.3) mit dem *MDM* wurde mit dem Programm TRACI 95 von WERNER (1998, in KÄSS 1998) vorgenommen.

3.6 Hydraulische Untersuchungen

3.6.1 Pumpversuch

An Versuchsstandort GWB1 (Kapitel 2.8.3) wurde der Grundwasserspiegel in der saprolitischen Verwitterungszone während des Markierungsversuches (Kapitel 3.5) künstlich abgesenkt. Absenkung und Wiederanstieg des Wasserspiegels wurden mit einer Drucksonde der Fa. OTT, die an einen automatischen Datenlogger angeschlossen war, in 15-sekündigen Abständen aufgezeichnet. Die Förderleistung wurde mittels einer geeichten Wasseruhr, die an den Auslaufschlauch der Pumpe angeschlossen war, ermittelt. Diese Daten wurden für eine Pumpversuchsauswertung (Kapitel 7.1) verwendet, bei der die Transmissivität (T) der saprolitischen Verwitterungszone ermittelt wurde. Der Versuchbrunnen (GWB1, Kapitel 2.8.3) kann aufgrund seiner Bauart als vollkommener Brunnen (GILLBRICHT 1996, HÖLTING 1996, KRUSEMANN & DeRIDDER 1990) angesehen werden. Es wurde von instationären Anströmungsbedingungen ausgegangen. Aufgrund des geologischen Profils der Bohrung (Abb. 3.9) und den Pumpversuchsdaten (Kapitel 7.1) wurde für die Regenzeit von einem halb-gespannten Aquifer in der saprolitischen Verwitterungszone ausgegangen. Dies ermöglichte eine Auswertung nach dem Verfahren von HANTUSH-JACOB (1955), für die weitere Annahmen als gegeben angenommen werden mussten:

- eine unendliche Ausdehnung des Aquifers
- Homogenität, Isotropie und eine anfänglich horizontale Lage des Grundwasserspiegels
- horizontale Anströmung
- keine Speicherung im Aquitard und eine unendliche Ausdehnung
- Vernachlässigbarkeit der Speicherung im Bohrloch aufgrund geringen Durchmessers

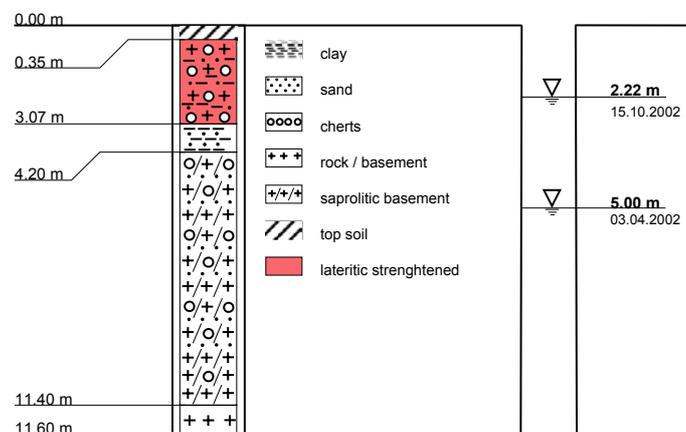


Abb. 3.9: Geologisches Profil und Flurabstand an GWB 1.

Fig. 3.9: Geologic cross section and depth to water table at GWB1.

Unter diesen Voraussetzungen kann mit dem HANTUSH-JACOB Verfahren eine Kurvenanpassung vorgenommen werden. Dies wurde mit Hilfe von rechnergestützten Auswerteverfahren gemacht. Die zugrunde liegenden Formeln zeigen die Gleichungen Gl. 3.27 - Gl. 3.30.

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-\frac{y-r^2}{4B^2y}}}{y} dy \quad \text{Gl. 3.27}$$

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad \text{Gl. 3.28}$$

$$B = \sqrt{\frac{Tb'}{K}} \quad \text{Gl. 3.29}$$

mit:

- s : Veränderung des Wasserspiegels [m]
- Q : Pumprate [m^3/s]
- T : Transmissivität [m^2/s]
- y : Integrationsvariable
- r : radiale Distanz [m]
- B : Leckage Faktor [m]
- S : Speicherkoeffizient [-]
- t : Zeit [s]

Wobei der Integralterm als *HANTUSH-Brunnenfunktion für gestützte Aquifere* bezeichnet wird und oft als $w(\mathbf{u}, \mathbf{r}/\mathbf{B})$ abgekürzt wird. Die HANTUSH Absenkungsgleichung (Gl. 3.27) ergibt sich dann als:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} w(\mathbf{u}, \mathbf{r}/\mathbf{B}) \quad \text{Gl. 3.30}$$

Die Tauchpumpe der Fa. GRUNDFOS, Model MP-1 konnte über die gesamte Versuchsdauer von 139 Stunden und 10 Minuten auf eine Förderleistung von $5.18 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$ bei einer Frequenz von $\sim 128 \text{ Hz}$ stabil eingestellt werden. Zur Energieversorgung der Pumpe wurde ein Stromaggregat eingesetzt, das mit einem Normalbenzin-Öl-Gemisch betrieben wurde. Zur Absicherung stand ein weiteres Aggregat bereit. Als Steigleitung wurde ein gewebeverstärkter PVC-Schlauch verwendet. Die Ableitung des geförderten Wasser wurde ca. 20 m hangabwärts gelegt, so dass ein hydraulischer Kurzschluss zum Förderbrunnen vermieden wurde.

In einem Vorversuch am 13.10.2002 wurden die technischen Funktionen von Pumpe, Stromaggregat, Drucksonde, Wasseruhr und angeschlossenem Fluorometer für den Markierungsversuch (Kapitel 3.5) überprüft. Ebenfalls wurden Förderrate und optimale Einstellungen der Pumpe ermittelt. Eventuell vorhandene leicht lösliche Ablagerungen im Filterbereich konnten dadurch zusätzlich beseitigt werden (GILBRICHT 1996).

3.7 Grundwasserneubildung

Die Grundwasserneubildung in definierten Einzugsgebieten war und ist Bestandteil intensiver Forschung (z. B. ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROGEOLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT 1977; RENGER & STREBEL 1980; OTTO 1992; SIMMERS 1997; HENDRICKX & WALKER 1997; KENDALL & McDONNELL 1998; FLINT et al. 2000; STONE et al. 2001; De VRIES & SIMMERS 2002; EDMUNDS et al. 2002; SCANLON et al. 2002). Einen umfassenden Überblick über den derzeitigen Stand der Forschung geben SCANLON & COOK (2002).

3.7.1 Grundlagen der Wasserbilanz

Die Höhe der Grundwasserneubildung hängt maßgeblich von den klimatologischen Parametern Niederschlag und Verdunstung sowie der Vegetation und dem Aufbau des Bodens ab. Unter Berücksichtigung der hydrologischen Grundgleichung (Gl. 3.31) wird die klimatische Wasserbilanz ermittelt, aus der die Grundwasserneubildung abgeleitet werden kann.

$$N = A_o + A_u + V \quad \text{Gl. 3.31}$$

mit :

- N : Niederschlag
- A_o : oberirdischer Abfluss
- A_u : unterirdischer Abfluss. Anteil am Abfluss, der in den Untergrund und in das Grundwasser übergeht.
- V : Verdunstung

In der angeführten Form gilt die hydrologische Grundgleichung jedoch nur für längere Beobachtungszeiträume. Um für den betrachteten Zeitraum von einem Jahr (2002) eine hinreichend genaue Wasserbilanz auf Grundlage der klimatologischen Daten erstellen zu können, muss die Änderung des Wasservorrats im Boden berücksichtigt werden.

$$N = A_o + A_u + V + \Delta R \quad \text{Gl. 3.32}$$

mit :

- ΔR : Speicheränderung in der ungesättigten Bodenzone

wobei:

$$\Delta R = \Delta BWS \quad \text{Gl. 3.33}$$

mit :

- ΔBWS : Änderung der Bodenwassersäule im Beobachtungszeitraum

3.7.2 Ermittlung der Änderung der Bodenwassersäule aus der Bodenfeuchteentwicklung in der ungesättigten Zone

Um die durchschnittliche Bodenwassersäule (BWS) für einen Zeitpunkt im Arbeitsgebiet zu ermitteln, bedarf es der Kenntniss der Wassergehalte über einen definierten Bodenabschnitt zu diesem Zeitpunkt. Für das Jahr 2002 wurden hierfür die Bodenfeuchtegehalte über eine 90 cm mächtige Bodensäule (0 – 90 cm) verwendet (s. Kapitel 3.4). Mit der TDR-Methodik (s. Kapitel 3.4) werden Bodenkompimente von 30 cm Mächtigkeit betrachtet. Der hierbei gemessene volumetrische Bodenwassergehalt stellt eine Teilsäule der Bodensäule dar. 30 Vol.-% Bodenwassergehalt in der 300 mm hohen Bodensäule entsprechen dabei 90 mm Bodenwassersäule. Die Bodenwassersäulen der einzelnen Messkompimente lassen sich dann zur Gesamtbodenwassersäule aufaddieren. Niederschlags- und Verdunstungsereignisse werden hierbei direkt mit den Bodenfeuchtwerten verrechnet (BOHLEBER 1992). Betrachtet wurde die ungesättigte Bodenzone bis 90 cm Tiefe, da im Liegenden dieser Zone oftmals ein Aquitard ansteht (lateritisch verfestigte Zone, vgl. Kapitel 4, 7, sowie 9). Zudem besteht aufgrund der Instrumentation in diesem Bereich die höchste Messwertdichte (s. Kapitel 2.7.1, sowie Anhänge 4 und 5).

Die Änderung der Bodenwassersäule (ΔBWS) über einen definierten Zeitraum ergibt die Änderung im Bodenwasserspeicher ΔR über diesen Zeitraum in der betrachteten Bodenzone (s. Gl. 3.33). Aus der wöchentlichen Veränderung des Bodenwassergehaltes kann die Änderung des Bodenwasserspeichers aus der Bodenfeuchteentwicklung abgeschätzt werden. Eingesetzt in die hydrologische Grundgleichung (Gl. 3.31) kann nach (Gl. 3.34) die Grundwasserneubildungsrate für das betrachtete Gebiet aus der klimatischen Wasserbilanz abgeschätzt werden (s. Kapitel 8.1).

3.7.3 Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate aus der Wasserbilanz

Sind die Parameter *Niederschlag* (N), *Evapotranspiration* (V), *Abfluss* (A) und die *Höhe der Bodenwassersäule* (BWS) für das Untersuchungsgebiet bekannt, kann, nach ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROGEOLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT (1977), bei Betrachtung kürzerer Zeiträume die Grundwasserneubildungsrate GNB nach Gl. 3.34 berechnet werden.

$$GNB = N - V - A_o - \Delta BWS \quad \text{Gl. 3.34}$$

mit :

GNB : Grundwasserneubildungsrate

3.7.4 Potenzialkonzept

Bei der Betrachtung von Bodenwassergehaltsänderungen in der ungesättigten Zone ist der hydraulische Gradient **grad** ψ_H zu berücksichtigen. Sickerwassertransport (abwärts gerichtete Wasserbewegung, *Flux*) ist nur möglich, wenn der hydraulische Gradient **grad** ψ_H (Gl. 3.35) in den beobachteten Bodenhorizonten abwärts gerichtet ist (vgl. auch Kapitel 7.3). Das Potenzialkonzept ist ausführlich u.a. in SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002) sowie TINDALL & KUNKEL (1999) erläutert.

$$\text{grad } \psi_H = \frac{\Delta \psi_H}{\Delta Z} = \frac{\psi_{m_1} - \psi_{m_2}}{\Delta Z} + 1 \quad \text{Gl. 3.35}$$

mit:

grad ψ_H :	$-\psi_m + \psi_z$
ψ_m :	Matrixpotenzial [cm WS]
ψ_z :	Gravitationspotenzial [cm WS]
ΔZ :	vertikaler Abstand zwischen zwei Tensiometern [cm]

Ist **grad** $\psi_H > 0$, so ist der Wassertransport in der ungesättigten Bodenzone abwärts gerichtet, Sickerwassertransport ist also möglich. Bei **grad** $\psi_H < 0$ findet der Transport in entgegengesetzter Richtung statt. Sickerwassertransport und somit Grundwasserneubildung ist nicht möglich. Die Fläche mit **grad** $\psi_H = 0$ stellt eine horizontale Wasserscheide im Boden dar. Über sie hinweg findet kein Wassertransport statt.

4 Texturale und geochemische Charakterisierung der Bodenproben

4.1 Körnung, Bodenarten

Die Ergebnisse (Anhang 4, Anhang 5) der textuellen Untersuchungen der Bodenproben werden für ausgewählte Proben vorgestellt (Abb. 4.1 bis Abb. 4.6, sowie Tab. 4.1, Tab. 4.2). Die Auswahl der Proben erfolgte aufgrund der Geländebeobachtungen und in Abstimmung mit den Bodenfeuchteanalysen (s. Kapitel 7.2) und Markierungsversuchen. Eingehendere und spezielle Bodenuntersuchungen für das Arbeitsgebiet wurden von den entsprechenden Fachdisziplinen im IMPETUS Projekt durchgeführt und sind ein wesentlicher Bestandteil der Promotionsarbeiten von JUNGE (*in Vorbereitung*) und GIERTZ (*in Vorbereitung*).

Für die eigene Auswertung wurden Proben aus verschiedenen Tiefenhorizonten der TDR-Bohrungen (Kapitel 3.4) TD18, TD23, TD11 und TD09 (vgl. Abb. 2.11) sowie aus den jeweiligen Untersuchungshorizonten der Saugkerzenanlagen (Kapitel 3.5.2) der Versuchstandorte FE01 und FE02 (Kapitel 2.8) verwendet (Abb. 4.1 bis Abb. 4.6). TD18 grenzt unmittelbar an FE02 und konnte bis auf 200 cm abgeteuft werden. TD23 liegt in unmittelbarer Nähe der Vorflut *Aguima*. TD11 erreicht die größte Teufe der TDR-Sonden (240 cm) und hat in den untersten Abschnitten während der Regenzeit gesättigte Verhältnisse. TD09 liegt am Oberhang der Vorflut *NIAOU* in Nähe eines Abflusspegels (s. Kapitel 7.2 für Bodenfeuchteprofile). Die Bodenansprache erfolgte nach DIN 4220.

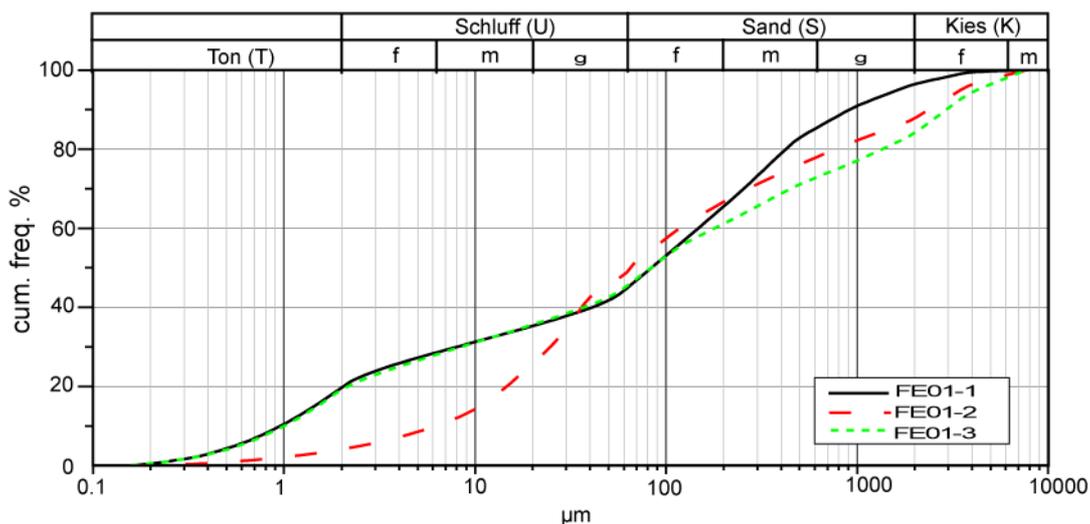


Abb. 4.1: Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort FE01.

Fig. 4.1: Grain size distribution of FE01.

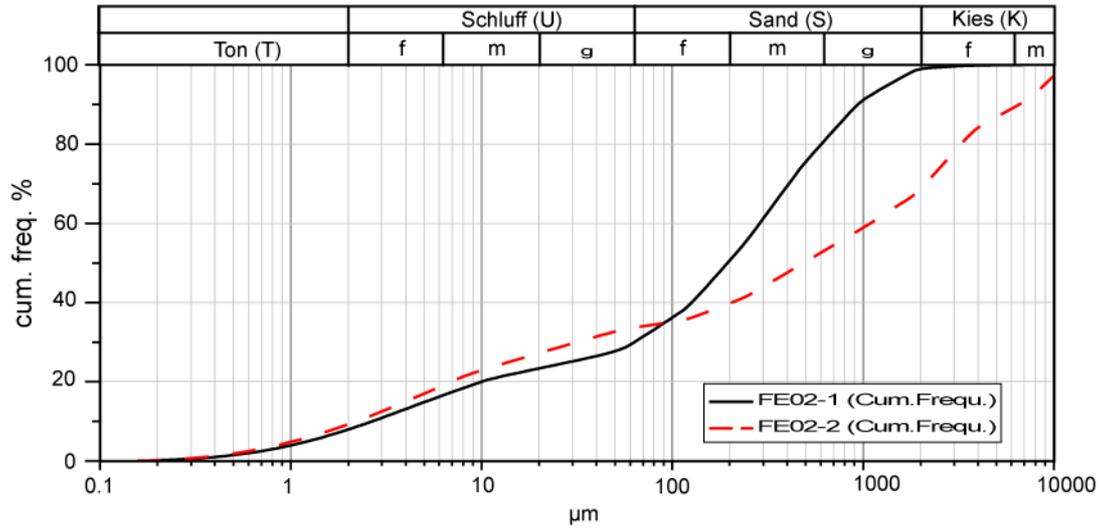


Abb. 4.2: Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort FE02.

Fig. 4.2: Grain size distribution of FE02.

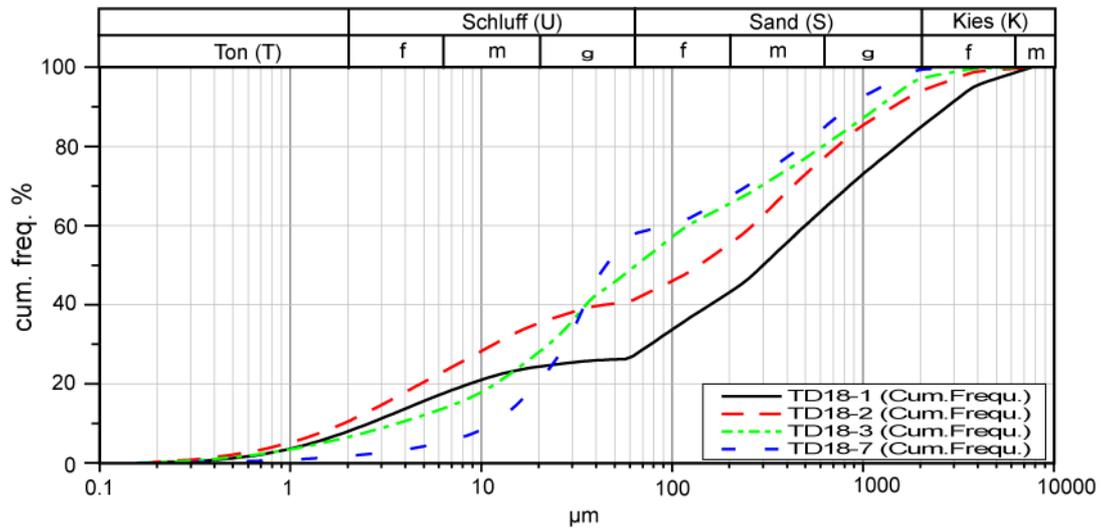


Abb. 4.3: Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort TD18.

Fig. 4.3: Grain size distribution of TD18.

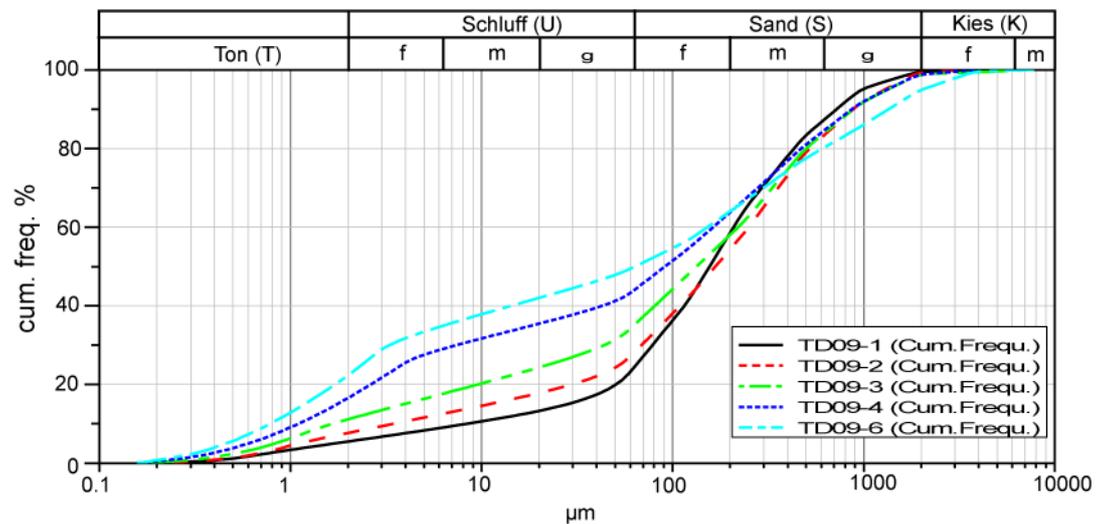


Abb. 4.4: Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort TD09.

Fig. 4.4: Grain size distribution of TD09.

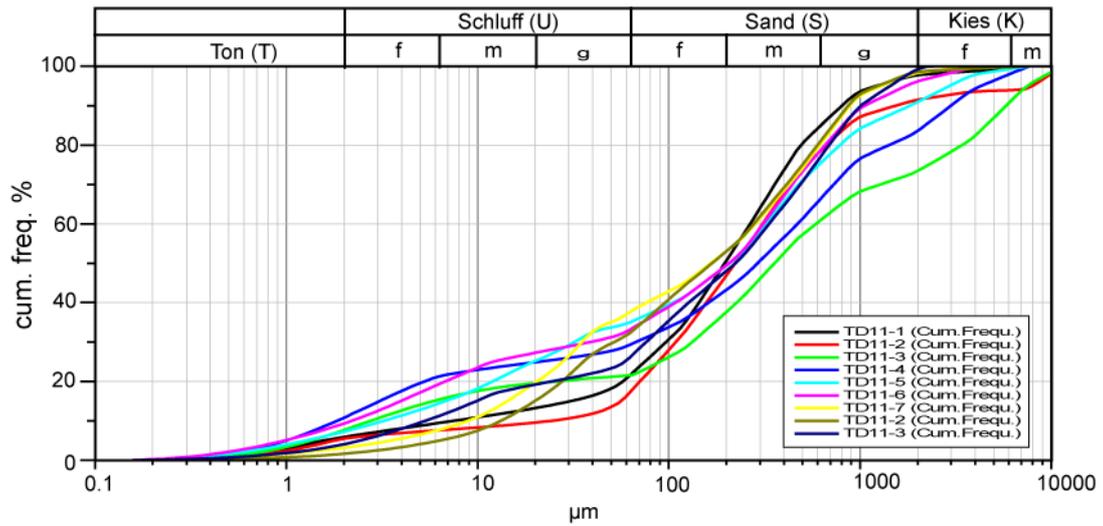


Abb. 4.5: Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort TD11.

Fig. 4.5: Grain size distribution of TD11.

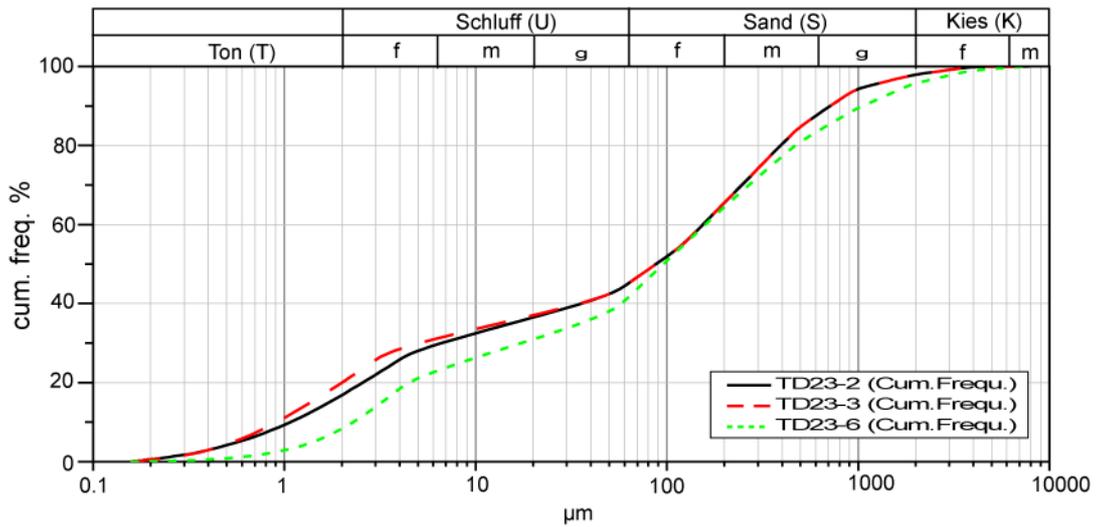


Abb. 4.6: Kornsummenkurven der Bodenproben von Versuchsstandort TD23.

Fig. 4.6: Grain size distribution of TD23.

4 Textuelle und geochemische Charakterisierung der Bodenproben

Tab. 4.1: Charakteristische Korngrößen der Bodenproben. dx: Korngrößendurchmesser bei x % Siebdurchgang; U: Ungleichförmigkeitszahl; Cc: Krümmungszahl.

Tab. 4.1: *Typical grain size distribution of the soil samples. dx: grain size diameter at x % sieve retention; U: number of inheterogeneity; Cc: number of curvature.*

Ort	Tiefe [cm]	d ₁₀ [µm]	d ₃₀ [µm]	d ₅₀ [µm]	d ₆₀ [µm]	U	Cc
FE01-1	50	1.00	8.33	87.37	153.53	153.53	0.45
FE01-2	100	6.48	25.86	67.94	122.59	18.92	0.84
FE01-3	150	1.04	8.77	86.80	186.97	179.78	0.40
FE02-1	30-60	2.78	66.10	203.22	299.61	107.77	5.25
FE02-2	60-80	2.30	33.00	508.95	1137.11	494.40	0.42
TD09-1	15-30	8.71	81.57	162.39	217.18	24.93	3.52
TD09-2	30-60	3.59	71.55	174.16	259.99	72.42	5.48
TD09-3	60-90	1.73	45.64	139.22	230.10	133.01	5.23
TD09-4	90-120	1.15	7.68	95.03	169.52	147.41	0.30
TD09-5	120-150	1.76	11.85	69.23	147.05	83.55	0.54
TD09-6	180-200	0.82	3.45	66.44	158.63	193.45	0.09
TD11-1	15-30	7.82	100.91	204.77	278.11	35.56	4.68
TD11-2	30-60	25.27	113.98	232.72	323.91	12.82	1.59
TD11-3	60-90	2.88	138.57	373.24	614.89	213.50	10.84
TD11-4	90-120	1.92	70.39	303.89	491.90	256.20	5.25
TD11-5	120-150	3.37	33.41	217.02	337.19	100.06	0.98
TD11-6	150-180	2.29	40.50	215.24	325.79	142.27	2.20
TD11-8	200-220	13.80	54.08	175.46	290.64	21.06	0.73
TD11-9	220-250	5.57	79.47	232.75	349.43	62.73	3.24
TD18-1	30-60	2.69	80.51	312.90	519.74	193.21	4.64
TD18-2	60-90	1.98	12.17	144.95	274.96	138.87	0.27
TD18-3	90-120	3.80	23.61	67.76	126.45	33.28	1.16
TD18-7	180-200	11.99	28.84	47.09	96.21	8.02	0.72
TD23-2	60-90	1.12	6.93	91.61	161.28	144.00	0.27
TD23-3	90-120	0.95	5.33	91.62	161.28	169.77	0.19
TD23-6	190-200	2.39	18.11	100.13	166.44	69.64	0.82

Tab. 4.2: Ergebnisse der Korngrößenanalysen. Bodenansprache nach DIN 4220. *: modifizierte Grenze für Tonfraktion (vgl. Kapitel 3.3.2).

Tab. 4.2: *Results of the grain size analysis. Soil nomenclature after DIN 4220. * : modified boundary for the clay grain size fraction (see chapter 3.3.2).*

Ort	Tiefe [cm]	Ton* [%]	Schluff [%]	Sand [%]	Boden- ansprache
FE01-1	50	29.8	14.5	55.7	Ts4
FE01-2	100	11.7	36.7	51.6	Sl3
FE01-3	150	29.4	15.6	55.0	Lts
FE02-1	30-60	18.1	11.3	70.6	St3
FE02-2	60-80	20.9	12.6	66.5	St3
TD09-1	15-30	9.7	13.7	76.6	Sl3
TD09-2	30-60	13.4	13.9	72.7	Sl3
TD09-3	60-90	18.8	15.5	65.7	Ls4
TD09-4	90-120	30.2	13.2	56.6	Ts4
TD09-5	120-150	25.1	24.0	51.0	Lts
TD09-6	180-200	36.2	13.3	50.5	Ts3
TD11-1	15-30	10.1	10.8	79.2	Sl3
TD11-2	30-60	7.9	8.5	83.7	St2
TD11-3	60-90	16.4	5.1	78.5	St2
TD11-4	90-120	22.1	6.9	71.0	St3
TD11-5	120-150	15.9	18.8	65.3	Sl4
TD11-6	150-180	21.1	11.6	67.3	St3
TD11-8	200-220	5.9	25.9	68.2	Su3
TD11-9	220-250	12.8	12.7	74.5	Sl4
TD18-1	30-60	19.1	7.6	73.3	St3
TD18-2	60-90	25.2	15.7	59.1	Lts
TD18-3	90-120	15.3	33.5	51.2	Sl4
TD18-7	180-200	6.3	51.1	42.6	Us
TD23-2	60-90	30.9	13.6	55.5	Ts4
TD23-3	90-120	32.2	12.3	55.5	Ts4
TD23-6	190-200	24.5	16.3	59.2	Ls4

Bei den Kornsummenkurven fällt deren hoher Ungleichförmigkeitsgrad auf (Tab. 4.1: Ungleichförmigkeitsgrad U). Die schlechte Sortierung spricht generell für kurze Transportwege und stützt somit die Aussagen von JUNGE (*in Vorbereitung*) (vgl. Kapitel 2.5.2). Die relativ niedrigen Tongehalte erklären sich aus der Korngrößenbestimmungsmethode für die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ (vgl. Kapitel 3.2). Unter Bezugnahme auf KONERT & VANDENBERGHE (1997) (vgl. Kapitel 3.3.2) korrelieren die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Körnungsdaten gut mit denen von JUNGE (*in Vorbereitung*) und GIERTZ (*in Vorbereitung*).

Dominierende Bodenart ist Sand mit mehr oder weniger hohen Schluffanteilen, stellenweise Lehm. Insbesondere in den lateritischen Bodenhorizonten (z. B. Abb. 4.1: FE01-2, Abb. 4.3: TD18-3) sind die Schluffgehalte hoch. Der Grad der Sortierung ist hier ebenfalls höher (U -Werte zwischen 33.3 und 60.4, Tab. 4.2). Bodenhorizonte, in denen Saprolit ansteht, zeichnen sich durch Tongehalte von 50% und mehr aus (vgl. JUNGE, *in Vorbereitung*, BAUER 2004), was einen Indikator für Tonmineralbildung (überwiegend Kaolinit) darstellt (Kapitel 2.5.2). Daneben findet bei der saprolitischen Verwitterung generell auch Tonverlagerung statt (Kapitel 2.5.2). Ein typisches Bodenprofil für das Arbeitsgebiet hat BAUER (2004) erstellt (Abb. 4.7).

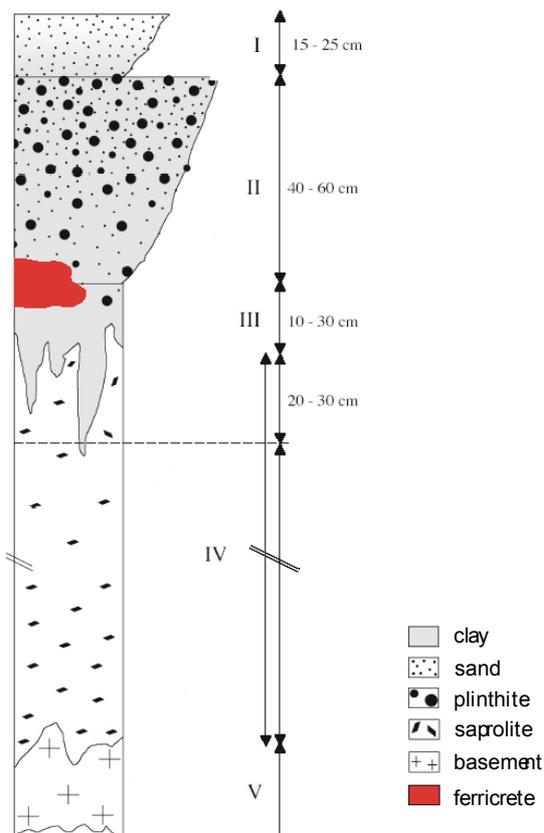


Abb. 4.7: Schematisches Bodenprofil im *Aguima*-Einzugsgebiet (nach BAUER 2004). Die Mächtigkeiten der Horizonte I – III können lokal im Dezimeterbereich variieren. I: Ah-Horizont, II: unverteigter, plinthitischer Schutt in Matrix aus sandig bis lehmigem Schluff. III: hoher Schluff- bis Tonanteil mit charakteristischer Rotfärbung. Zwischen II und III sind Ferricret-Krusten häufig. IV: Saprolit, V: kristallines Grundgebirge.

Fig. 4.7: Schematic soil profile of the *Aguima* catchment (after BAUER 2004). The thickness of horizons I – III can locally vary in the range of decimeters. I: top soil; II: unconsolidated, plinthitic debris in sandy to loam sand silt matrix; III: high silt and clay content with characteristic red colours. Ferricretes are common between II and III; IV: saprolite; V: crystalline basement.

Eine solche Profilausbildung ist typisch für Böden, die aus verwittertem kristallinem Basement auf dem afrikanischen Kontinent entstanden sind. CHILTON & FOSTER (1995) zeigen in einer Zusammenfassung aus mehreren Arbeiten für unterschiedliche Länder vergleichbare Profilausbildungen (Abb. 4.8).

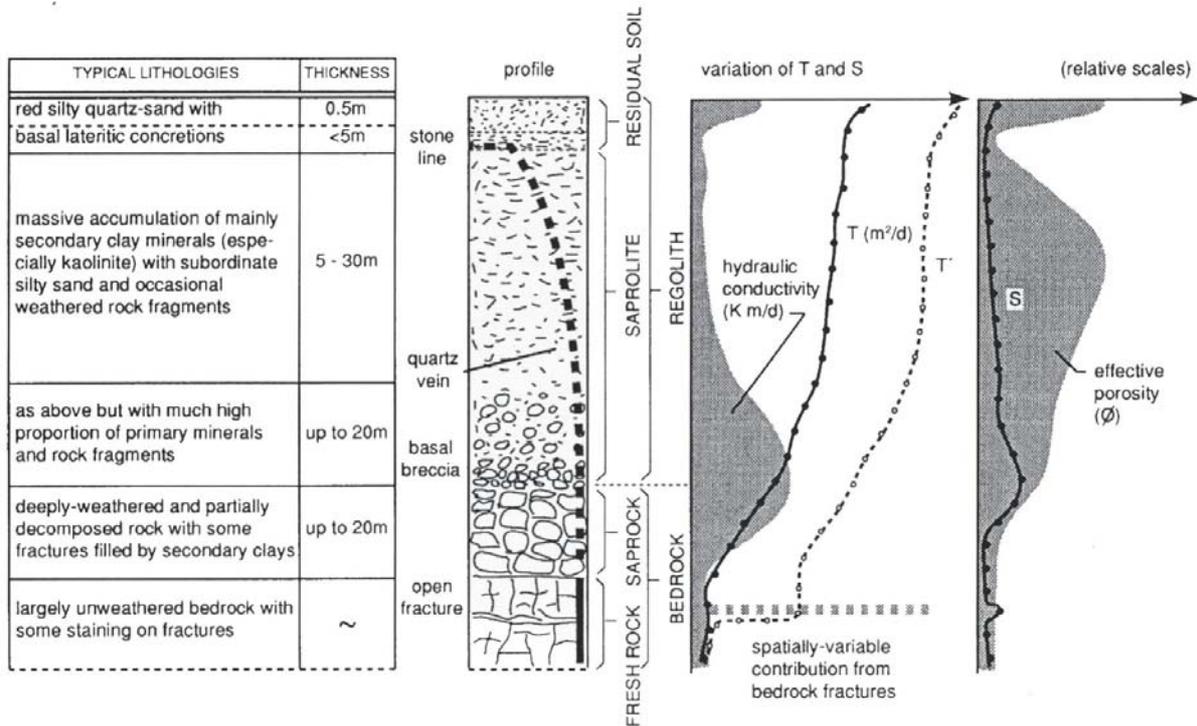


Abb. 4.8: Konzeptionelles Modell eines Verwitterungszonenaquifers über kristallinem Grundgebirge in Afrika (CHILTON & FOSTER 1995).

Fig. 4.8: Conceptual model of a weathering zone aquifer above a crystalline basement in Africa (CHILTON & FOSTER 1995).

Die im Arbeitsgebiet vorrangig vorkommenden Böden (Kapitel 2.5, Abb. 2.10) sind nach JUNGE (*in Vorbereitung*) Acrisols (WRB-Klassifikation). An Unterhängen liegen Plinthosols und in jährlich vernässenden flachen Depressionen, den *bas fonds* (Kapitel 2.5), Gleysols vor. Entlang von Flussläufen sind Fluvisols entwickelt, und am Fuß von Inselbergen kommen kleinflächig Leptosols vor.

Tab. 4.3: Profilbeschreibung eines Acrisols (UTM 379968 1008838) nach JUNGE (*in Vorbereitung*).

Tab. 4.3: Description of an acrisol soil profile (UTM 379968 1008838) after JUNGE (*in preparation*).

Horizont	Tiefe (cm)	Beschreibung
Ah 1	- 10	sehr dunkel graubrauner (10YR3/2 feucht) schwach lehmiger Sand; schwach humos; schwach durchwurzelt; Einzelkorngefüge; ebene Begrenzung
Ah 2	- 20	dunkel graubrauner (10YR4/2 feucht) schwach lehmiger Sand; sehr schwach grusig; schwach humos; schwach durchwurzelt; Einzelkorngefüge; ebene Begrenzung
E	- 30	dunkel gelblich brauner (10YR4/4 feucht) schwach lehmiger Sand; schwach grusig; schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; schwach rostfleckig; Subpolyeder- bis Einzelkorngefüge; wellige Begrenzung
2 Bt	- 41	dunkel gelblich brauner (10YR4/4 feucht) stark lehmiger Sand; sehr stark grusig; schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; schwach rostfleckig; Subpolyedergefüge; wellige Begrenzung
2 Bt – 3 Ct	- 73	gelblich roter (5YR4/8 feucht) sandig-toniger Lehm; schwach grusig; sehr schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; schwach marmoriert; Subpolyedergefüge; undeutliche Begrenzung
3 Ct	> 73	gelblich roter (5YR4/6 feucht) sandig-toniger Lehm; schwach grusig; sehr schwach humos; mittel marmoriert; Polyedergefüge

Der Acrisol ist durch Substratschichtung gekennzeichnet (Tab. 4.3). An der Oberfläche liegt Decksand vor, der, wie der darunter liegende Schutt, während im Quartär abgelaufener Pedimentationsprozesse (FÖLSTER 1983) abgelagert wurde (vgl. Abb. 4.7). Im Untergrund ist authochthoner Saprolit vorhanden, der aus metamorphen Gesteinen hervorgegangen ist. Der dominierende pedogene Prozess ist die Tonverlagerung, der zur Ausbildung von mit Ton angereicherten Bt-Horizonten geführt hat (JUNGE, *in Vorbereitung*).

Gleysols (Tab. 4.4) sind in *bas fonds* anzutreffen. Es handelt sich hierbei um kolluviales Material, dass in der Nähe von Wasserläufen mit alluvialen Substraten vermengt ist (GRUNERT et al. 2000). Aufgrund einer starken Vernässung dieser Böden während der Regenzeit, ist die Ausbildung hydromorpher Merkmale charakteristisch (JUNGE, *in Vorbereitung*).

Tab. 4.4: Profilbeschreibung des Gleysols (UTM 379743 1009103) nach JUNGE (in Vorbereitung).

Tab. 4.4: Description of a gleysol soil profile (UTM 379743 1009103) after JUNGE (in preparation).

Horizont	Tiefe (cm)	Beschreibung
Ah	- 23	sehr dunkel graubrauner (2.5Y3/2 feucht) schwach sandiger Lehm; mittel humos; schwach durchwurzelt; schwach rostfleckig; Subpolyedergefüge; ebene Begrenzung
Bg1	- 40	dunkel graubrauner (2.5Y4/2 feucht) stark sandiger Lehm; schwach humos; schwach durchwurzelt; mittel rostfleckig; Subpolyedergefüge; ebene Begrenzung
Bg2	- 53	graubrauner (2.5Y5/2 feucht) stark sandiger Lehm; sehr schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; stark rostfleckig; Subpolyedergefüge; ebene Begrenzung
Bg3	- 73	graubrauner (2.5Y5/2 feucht) sandig-toniger Lehm; sehr schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; stark marmoriert; Polyedergefüge; ebene Begrenzung
Bg4	- 81	graubrauner (2.5Y5/2 feucht) sandig-toniger Lehm; sehr schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; stark marmoriert; Polyedergefüge

4.2 Bodenphysikalische Eigenschaften

4.2.1 Bodenkundliche Kenngrößen

JUNGE (*in Vorbereitung*) hat in ihrer bodenkundlichen Promotionsarbeit die wichtigsten Kenngrößen ermittelt. So ist die effektive Bodentiefe der unterschiedlichen Bodeneinheiten mit 30 – 100 cm als flach bis moderat anzusehen. Aufgrund der sandigen Oberböden und der geringen Mächtigkeit des Solumns ist die nutzbare Feldkapazität (nFK) im effektiven Wurzelraum mit 50 – 140 l/m² gering bis moderat. Der pH-Wert der Böden liegt im neutral bis saurem Bereich (5.5 – 7). Basische Bodenreaktionen werden nur in den verbreitet vorkommenden Termitennestern angetroffen. Die Basensättigung der Böden ist moderat (BSP: 20 – 60%). Aufgrund von Kaolinitgehalten bis zu 80% ist Kationenaustauschkapazität (KAK) mit 15 – 25 cmol_c/kg als gering bis moderat einzustufen. Nur die Oberflächenhorizonte zeigen höhere Gehalte an organischem Material (um 1-2 %), so dass KAK und BSP dort stellenweise etwas höher liegen. Die Konzentrationen an Pflanzennährstoffen wie Stickstoff (< 0.1%), Kalium (< 0.2 cmol_c/kg) und Phosphate (< 15 mg/l) sind gering.

4.2.2 Gesättigte Durchlässigkeit

Die gesättigte Durchlässigkeit (k_{fs}) der Bodenproben dient der Abschätzung der Durchlässigkeit der Bodenzone. Die Durchlässigkeitsbeiwerte wurden mit Hilfe verschiedener Methoden aus der Korngrößenverteilung, bzw. der Kornsummenkurven rechnerisch ermittelt (Kapitel 3.3.2). Die Ergebnisse für ausgewählte Bodenproben (Kapitel 4.1) sind in Tab. 4.5 dargestellt. Den Erkenntnissen von KONERT & VANDERBERGHE (1997) (Kapitel 3.3.2) wurde Rechnung getragen, indem der maßgebliche Korngrößenwert für die Tonfraktion bei den Ergebnissen der Laserbeugungsanalyse um +6 erhöht wurde. Die so ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerte sind in Tab. 4.5 mit einem * gekennzeichnet.

Tab. 4.5: Gesättigte Durchlässigkeitswerte (k_{fs}) nach verschiedenen Autoren. * bedeutet, die Kornsummenklasse der zugrunde liegenden d-Werte wurde mit +6 angepasst. Erläuterung hierzu im Text.

Tab. 4.5: *Saturated conductivity (k_{fs}) after different authors. * means, a value of +6 has been added to the grain size class based on the d-values. See text for more details.*

Ort	Tiefe [cm]	k_{fs} [m/s] (BIALAS)	k_{fs} [m/s] (BEYER)	k_{fs} [m/s] (HAZEN)	k_{fs} [m/s] (BIALAS)*	k_{fs} [m/s] (BEYER)*	k_{fs} [m/s] (HAZEN)*
TD18-1	30-60	7.2E-08	4.3E-08	1.2E-07	1.3E-05	4.5E-07	1.3E-06
TD18-2	60-90	1.9E-08	2.4E-08	6.7E-08	3.6E-07	3.8E-07	1.1E-06
TD18-3	90-120	1.5E-07	8.7E-08	2.5E-07	1.1E-06	5.8E-07	1.7E-06
TD18-4	120-150	1.8E-08	1.9E-08	5.3E-08	3.4E-07	3.6E-07	1.0E-06
TD18-6	180-200	4.6E-07	1.0E-06	2.5E-06	1.60E-06	2.3E-06	5.5E-06
FE01-1	50	2.6E-09	6.0E-09	1.7E-08	2.1E-07	2.9E-07	8.4E-07
FE01-2	100	1.9E-08	2.5E-08	7.1E-08	2.7E-07	3.9E-07	1.1E-06
FE01-3	150	2.9E-09	6.5E-09	1.9E-08	2.2E-07	3.0E-07	8.5E-07
FE02-1	30-60	9.9E-08	4.6E-08	1.3E-07	8.5E-06	4.6E-07	1.3E-06
FE02-2	60-80	4.3E-08	3.2E-08	9.1E-08	2.1E-06	4.1E-07	1.2E-06
TD23	60-90	4.4E-09	7.5E-09	2.1E-08	1.6E-07	3.0E-07	8.7E-07
TD23	90-120	2.5E-09	5.4E-09	1.5E-08	1.2E-07	2.9E-07	8.3E-07
TD23	190-200	1.6E-08	3.4E-08	9.8E-08	6.84E-07	4.2E-07	1.2E-06
TD11-1	15-30	5.6E-06	3.7E-07	1.0E-06	2.1E-05	1.6E-06	3.3E-06
TD11-2	30-60	9.0E-06	4.5E-06	1.1E-05	2.7E-05	6.8E-06	1.7E-05
TD11-3	60-90	8.8E-07	5.0E-08	1.4E-07	4.2E-05	4.7E-07	1.4E-06
TD11-4	90-120	2.3E-08	2.2E-08	6.3E-08	9.7E-06	3.8E-07	1.1E-06
TD11-5	120-150	1.5E-07	6.8E-08	1.9E-07	2.1E-06	5.3E-07	1.5E-06
TD11-6	150-180	4.1E-08	3.1E-08	9.0E-08	3.1E-06	4.1E-07	1.2E-06
TD11-7	180-200	5.1E-07	5.2E-07	1.5E-06	2.5E-06	1.4E-06	4.0E-06
TD11-8	200-220	1.0E-06	1.1E-06	3.3E-06	5.6E-06	2.4E-06	6.7E-06
TD11-9	220-240	7.8E-07	1.9E-07	5.3E-07	1.7E-05	8.0E-07	2.3E-06
TD09-1	15-30	4.1E-06	4.6E-07	1.3E-06	1.3E-05	1.3E-06	3.7E-06
TD09-2	30-60	1.2E-06	7.7E-08	2.2E-07	1.1E-05	5.5E-07	1.6E-06
TD09-3	60-90	9.0E-08	1.8E-08	5.1E-08	4.0E-06	3.6E-07	1.0E-06
TD09-4	90-120	4.6E-09	7.9E-09	2.3E-08	1.9E-07	3.0E-07	8.8E-07
TD09-7	180-200	1.7E-09	4.0E-09	1.2E-08	7.9E-08	2.8E-07	8.0E-07

Im Vergleich mit an ungestörten Proben bestimmten Durchlässigkeitsbeiwerten (GIERTZ, *in Vorbereitung*, Tab. 4.6) liegen die aus der Kornsummenkurve errechneten deutlich niedriger. Dies ist einerseits in den unterschiedlichen Verfahren begründet, andererseits in der räumlichen Variation der Probenahme. Die nach KONERT & VANDERBERGHE (1997) angepassten Werte (Spalten 6&7 in Tab. 4.5) zeigen aber deutlich vergleichbarere Werte.

Tab. 4.6: Gesättigte Durchlässigkeiten (k_{fs}), bestimmt an ungestörten Bodenproben (GIERTZ, in Vorbereitung). Die Probenahmelokalitäten befinden sich in direkter Nähe zu einigen der in Tab. 4.5 angegebenen Proben. R11, R38 und L10 sind in Nähe von TD18 und neben Versuchsstandort FE02, BWS1a ist neben Versuchsstandort FE01.

Tab. 4.6: Saturated conductivity (k_{fs}) of undisturbed soil samples (GIERTZ, in prep.). The sampling localities are directly beneath some of the samples showed in Tab. 4.5. R11, R38 and L10 are in the near of TD18 and test site FE02, BWS1a is beneath test site FE01.

Ort	Tiefe [cm]	k_{fs} [m/s]	Ort	Tiefe [cm]	k_{fs} [m/s]
R11P1	2 - 14	9.49E-04	L10P1	3 - 15	1.20E-05
R11P2	40 - 52	1.78E-04	L10P2	36 - 48	3.50E-05
R11P3	85 - 97	3.36E-03			
			BWS1a-1	2 - 15	2.25E-04
R38P1	2 - 14	8.78E-05	BWS1a-2	56 - 69	2.32E-05
R38P2	41 - 53	5.48E-04	BWS1a-3	74 - 87	4.39E-04
R38P3	76 - 88	5.70E-05			

Der Ungleichförmigkeitsgrad (U) liegt bei den angewandten Methoden außerhalb deren Gültigkeitsbereich (Kapitel 3.3.2), jedoch wird der Feinkornanteil, der für die Durchlässigkeitseigenschaften entscheidend ist, gebührend berücksichtigt (JENTSCH 1992). Die nach HAZEN berechneten k_{fs} -Werte sind im Vergleich mit den nach BIALAS und BEYER ermittelten Werten, mit Ausnahme der extrem sandigen Bodenproben, generell geringer und damit näher an den von GIERTZ (*in Vorbereitung*) ermittelten. Ihnen wird daher der Vorzug gegeben.

Die ermittelten Durchlässigkeiten zeigen generell geringere Werte in den lateritischen Bodenhorizonten. So ist im Profil TD18 (Tab. 4.5), das mit FE02 korreliert, im Bereich von 60 bis 90 cm die Durchlässigkeit am geringsten. Der Bereich von 120 cm bis 150 cm unter Geländeoberkante (GOK) weist ebenfalls eine geringe Durchlässigkeit auf. Bei Versuchsstandort FE01 (vgl. auch Kapitel 3.5.4.1) ist die gesättigte Durchlässigkeit im Bereich zwischen 100 und 150 cm Tiefe ebenfalls am niedrigsten und bestätigt damit die Lage des lateritisch geprägten Horizontes. Allerdings ist die Durchlässigkeit im Bodenhorizont um die 50 cm unter Geländeoberkante ebenfalls sehr gering, was zumindest diskussionswürdig erscheint. Bedingt wird dies durch einen hohen Tongehalt (Tab. 4.2). Eine mögliche Ursache hierfür ist eine Einschlammung durch ackerbauliche Bearbeitung (BAUER 2004).

4.2.3 Ungesättigte Durchlässigkeit

Die ungesättigte hydraulischen Durchlässigkeit, k_{fu} [m/s] ist eine Funktion der Bodenfeuchte θ , daher sind die Werte der ungesättigten hydraulischen Durchlässigkeit in den Messhorizonten der TDR-Messstellen (Kapitel 2.7) zu jeder Messzeit in Anhang 11 angegeben. Die VAN GENUCHTEN Parameter α und m (Kapitel 3.2.2.2) wurden nach CARSEL & PARRISH (1988) bestimmt. Eine grafische Darstellung, sowie eine exemplarische Interpretation ausgewählter Standorte erfolgt in Kapitel 7.2.

5 Hydrochemische Charakterisierung

5.1 Datenvorbereitung

Zunächst wurden die Wasseranalysen auf ihre Plausibilität und mögliche Analysefehler (DVWK 1999) geprüft. Die Ionenbilanzfehler wurde nach den Regeln der DVWK (DVWK 1999) berechnet. Aufgrund der geringen Ionengehalte und der speziellen Probenahme-, Transport und Lagerungsbedingungen (Kapitel 3.1) wurden Ionenbilanzfehler von $\pm 15\%$ als akzeptabel angenommen. Bei einigen Proben konnte Hydrogenkarbonat nicht unmittelbar bei der Probenahme ermittelt werden, sondern wurde im Feldlabor oder im Labor des Geologischen Institutes in Bonn bestimmt. Bei Proben, die durch abweichende Werte an Hydrogenkarbonat im Vergleich zu zeitlich oder räumlich vergleichbaren Proben auffielen, wurde der Hydrogenkarbonatgehalt über die Ionenbilanz berechnet. Die entsprechenden Datensätze sind in Anhang 6 gekennzeichnet.

Von den insgesamt 90 Datensätzen wurden aufgrund der Ionenbilanz zehn (11.1 %) verworfen. Für eine statistisch abgesicherte Klassifizierung wurden auf die übrig gebliebenen 80 Datensätze die multivarianten Verfahren der Cluster- und Faktoren-Analyse angewandt. Diese Techniken werden ausführlich erläutert z.B. in GÜLER et al. (2002), GRIMBERG (2003) oder DVWK (1999) sowie CERÓN et al. (1999), BAKALOWICZ (1994), DAVIS (1986), MENG & MAYNARD (2001) oder HÖTZL (1982). Die so erhaltenen Daten-Gruppen wurden durch die hydrogeochemischen Ergebnisse verifiziert und bilden die Grundlage der weiteren analytischen Betrachtung. Eine saisonale Trennung wurde nicht vorgenommen, da ein Großteil der Proben ausschließlich während der Regenzeit gewonnen werden konnte.

5.2 Multivariate Statistik

5.2.1 Clusteranalyse

Die Clusteranalyse dient der Gruppierung von Objekten (z.B. Messstellen, Q-Technik) oder Variablen (Parameter, R-Technik), wobei die Gruppen/Cluster in sich möglichst homogen und untereinander möglichst heterogen sein sollen (DVWK 1999). Sie teilt viele, multivariate Objekte, die durch einen festen Satz von Merkmalen beschrieben sind, nach Maßgabe ihrer Ähnlichkeit in Gruppen oder Cluster ein.

Die Clusteranalyse wurde in *Q-Technik* nach der *WARD-Methode* mit *z-standardisierten* Werten durchgeführt. Als Distanzmaß wurde die *quadrierte euklidische Distanz* verwendet. Als Programm wurde *SPSS for Windows (Version 11.0)* benutzt. Als Parameter in die Clusteranalyse gingen ein: pH, Eh, ELF, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , HCO_3^- , Fe^{2+} , Mn^{2+} , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ und SiO_2 .

Die Clusteranalyse C1 (Abb. 5.1, links) liefert von 80 Analysen 71 (88.8 %) gültige Fälle. 9 Datensätze (11.2 %) konnten aufgrund fehlender Daten nicht verarbeitet werden. Aufgrund ihres Distanzwertes können 15 Datensätze zu *Cluster 3* und 49 Datensätze zu *Cluster 1+2* zusammengefasst werden. Der einzelne Datensatz, der *Cluster 4* bildet wird in Kapitel 5.3 erläutert.

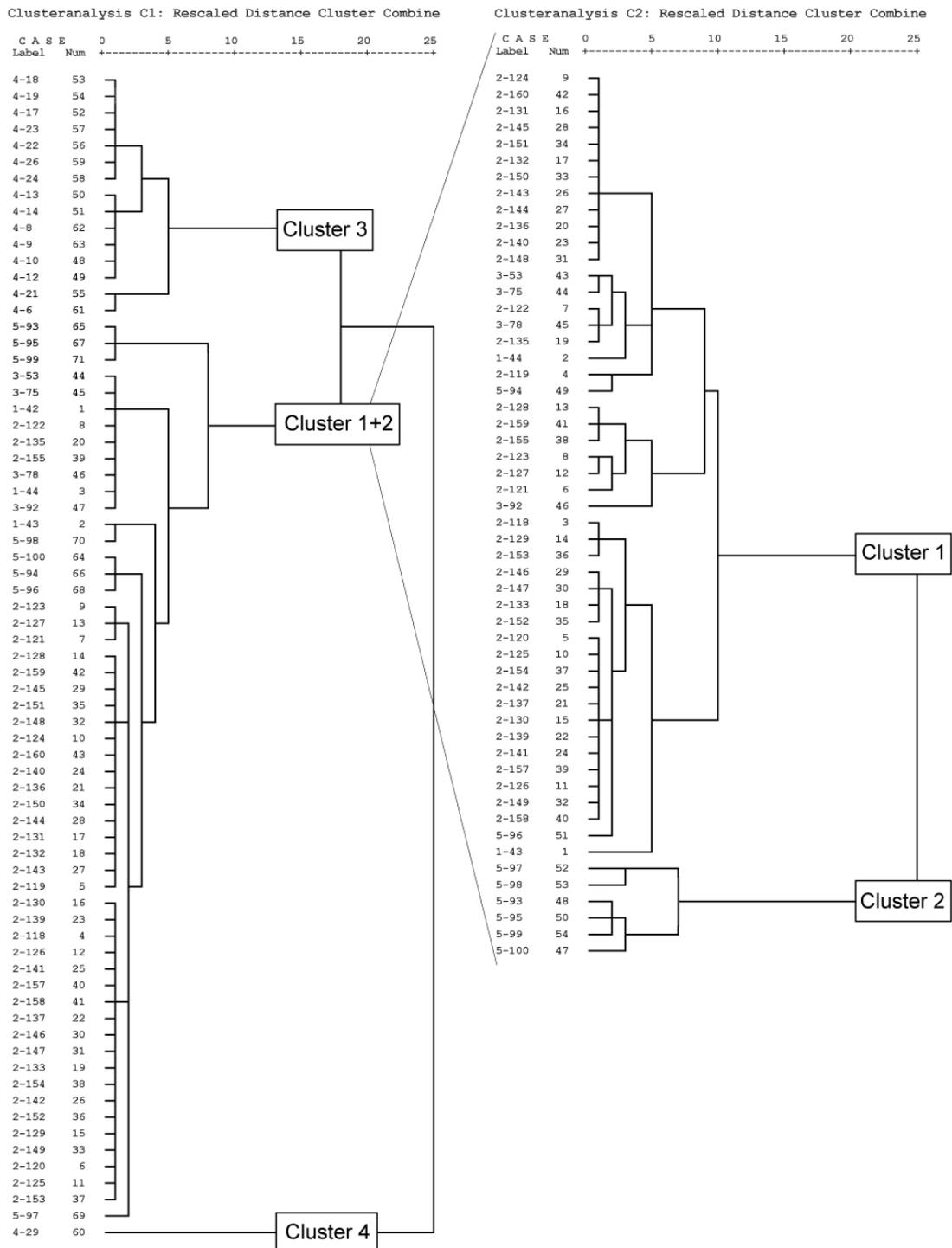


Abb. 5.1: Links: Dendrogramm der Clusteranalyse C1. Anhand des Distanzwertes können 3 Cluster identifiziert werden: Cluster 3, Cluster 1+2 und Cluster 4. Die nachgeschaltete Clusteranalyse C2 (rechts) zeigt, das Cluster 1+2 aus zwei unterschiedlichen Gruppe (Cluster 1 und Cluster 2) besteht.

Fig. 5.1: Left side: Dendrogram of the cluster analysis C1. The cluster distance value gives 3 separate clusters: Cluster 3, Cluster 1+2 and Cluster 4. The downstream cluster analysis C2 (right side) shows that Cluster 1+2 is composed by two different groups: Cluster 1 and Cluster 2.

Bei der nachgeschalteten Clusteranalyse C2 (Abb. 5.1, rechts) wird *Cluster 3* abgetrennt. Clusteranalyse C2 (Abb. 5.1, rechts) liefert mit 54 gültigen von 54 Fällen (100 %) wiederum zwei durch ihr Distanzmaß verschiedene Gruppen: *Cluster 1* und *Cluster 2*.

Die kombinierten Clusteranalysen C1 und C2 liefern aufgrund ihres Distanzmaßes vier unterscheidbare Gruppen: *Cluster 1*, *Cluster 2*, *Cluster 3* und *Cluster 4*. Letztere wird im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter betrachtet (vgl. Kapitel 5.3).

5.2.2 Faktoranalyse

Für die aus der Clusteranalyse hervorgegangenen Gruppen 1-3 wurde eine Faktoranalyse durchgeführt. Die Faktoranalyse ist ein datenreduzierendes Verfahren, das versucht, die hohe Dimensionalität eines Untersuchungsraumes zu reduzieren und wechselseitig hoch korrelierende Variablen durch wenige, voneinander unabhängige Faktoren zu ersetzen.

Aus der Faktoranalyse ergaben sich 3 Hauptfaktoren, die zusammen 68.9 % der Varianz erklären: Faktor 1 mit 44.7 %, Faktor 2 mit 15.4 % und Faktor 3 mit 8.8 % (Tab. 5.1). Faktor 4 und 5 werden aufgrund ihrer geringen Relevanz nicht weiter betrachtet.

Tab. 5.1: Erklärte Gesamtvarianz der Faktorenanalyse der aus der Clusteranalyse (Kapitel 5.2.1) hervorgegangenen Cluster.

Tab. 5.1: *Announced total variance by the Factor Analysis of the clusters derived from the cluster analysis.*

Komponente	Erklärte Gesamtvarianz								
	Anfängliche Eigenwerte			Summen von quadrierten Faktoriadungen für Extraktion			Rotierte Summe der quadrierten Ladungen		
	Gesamt	% der Varianz	Kumulierte %	Gesamt	% der Varianz	Kumulierte %	Gesamt	% der Varianz	Kumulierte %
1	8.936	44.679	44.679	8.936	44.679	44.679	7.995	39.976	39.976
2	3.088	15.439	60.118	3.088	15.439	60.118	2.222	11.108	51.084
3	1.759	8.795	68.913	1.759	8.795	68.913	2.084	10.420	61.504
4	1.408	7.042	75.955	1.408	7.042	75.955	1.978	9.889	71.393
5	1.047	5.237	81.192	1.047	5.237	81.192	1.960	9.799	81.192
6	.910	4.552	85.743						
7	.589	2.943	88.686						
8	.541	2.706	91.392						
9	.508	2.539	93.931						
10	.384	1.922	95.852						
11	.259	1.297	97.149						
12	.220	1.098	98.247						
13	.180	.902	99.149						
14	8.75E-02	.438	99.587						
15	3.37E-02	.168	99.755						
16	2.27E-02	.113	99.869						
17	1.60E-02	8.015E-02	99.949						
18	6.35E-03	3.174E-02	99.980						
19	3.05E-03	1.526E-02	99.996						
20	8.69E-04	4.344E-03	100.000						

Extraktionsmethode: Hauptkomponentenanalyse.

Faktor 1 wird mit Na^+ , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , und Cl^- hoch, mit NO_3^- und SiO_2 mäßig positiv geladen (Tab. 5.2, Abb. 5.2, Abb. 5.3). Er kennzeichnet in erster Linie die Gesamtmineralisation des Wassers, was darin zum Ausdruck kommt, dass die elektrische Leitfähigkeit als resultierende Größe ebenfalls hoch auf diesen Faktor lädt. NO_3^- lässt sich auf anthropogene Einflüsse zurückführen, SiO_2 auf Silikatlösung.

Faktor 2 lädt mäßig positiv auf O_2 und mäßig negativ auf Fe^{2+} und Mn^{2+} (Tab. 5.2, Abb. 5.2, Abb. 5.3) und wird durch das Redoxpotenzial erklärt.

Tab. 5.2: Komponentenmatrix der durchgeführten Faktoranalyse. Betrachtet werden die drei Hauptkomponenten (1-3).

Tab. 5.2: Component matrix of the PCA (Principal Component Analysis) regarding the three principal components.

	Komponente				
	1	2	3	4	5
Cond	.987	1.21E-02	9.84E-02	-4.9E-02	5.22E-02
Na+	.965	5.69E-02	7.49E-02	-6.4E-03	6.93E-02
HCO3-	.958	9.90E-03	8.41E-02	-2.2E-02	.112
Ca2+	.947	-3.2E-02	6.15E-02	3.74E-02	-.126
Mg2+	.942	7.27E-02	9.77E-02	-.105	.131
SO42-	.921	8.16E-02	7.05E-02	-8.0E-02	.109
Cl-	.904	8.27E-02	9.24E-02	-.104	-.182
NO3-	.724	9.69E-02	.176	-.423	-.204
SiO2	.707	-.354	1.25E-02	.221	.256
K+	.664	-.140	.315	-.102	-8.1E-02
pH	.534	.412	-.385	9.37E-02	.283
Mn2+	-.118	-.826	.163	-2.6E-02	8.55E-02
Fe2+	-.119	-.804	7.99E-03	7.52E-02	.210
O2	-.222	.730	-.341	4.94E-02	.258
eH	.114	.580	-1.2E-02	6.87E-02	-.559
d2H	-.342	.425	.771	.224	.200
d18O	-.360	.415	.762	.252	.190
NO2-	.377	7.53E-03	-.141	.778	-.228
PO43-	.600	-.200	-.130	.627	-6.0E-02
NH4+	-.269	-.386	.277	6.73E-02	-.439

Extraktionsmethode: Hauptkomponentenanalyse.

a. 5 Komponenten extrahiert

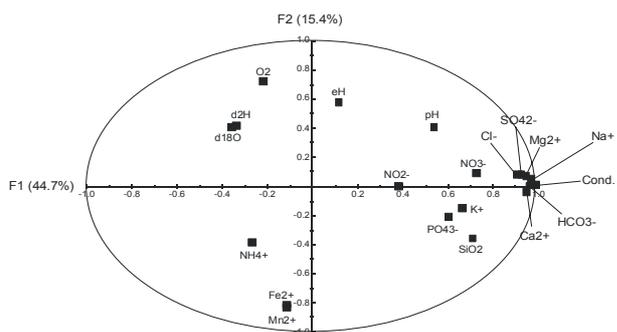


Abb. 5.2: Faktorladungendiagramm der Faktoren F1 und F2 aus der Faktorenanalyse.
 Fig. 5.2: Diagram of factor scores of the PCA factors F1 and F2.

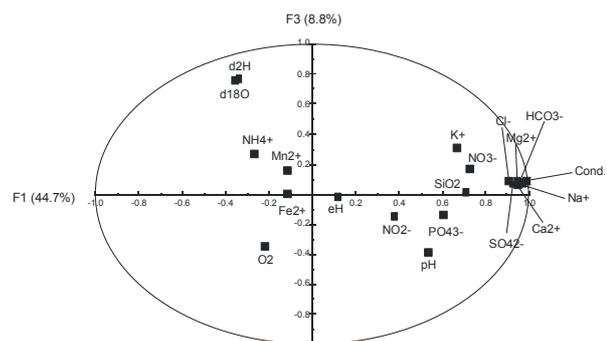


Abb. 5.3: Faktorladungendiagramm der Faktoren F2 und F3 aus der Faktorenanalyse.
 Fig. 5.3: Diagram of factor scores of PCA factors F2 and F3.

5.2.3 Beschreibung der Gruppen

Zur statistischen Beschreibung der einzelnen Clustergruppen wurden die univariante Maßzahlen Minimum, Medium, Mittelwert, Maximum, Spannweite, Standardabweichung und Standardfehler des Mittelwertes verwendet (Tab. 5.3, Abb. 5.8 bis Abb. 5.9). Für die Grundlagen der univariante statistische Analyse sei auf die einschlägige Fachliteratur verwiesen (z.B. SACHS 1999, BACKHAUS et al. 1994).

Cluster 1 fasst Proben aus Oberflächen-, flachen Boden- und Niederschlagswässern zusammen. Diese Gruppe ist repräsentativ für den Oberflächenabfluss und oberflächennahen Interflow (Zwischenabfluss). Anhand ihrer Hauptkomponenten können die Wässer als HCO₃-Ca-Na-Mg-Wässer angesprochen werden. Die elektrische Leitfähigkeit als Maß für

die Gesamtmineralisation ist mit durchschnittlich 78 µS/cm sehr gering. Obwohl die Niederschlagswässer einen deutlich geringeren Mineralgehalt aufweisen, ist ihre chemische Zusammensetzung der der Oberflächen- und flachen Bodenwässer am ähnlichsten. Sie bilden jedoch kein eigenes Cluster. Ebenfalls dieser Gruppe zugehörig sind die in den Saugkerzenanlagen (vgl. Kapitel 2.8) gewonnenen Bodenwässer bis 150 cm Tiefe, sowie die oberen (0 und 50 cm), direkt unter der Wasseroberfläche der Beobachtungsbrunnen GWB1 und GWB2 (Kapitel 2.8.3) (2.20 m respektive 2.68 m uGOK) gewonnenen Proben. Der pH-Wert liegt mit im Mittel 6.6 im Bereich des Niederschlagswassers.

Tab. 5.3: Zusammenfassung der hydrogeochemischen Daten (mg/l) der verschiedenen Wasserarten. 1: Regen-, Oberflächen- und oberflächennahes Bodenwasser, 2: Saprolitaquifer, 3: kristalliner Kluftaquifer.

Tab. 5.3: Summary of hydrochemical data (mg/l) of the different water types. 1: precipitation-, surface- and shallow soil water; 2: Saprolite aquifer; 3: crystalline basement aquifer.

CLUSTER	T	pH	cond	O ₂	Eh	δ ¹⁸ O	δ ² H	Excess	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	Br ⁻
1	N	49.0	49.0	49.0	49.0	49.0	49.0	49.0	49.0	49.0	49.0	49.0	49.0
	Minimum	21.2	5.6	7.0	1.9	81.0	-6.24	-35.75	7.93	0.00	0.27	0.00	0.00
	Median	26.3	6.7	77.0	6.0	198.0	-3.01	-14.10	10.11	0.00	1.31	0.25	0.25
	Mittelwert	26.4	6.6	78.3	5.8	189.4	-2.95	-13.24	10.37	0.05	1.47	0.13	0.73
	Maximum	34.1	7.2	177.0	10.7	315.0	-1.12	0.00	14.17	0.15	3.60	0.25	10.80
	Spannweite	12.9	1.6	170.0	8.8	234.0	5.13	35.75	6.24	0.15	3.33	0.25	10.80
	Standardabweichung	2.7	0.4	33.8	2.1	48.2	0.76	5.43	1.26	0.07	0.73	0.13	1.95
	Varianz	7.3	0.2	1143.3	4.3	2321.5	0.57	29.48	1.59	0.01	0.54	0.02	3.79
	Standardfehler des Mittelwertes	0.4	0.1	4.8	0.3	6.9	0.11	0.78	0.18	0.01	0.10	0.02	0.28
	2	N	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
Minimum		27.9	5.9	165.0	1.4	-73.0	-5.01	-28.50	9.35	0.00	0.90	0.00	0.00
Median		29.3	6.3	223.5	1.6	14.0	-3.54	-17.58	11.59	0.08	1.38	0.00	0.00
Mittelwert		29.0	6.4	217.2	1.7	44.3	-3.79	-19.21	11.09	0.08	2.34	0.00	0.30
Maximum		29.9	7.2	263.0	2.3	192.0	-3.37	-16.30	12.61	0.15	5.90	0.00	1.00
Spannweite		2.0	1.3	98.0	0.9	265.0	1.64	12.20	3.26	0.15	5.00	0.00	1.00
Standardabweichung		0.8	0.5	32.3	0.3	103.6	0.61	4.61	1.32	0.08	1.96	0.00	0.47
Varianz		0.6	0.2	1042.2	0.1	10739.5	0.38	21.27	1.74	0.01	3.85	0.00	0.22
Standardfehler des Mittelwertes		0.3	0.2	13.2	0.1	42.3	0.25	1.88	0.54	0.03	0.80	0.00	0.19
3		N	15.0	15.0	15.0	13.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0
	Minimum	25.3	6.8	745.0	3.8	165.0	-3.69	-19.00	9.96	0.00	21.80	0.00	1.78
	Median	28.2	7.1	1200.0	4.5	196.0	-3.54	-17.25	10.92	0.00	65.60	0.25	26.53
	Mittelwert	27.7	7.1	1071.3	4.4	197.9	-3.56	-17.33	11.16	0.16	63.84	4.42	28.21
	Maximum	29.8	7.4	1475.0	5.2	270.0	-3.48	-15.75	12.86	1.21	94.35	24.83	55.80
	Spannweite	4.5	0.6	730.0	1.4	105.0	0.22	3.25	2.90	1.21	72.55	24.83	54.03
	Standardabweichung	1.4	0.2	307.5	0.4	30.8	0.07	1.03	0.88	0.38	17.60	9.08	16.81
	Varianz	2.1	0.0	94532.4	0.2	946.3	0.00	1.06	0.77	0.14	309.70	82.37	282.63
	Standardfehler des Mittelwertes	0.4	0.0	79.4	0.1	7.9	0.02	0.27	0.23	0.10	4.54	2.34	4.34

CLUSTER	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ³⁻	HCO ₃ ⁻	Fe ²⁺	Mn ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	NH ₄ ⁺	SiO ₂
1	N	49.00	49.00	49.00	49.00	49.00	49.00	49.00	49.00	22.00	49.00	49.00
	Minimum	0.00	0.01	3.67	0.00	0.10	0.20	0.41	0.10	0.10	0.30	0.02
	Median	0.80	0.45	43.93	0.20	0.02	2.65	5.68	2.27	4.57	0.07	0.36
	Mittelwert	1.24	0.49	45.22	0.23	0.06	3.69	6.09	2.34	5.28	0.07	0.47
	Maximum	6.81	1.85	104.94	1.04	0.86	27.40	16.40	4.81	14.20	0.09	1.40
	Spannweite	6.81	1.84	101.27	1.04	0.86	27.20	15.99	4.71	14.10	0.09	1.38
	Standardabweichung	1.61	0.40	21.52	0.19	0.13	3.86	3.50	1.11	3.04	0.02	0.34
	Varianz	2.59	0.16	463.15	0.04	0.02	14.89	12.24	1.23	9.23	0.04	0.12
	Standardfehler des Mittelwertes	0.23	0.06	3.07	0.03	0.02	0.55	0.50	0.16	0.43	0.05	0.77
	2	N	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	4.00	6.00
Minimum		0.00	0.43	78.61	0.01	0.16	4.94	8.00	3.14	7.78	0.25	0.17
Median		1.74	1.01	119.71	2.91	0.80	5.86	10.34	4.85	14.55	0.27	0.75
Mittelwert		2.25	1.15	117.84	2.70	0.73	6.78	11.50	4.54	17.00	0.33	0.72
Maximum		5.40	2.10	148.86	6.88	1.09	10.90	17.44	5.55	31.60	0.54	1.17
Spannweite		5.40	1.67	70.26	6.86	0.93	5.96	9.44	2.42	23.82	0.29	1.00
Standardabweichung		2.03	0.66	26.50	2.57	0.34	2.27	3.99	0.95	9.81	0.14	0.35
Varianz		4.14	0.44	702.42	6.58	0.11	5.15	15.93	0.90	96.27	0.02	0.12
Standardfehler des Mittelwertes		0.83	0.27	10.82	1.05	0.14	0.93	1.63	0.39	4.01	0.07	0.14
3		N	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	4.00	15.00
	Minimum	6.40	0.15	231.45	0.00	0.10	8.80	60.00	21.80	22.70	0.54	1.20
	Median	13.33	1.45	671.11	0.20	0.60	10.30	116.30	54.30	64.80	1.06	0.19
	Mittelwert	20.83	2.03	533.90	0.51	0.02	11.05	108.98	49.28	60.20	0.96	0.30
	Maximum	39.53	8.00	874.05	0.03	0.05	15.80	199.20	77.20	84.40	1.17	1.19
	Spannweite	33.13	7.85	642.59	0.03	0.05	7.00	139.20	55.40	61.70	0.63	1.19
	Standardabweichung	12.58	2.02	245.00	0.76	0.02	2.40	46.38	24.74	17.09	0.30	0.38
	Varianz	158.33	4.07	60026.45	0.01	0.03	5.75	2150.81	612.07	292.18	0.09	0.14
	Standardfehler des Mittelwertes	3.25	0.52	63.26	0.20	0.47	0.62	11.97	6.39	4.41	0.15	0.10

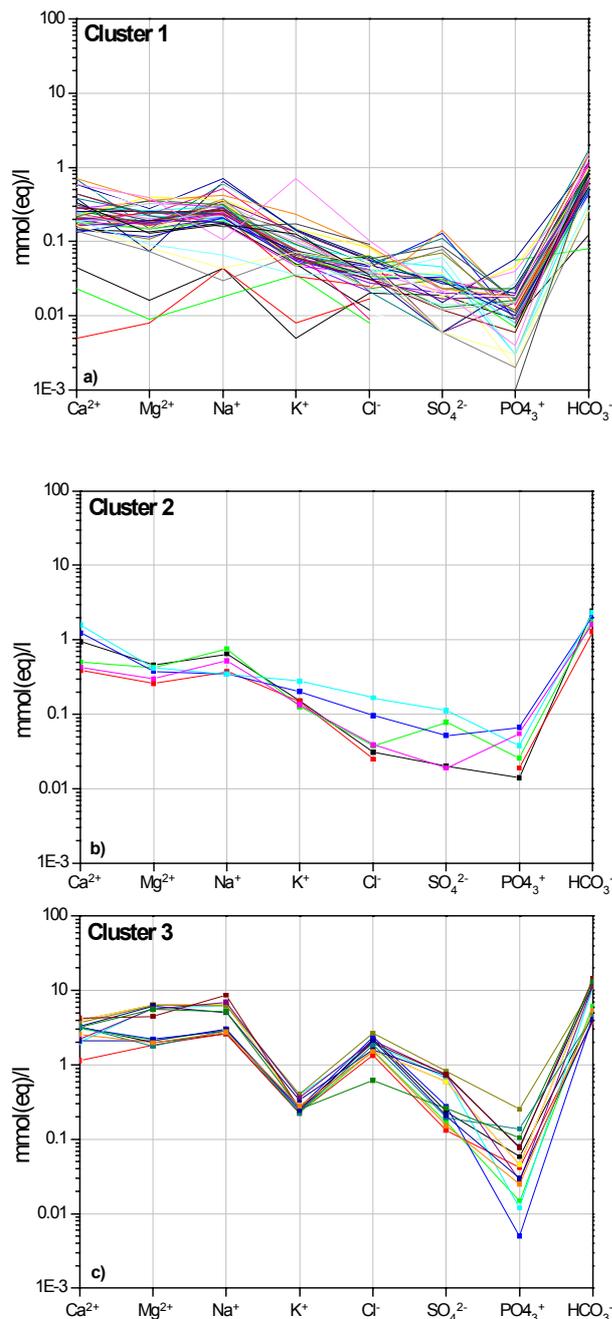


Abb. 5.4: SCHOELLER-Diagramm der Hauptkomponenten der Wasserarten im AGUIMA-Untersuchungsgebiet. Cluster 1: Niederschlags-, Oberflächen- und flaches Bodenwasser (a); Cluster 2: Saprolitaquifer (b); Cluster 3: Basementaquifer (c).

Fig. 5.4: SCHOELLER diagram of main components of the water types in the AGUIMA working area. Cluster 1: precipitation-, surface and shallow soil water (a); Cluster 2: saprolite aquifer (b); Cluster 3: basement aquifer (c).

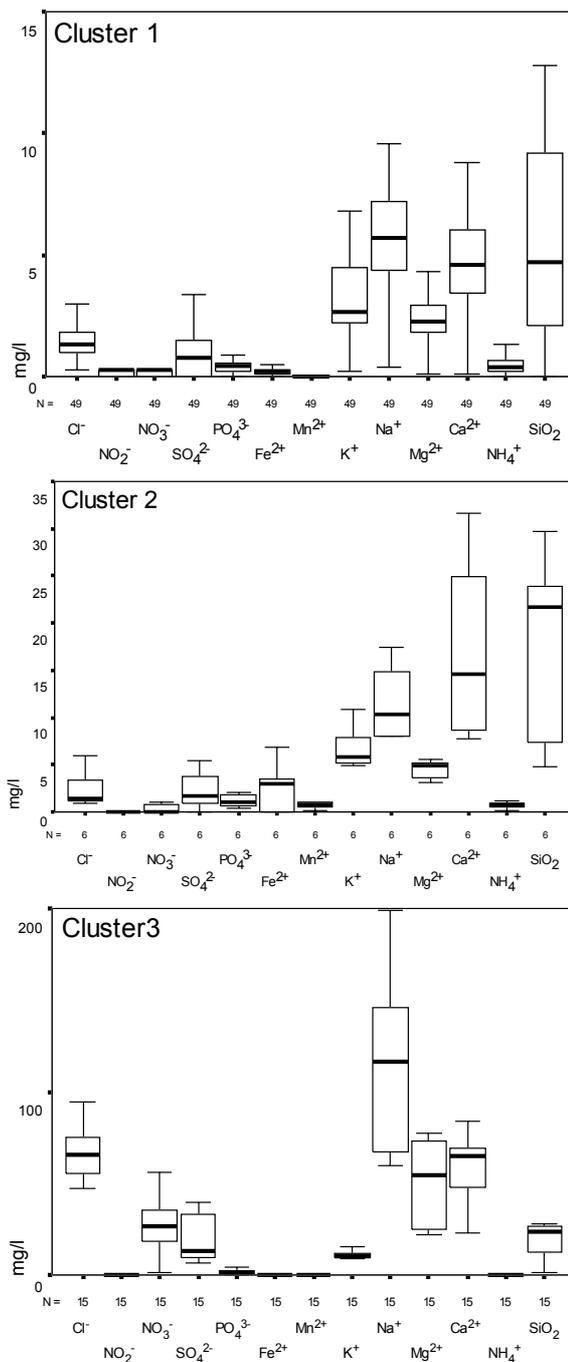


Abb. 5.5: Boxplots der Ergebnisse der Clusteranalyse. Hydrogenkarbonat ist aus Übersichtsgründen gesondert dargestellt (Abb. 5.6). Legende wie Abb. 5.4; $\bar{\quad}$: min-max, \square : 25-75%, $-$: 50%.

Fig. 5.5: Box plot of cluster analysis results. Alkalinity is shown in extra graph (Abb. 5.6). Legend like Abb. 5.4; $\bar{\quad}$: min-max, \square : 25-75%, $-$: 50%.

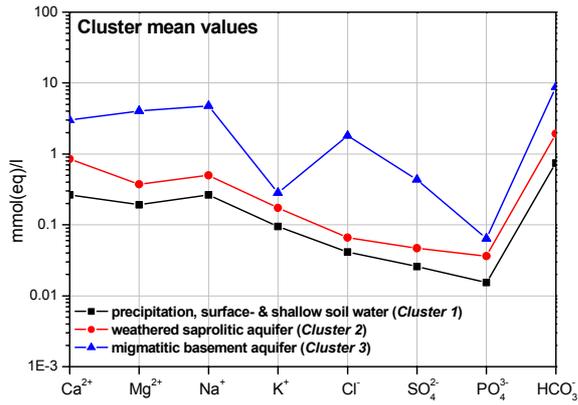


Abb. 5.6: SCHOELLER Diagramm der Mittelwerte (Hauptkomponenten) der Wasserarten im AGUIMA-Untersuchungsgebiet.

Fig. 5.6: SCHOELLER diagram of mean values (main components) of the water types in the AGUIMA working area.

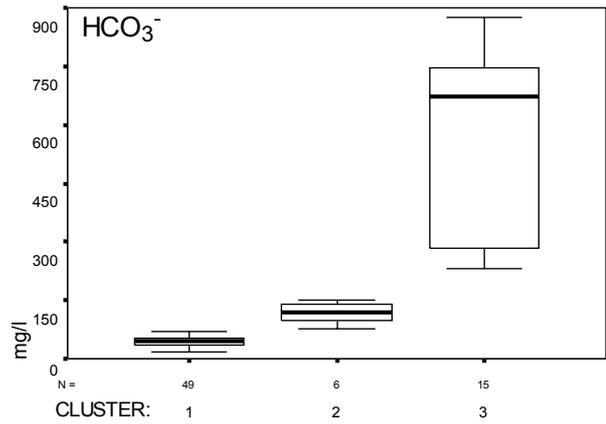


Abb. 5.7: Boxplot der Ergebnisse der Clusteranalyse für Hydrogenkarbonat. Aus Übersichtsgründen separat dargestellt; □ : 25-75%; - : 50%.

Fig. 5.7: Box plot of alkalinity from the cluster analysis. For scaling reasons this plot is shown in a separate graph; □ : 25-75%; - : 50%.

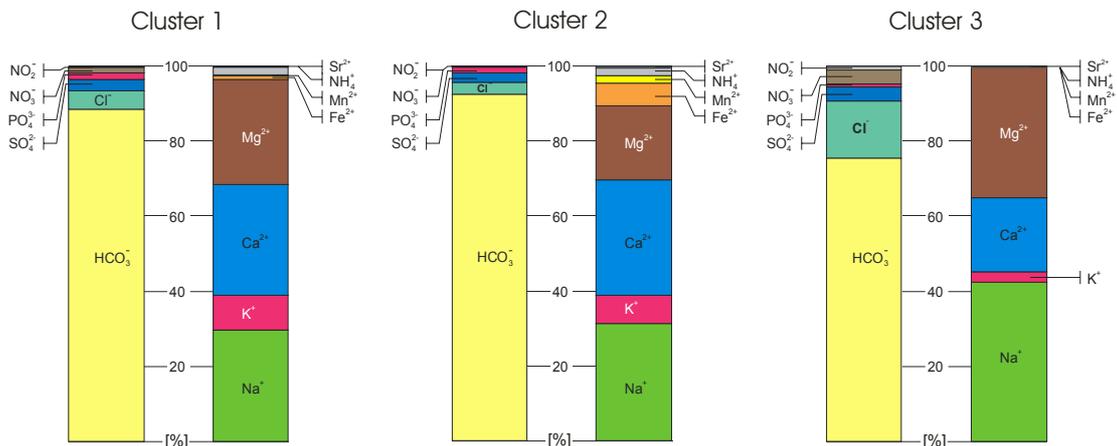


Abb. 5.8: COLLINS-Balken Diagramm mit der prozentualen Ionenverteilung (mmol(eq)/l).

Fig. 5.8: Collins bar chart with quota (%) of ions (mmol(eq)/l) of total ion sum.

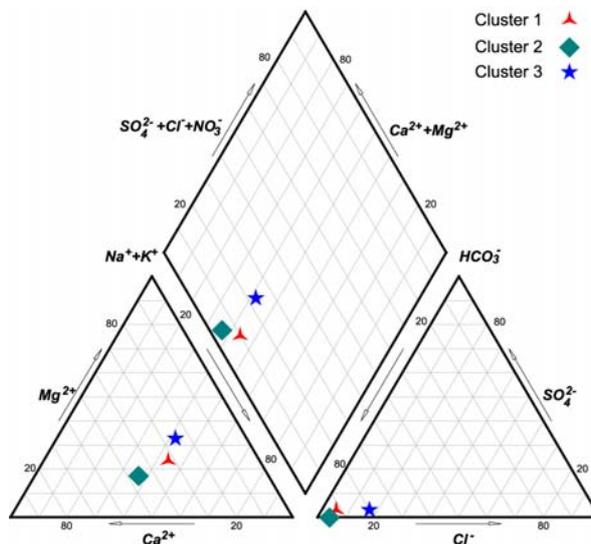


Abb. 5.9: Piper-Diagramm der Mittelwerte der durch Clusteranalyse ermittelten Wassergruppen.

Fig. 5.9: Piper diagram of the mean values of cluster analysis.

Cluster 2 sind ausschließlich Wasserproben der Beobachtungsbohrungen GWB1, GWB2 und GWB3 zugeordnet (Kapitel 2.8.3). Diese Gruppe ist repräsentativ für die saprolitische Verwitterungszone. Die Proben 5-97 und 5-98 wurden während der Trockenzeit 2002 unmittelbar nach Fertigstellung der Bohrungen an der Wasseroberfläche in 5.26 m respektive 5.28 m uGOK gewonnen. Alle restlichen Proben stammen aus der Regenzeit 2002. Probe 5-100 wurde zwischen 0 und 50 cm unter der Wasseroberfläche in 2.63 m uGOK entnommen. Für diese Probe wurde eine größere Nähe zu *Cluster 1* erwartet. Obwohl sie eine leichte Sonderstellung (Abb. 5.1) einnimmt, ist sie in ihren chemischen Eigenschaften dennoch deutlich näher an *Cluster 2*.

Anhand der Hauptbestandteile können diese Wässer innerhalb der saprolitischen Verwitterungszone ebenfalls als $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-Mg}$ -Wässer angesprochen werden. Die elektrische Leitfähigkeit dieser Gruppe liegt im Mittel bei $217 \mu\text{S/cm}$ und ist damit ca. um Faktor 2.8 höher als bei *Cluster 1*. Bezüglich des Ionengehaltes weisen die Wässer aus *Cluster 2* die höchsten Erdalkali-(E-V) und Erdalkali/Alkali-(EA-V) sowie Hydrogenkarbonat-Salinar-(HS-V) Verhältnisse auf (Abb. 5.10).

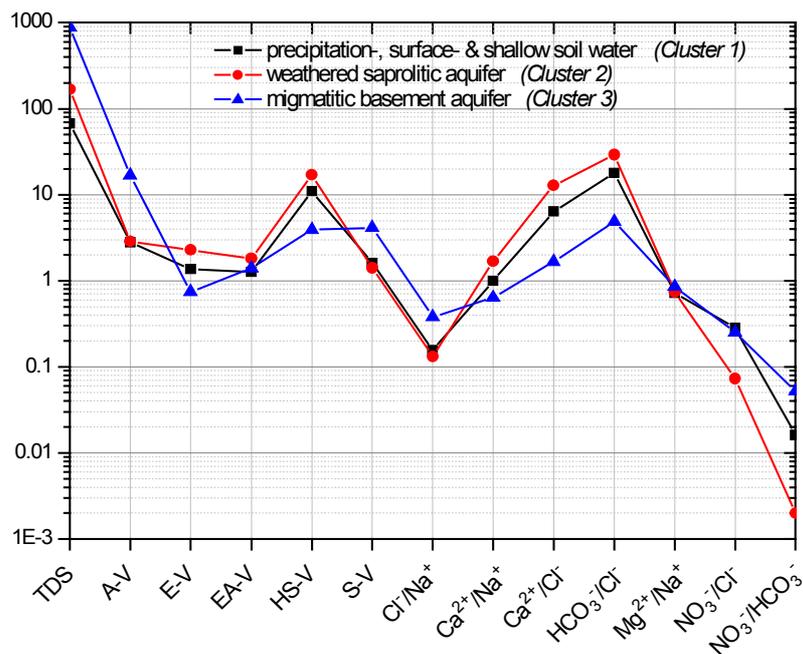


Abb. 5.10: Diagramm der Ionenverhältnisse der durch die Clusteranalyse ermittelten Gruppen. TDS (Total Dissolved Solutes) ist ein errechneter Wert.

Fig. 5.10: Diagram of ion ratio of the groups, determined by cluster analysis. TDS (Total Dissolved Solutes) is a calculated value.

Cluster 2 zeigt eine mit *Cluster 1* weitgehend vergleichbar verlaufende Kurvenform im SCHOELLER-Diagramm (Abb. 5.6) an, unterscheidet sich jedoch durch einen höheren Mineralisationsgrad. Calcium und Phosphat sind gegenüber *Cluster 1* zusätzlich angereichert.

Beide Wassergruppen (*CLUSTER 1* und *CLUSTER 2*) unterscheiden sich voneinander (Abb. 5.1, rechts) deutlich in ihren Stoffmengengehalten. *CLUSTER 2* weist insbesondere eine

relative Anreicherung im Calcium- und Phosphatgehalt auf. Der höchste vorkommende relative Eisen(II)-Gehalt (Abb. 5.8) ist für diese Gruppe bezeichnend. Der pH-Wert ist mit im Mittel 6.37 etwas saurer als bei *Cluster 1*.

Cluster 3 ist mit den Wasserproben der Brunnen BDOG1 und BDOG2 (Kapitel 2) repräsentativ für das Grundwasser im Kluftaquifer des Arbeitsgebietes. In einer weiteren Clusteranalyse (Abb. 5.11) können einerseits die beiden Brunnen sowie andererseits der Zeitpunkt der Probenahme identifiziert werden. Das Grundwasser des Kluftaquifers ist als $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg-Ca-Cl}$ -Wasser zu klassifizieren. In seiner chemischen Zusammensetzung unterscheidet es sich deutlich von den Wässern der Gruppen *Cluster 2* und *Cluster 1*. Charakteristisch ist die höhere durchschnittliche elektrische Leitfähigkeit. Als Maß für die Gesamtmineralisation ist sie mit einem Mittel von $1071 \mu\text{S/cm}$ 13-fach höher als in *Cluster 1* ($78 \mu\text{S/cm}$) und 5-fach höher als in *Cluster 2* ($217 \mu\text{S/cm}$). Deutliche Unterschiede beruhen auf ihren Stoffmengenanteilen an Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} und HCO_3^- . Entsprechend sind die Alkali- und Salinarionenverhältnisse (A-V und S-V, Abb. 5.10) gegenüber den Clustern *Cluster 1* und *Cluster 2* deutlich erhöht, die Erdalkali- und Hydrogenkarbonat-Salinar-Ionenverhältnisse (E-V und HS-V, Abb. 5.10) deutlich niedriger. Eisen, Mangan, Ammonium und Hydrogenkarbonat haben gegenüber den Gruppen *Cluster 1* und *Cluster 2* einen deutlich geringeren prozentualen Äquivalentanteil. Chlorid, Phosphat, Nitrat und Nitrit sind dagegen prozentual deutlich erhöht (Abb. 5.8). Der pH-Wert ist mit im Mittel 7.08 basischer als bei den anderen Gruppen.

* * * * * H I E R A R C H I C A L C L U S T E R A N A L Y S I S * * * Dendrogram using Ward Method

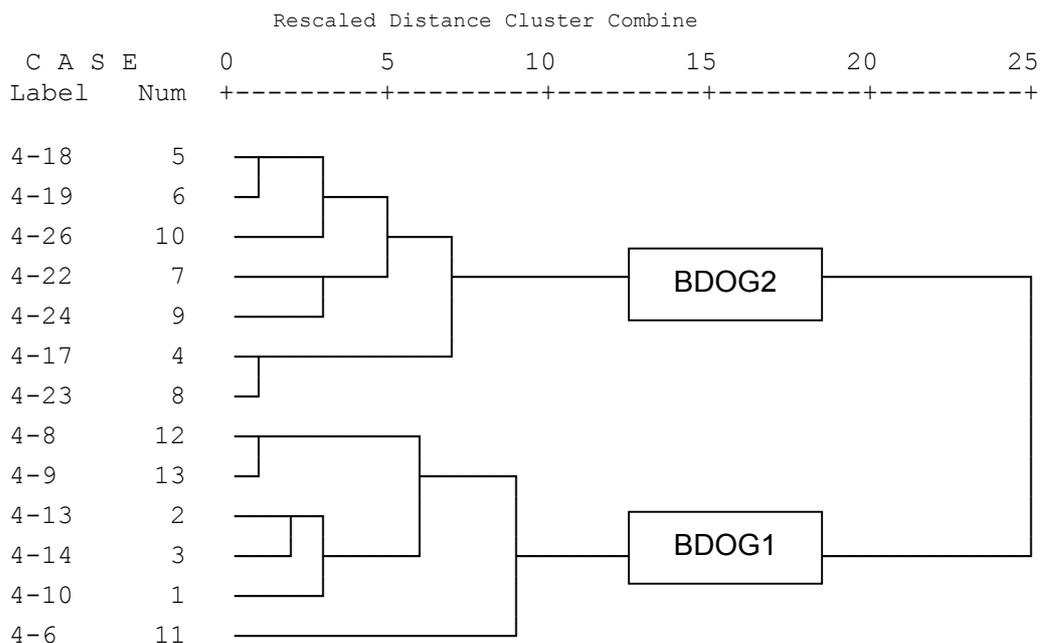


Abb. 5.11: Dendrogramm der nach Clusteranalyse C1 ermittelten Gruppe Cluster 3.

Fig. 5.11: Dendrogram of Cluster 3 from the cluster analysis C1.

5.3 Hydrochemische Interpretation

Die durch multivariante statistische Verfahren gefundene Gruppierung der Wasserproben lässt sich hydrogeologisch wie folgt interpretieren:

Cluster 4

Die Probe BDOG3, die *Cluster 4* bildet (vgl. Abb. 5.1) entstammt einem im Sommer 2002 in der Ortschaft Dogué wahrscheinlich von einer regionalen Wasserbehörde abgeteufte Brunnen. Die Ionenkonzentrationen einer Probe aus diesem Brunnen sind extrem hoch (Anhang 6). Die Art der Probenahme, des Transportes nach Bonn und der Ionenbilanzfehler machen die Daten dieser Probe jedoch sehr wenig vertrauenswürdig, so dass die Größenordnung der ermittelten Werte zwar wahrscheinlich ist, sie für eine weitere, insbesondere statistische Betrachtung jedoch außer Frage steht. Dieser Brunnen sollte im weiteren Verlauf des Impetus-Projektes eingehend untersucht werden, um auf die Quelle der extremen Konzentrationen an verschiedenen Ionen schließen zu können, die so weit über den für Europa gültigen Grenzwerten liegen, dass eine Gesundheitsgefährdung bei Verzehr dieses Wassers nicht ausgeschlossen werden kann.

Basementaquifer (*Cluster 3*)

Die Wasserproben des Cluster 3 sind repräsentativ für den Basement Aquifer. Das geklüftete Grundgebirge dient als Aquifer mit langen Grundwasserverweilzeiten relativ bezogen auf die Aquiferverweilzeiten der Wässer im oberflächennahen Bereich (*Cluster 1*, *Cluster 2*). Die hohen Leitfähigkeiten und spezifischen Mineralgehalte sind hierfür ein eindeutiger Beleg. Das bezüglich der oberflächennahen Wässer (*Cluster 1*, *Cluster 2*) niedrigere Erdalkali-Verhältnis (E-V ($\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$), Abb. 5.10) wird verursacht durch eine relative Anreicherung von Mg^{2+} gegenüber Ca^{2+} , dessen Löslichkeitsprodukt eher überschritten wird (HÖLTING 1996). Quelle des Magnesiums sind hauptsächlich Biotite und Pyroxene des kristallinen Grundgebirges.

Das höhere Alkali-Verhältnis (A-V (Na^+/K^+), Abb. 5.10) ist auf eine relative Anreicherung von Na^+ gegenüber K^+ zurückzuführen (Abb. 5.8). Dies ist im wesentlichen durch die gegenüber Na-Feldspäten geringere Löslichkeit der K-Feldspäte, die neben Biotit die Hauptquelle für Kalium sind (FREEZE & CHERRY 1979, HÖTZL 1985), bedingt.

Im tiefliegenden Basement Aquifer mit permanent gesättigten Verhältnissen sollten der Eh-Wert und die Sauerstoffsättigung geringer sein, als im hangenden, temporär gesättigten Saprolitaquifer. Für Eisen sollten reduzierende Bedingungen vorherrschen. Wie erwartet ergaben die Messungen an der Wasseroberfläche der öffentlich genutzten Schachtbrunnen

(vgl. Kapitel 2.7) jedoch Eh-Werte um 200 mV und eine Sauerstoffsättigung von im Mittel 4.4 mg/l (Tab. 5.3). Zweiwertiges Eisen (Fe^{2+}) wäre unter diesen Bedingungen bei einem pH um 7.1 (Tab. 5.3) nicht mehr stabil (u. a. APPELO & POSTMA 1999) und würde zu festem $\text{Fe}(\text{OH})_3$ oxidiert. Dies ist dadurch zu erklären, dass die Beprobung des Basement Aquifers ausschließlich an der Wasseroberfläche von öffentlich genutzten Schachtbrunnen stattfinden konnte (vgl. Kapitel 3.1). Durch die unmittelbare Grenzfläche zur Atmosphäre und die permanente Durchmischung des oberflächlichen Brunnenwassers bei der Trinkwasserentnahme mit Eimern und anderen Schöpfbehältern, erhöht sich die Sauerstoffsättigung und damit auch das Redoxpotenzial. Für den Basementaquifer werden daher reduzierende Bedingungen angenommen, mit Eh- und Sauerstoffsättigungswerten deutlich unterhalb der im hangenden Saprolitaquifer. Bezüglich der Eisen-Spezies wird im Basementaquifer Fe^{2+} als prädominante Mineralphase angenommen und die Lösung von Eisen aus den Silikaten des migmatitischen Grundgebirges, hauptsächlich aus Biotit als eine Hauptquelle für die Eisenoxide in den oberen Bodenschichten postuliert.

Die Unterschiede gegenüber den oberflächennäheren Wässern (Saprolitaquifer, *Cluster 2* und Oberflächenwasser, *Cluster 1*) im Hydrogen-Salinar-Verhältnis (HS-V ($\text{HCO}_3^-/(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$)), Salinar-Verhältnis (S-V, ($\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$)), $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$ -Verhältnis und $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ -Verhältnis (Abb. 5.10) sind auf den für Migmatit-Kluftgrundwasser hohen Chloridgehalt (63.84 mg/l) zurückzuführen. Mögliche Ursachen für diese Chloridsignatur sind:

- Evaporationsprozesse
- Verwitterungsprozesse
- Zustrom von salinaren Lösungen

Die Anreicherung durch evaporative Prozesse ist nur von untergeordneter Bedeutung. Auch die Isotopenanalyse (vgl. Kapitel 6) weist nicht auf einen wesentlichen Anteil evaporativer Einflüsse hin. Einfache abschätzende Berechnungen des Evaporationsanteiles (Tab. 5.4) nach APPELO & POSTMA (1999) deuten eine überwiegend verwitterungsbedingte Entstehung des Chlorids im Basementaquifer an. Hierbei wird der überschlägig berechnete Evaporationsanteil (Ionengehalt x Evaporationsfaktor) von den Ionengehalten der jeweiligen Cluster abgezogen. Übrig bleibt der Beitrag der Gesteinsverwitterung zum Ionengehalt. Einzig die Wasserproben aus dem Basementaquifer (*Cluster 3*) zeigen hiernach eine von der Evaporation unabhängige Erhöhung der Ionenkonzentration, die der Gesteinsverwitterung zugeschrieben werden kann. Zur Ermittlung des Evaporationsfaktors wird der durchschnittliche Chloridwert aller drei Cluster verwendet.

Tab. 5.4: Abschätzende Berechnung des Evaporationsanteiles der Wasserarten im Arbeitsgebiet nach APPELO & POSTMA (1999). Erläuterung im Text.

Tab. 5.4: Estimation of the contribution of rock weathering to the water composition in the working area (after APPELO & POSTMA 1999).

	mmol/l				contr. of rock weathering* (mmol/l**)		
	CLUSTER 1	CLUSTER 2	CLUSTER 3	precipitation 13.09.2002	CLUSTER 1	CLUSTER 2	CLUSTER 3
Na ⁺	0.27	0.5	4.74	0.018			4.02
K ⁺	0.09	0.17	0.28	0.06			
Ca ²⁺	0.13	0.42	1.5	0.02			0.67
Mg ²⁺	0.1	0.19	2.03	0.0			1.83
Cl ⁻	0.04	0.07	1.8	0.012			1.32
HCO ₃ ⁻	0.74	1.93	8.75	0.22			
SO ₄ ²⁻	0.01	0.02	0.22	0.0			0.22
average Cl ⁻ :	0.48				*after APPELO & POSTMA (1999)		
Cl ⁻ _{avg} /Cl ⁻ _{prec} :	40.87 =evaporation factor				**only values >0.05		

In Verbindung mit einem pH-Wert um 7.08 deutet der hohe Chloridgehalt nach McFARLANE (1992), der ähnliche Effekte in Malawi beobachtet, auf das Vorhandensein von tief reichen- den Verwitterungstaschen im kristallinen Grundgebirge hin, in denen stagnierende Wässer mit langen Verweilzeiten genügend Zeit haben um Chlorid aus dem umgebenden Gestein zu lösen (Abb. 5.12). Quelle des Chlorids können hierbei Glimmer und Amphibole sein, in deren Kristallgitter Cl⁻ durch OH⁻ ausgetauscht werden kann (MATTHESS 1994). Auch Feldspäte enthalten Chlor in Größenordnungen um 50 mg/kg (BEHNE 1953), das durch Ionentausch mit OH⁻ freigesetzt werden kann.

Ein Zufluss von Salinarwässern scheidet aufgrund der Geologie und einem Cl⁻/Na⁺- Verhältnis kleiner 1 zwar aus (HÖLTING 1996), nimmt man jedoch eine größere räumliche Distanz zwischen Grundwasserneubildungs- und Untersuchungsgebiet an, könnte die Lösung Chloridhaltiger Mineralphasen aus durchströmten Paragneisen (FREEZE & CHER- RY 1979), die im NW des Arbeitsgebietes (Atacora-Gebirge, Kapitel 2.4) vorkommen, durchaus als zusätzliche Quelle in Frage kommen.

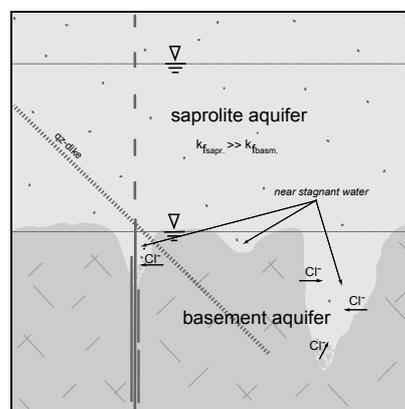


Abb. 5.12: Verwitterungstaschen im kristallinen Basement mit stagnierenden Wässern.

Fig. 5.12: Pockets of weathering in the crystalline basement with near-stagnant water.

Kohlensäure ist die Hauptprotonenquelle für die zur Silikatverwitterung nötigen chemischen Reaktionen. Im Kluftgrundwasser entsteht sie während der Infiltration in der Bodenzone durch die Reaktion von CO₂ mit Wasser (Tab. 5.5, Gl. 5.6). Die relative HCO₃⁻-Konzentration in Grundwässern ist demnach ein Indikator für das Alter und den Entwicklungsgrad des Grundwassers entlang seines Fließpfades (CHEBOTAREV 1955).

Der höhere pH-Wert im Basementaquifer ist bedingt durch die Lösungsreaktionen des thermodynamisch instabilen Quarzes mit SiO₂-untersättigtem Wasser im migmatitischen Grundgebirge (STUMM & MORGAN 1970, FREEZE & CHERRY 1979). Hierbei werden Wasserstoffionen frei. Die inkongruenten Verwitterungsreaktionen der Silikate (Tab. 5.5) haben dabei allerdings eine puffernde Wirkung, so dass der pH-Wert sich im neutralen Bereich einstellt.

Tab. 5.5: Verwitterungsreaktionen verschiedener Silikatminerale zu Kaolinit (nach APPELO & POSTMA 1999)

Tab.5.5: *Weathering reactions for different silicate minerals to the clay mineral Kaolinit (after APPELO & POSTMA 1999).*

$3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{H}^+ + 9\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 2\text{Na}^+ + 4\text{H}_4\text{SiO}_4$	Gl. 5.1
$2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{H}^+ + 9\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 2\text{K}^+ + 4\text{H}_4\text{SiO}_4$	Gl. 5.2
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Ca}^{2+}$	Gl. 5.3
$2\text{K}[\text{Mg}_2\text{Fe}][\text{AlSi}_3]\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 10\text{H}^+ + \frac{1}{2}\text{O}_2 + 7\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 2\text{K}^+ + 4\text{Mg}^{2+} + 2\text{Fe}(\text{OH})_3 + 4\text{H}_4\text{SiO}_4$	Gl. 5.4
$\text{O}_2(\text{g}) + \text{CH}_2\text{O} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	Gl. 5.5
$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$	Gl. 5.6

Die hohen, relativen HCO₃⁻-Werte der Saprolitaquiferwässer (*Cluster 2*) weisen auf eine vergleichbar kürzere Verweilzeit im Untergrund hin, wohingegen aufgrund der niedrigen relativen HCO₃⁻-Gehalte im Basementaquifer dort auf deutlich längere Verweilzeiten geschlossen werden kann. Dies ist ein Indikator dafür, dass das Basementgrundwasser (*Cluster 3*) außerhalb des *Aguima* Gebietes infiltriert sein kann.

Die Konzentration an gelöstem SiO₂ liegt mit im Mittel 19.5 mg/l in dem weltweit typischen Bereich für Grundwasser in kristallinem Gestein (DAVIS 1964, FREEZE & CHERRY 1979).

Sulfat, Phosphat und Nitrat sind in den beprobten Brunnenwässern hauptsächlich anthropogenen Ursprungs. Sulfat kann aufgrund der im Arbeitsgebiet häufig anzutreffenden, hydrothermal entstandenen Feldspat-Pegmatitgängen auch geogen aus sulfatischen Metallverbindungen entstanden sein.

Saprolitaquifer (*Cluster 2*)

Die saprolitische Verwitterungszone im Hangenden des migmatitischen Grundgebirges ist ein während der Regenzeit temporär gesättigter Aquifer. Die elektrische Leitfähigkeit ist mit im Mittel 217 $\mu\text{S}/\text{cm}$ um ein Vielfaches geringer als im liegenden Migmatitaquifer. Grund hierfür sind ein schneller Zustrom von aktuell infiltriertem Niederschlagswasser (vgl. Kapitel 6) mit niedrigen Ionengehalten, die gegenüber dem Basementaquifer kürzeren Verweilzeiten der Wässer im Aquifer, sowie die bereits seit dem Tertiär stattfindenden, intensiven Verwitterungsprozesse (vgl. Kapitel 2.4.2 und 2.5.2), die zu einer Abreicherung des Gehaltes löslicher Mineralbestandteile in der Saprolitzzone geführt haben. RFA-Analysen von Festgesteins- und Bodenproben belegen diesen *Leaching*-Prozess (Tab. 5.6, APPELO & POSTMA 1999). Die Festgesteinsprobe weist hier die höchsten Elementoxidgehalte mit Ausnahme von SiO_2 , Al_2O_3 und Fe_2O_3 auf. Diese sind in der Verwitterungszone relativ angereichert.

Tab. 5.6: Ausgewählte RFA-Analysen von Festgesteins und Bodenproben (Angaben in Gewichtsprozent, nur Hauptelemente, vollständige Datensätze in Anhang 9).

Tab. 5.6: *Selected XFA analyses from hard rock and soil samples (in weight percent, only major elements are shown. The complete data set can be found in Appendix 9).*

Loc.	type	depth [cm]	SiO_2 [%]	Al_2O_3 [%]	MnO [%]	MgO [%]	Na_2O [%]	CaO [%]	K_2O [%]	TiO_2 [%]	P_2O_5 [%]	Fe_2O_3 [%]
008-2	rock, migmatite		50.92	12.77	0.09	2.10	2.60	2.89	2.30	0.82	0.08	5.94
TD18	soil	30-60	47.38	16.01	0.14	0.26	0.08	0.10	1.73	0.60	0.06	11.44
TD18	soil	60-90	41.89	21.02	0.08	0.34	0.09	0.11	1.91	0.74	0.05	8.46
TD18	soil	90-120	47.24	21.36	0.06	0.44	0.07	0.11	2.06	0.77	0.05	8.38
TD18	soil	120-150	47.84	20.89	0.05	0.44	0.05	0.10	2.47	0.70	0.05	6.85
TD18	soil	150-180	46.06	22.22	0.05	0.59	0.06	0.12	2.23	0.71	0.04	6.11
TD18	soil	180-200	44.30	21.81	0.04	0.69	0.09	0.11	2.22	0.72	0.04	5.82
TD23	soil	30-60	74.24	7.61	0.01	0.17	0.18	0.19	1.17	0.54	0.05	2.45
TD23	soil	60-90	75.77	8.95	0.02	0.22	0.13	0.19	1.21	0.56	0.05	4.58
TD23	soil	90-120	69.55	9.92	0.02	0.32	0.22	0.27	1.37	0.64	0.04	4.78
TD23	soil	120-150	54.92	14.00	0.03	0.66	0.26	0.44	1.56	0.86	0.04	5.47
TD23	soil	150-180	50.90	14.58	0.03	0.82	0.27	0.52	1.58	0.83	0.04	6.10
TD23	soil	190-200	54.02	12.97	0.02	0.63	0.44	0.53	2.21	0.61	0.05	4.02
TD30	soil	15-30	36.86	15.61	0.15	0.47	0.08	0.11	0.35	0.69	0.11	31.81
TD30	soil	50-60	39.91	17.48	0.07	0.29	0.10	0.09	0.68	0.66	0.07	18.68
TD30	soil	60-90	42.68	24.53	0.05	0.46	0.01	0.11	0.91	0.83	0.05	12.08
TD30	soil	90-120	41.74	25.88	0.04	0.48	0.04	0.12	1.09	0.84	0.04	8.15
TD30	soil	120-140	41.08	26.60	0.04	0.58	0.04	0.12	1.16	0.90	0.04	10.12
TD30	soil	140-	42.84	26.77	0.04	0.79	-0.01	0.12	1.50	0.95	0.04	9.40
TD30	soil	165-	40.95	26.35	0.04	0.67	0.02	0.12	1.27	0.96	0.04	8.16
TD30	soil	190-200	40.59	26.54	0.04	0.88	0.03	0.12	1.53	0.96	0.04	8.12

Das bezüglich dem Basementaquifer (*Cluster 1*) um fast eine Magnitude geringere Alkali-Verhältnis (A-V, Abb. 5.10) entsteht durch die relative Abreicherung von Natrium gegenüber Kalium. Bei der Verwitterung von Na-Feldspat bildet sich unter den vorherrschenden Bedingungen bevorzugt Kaolinit (Tab. 5.5, Gl. 5.1), das mit ca. 80% den Hauptanteil der Tonminerale im Saprolit ausmacht (IMPETUS 2003). Bei diesem Prozess geht Natrium in

Lösung und wird aufgrund kurzer Verweilzeiten der Wässer ausgewaschen und abtransportiert.

Das bei der Verwitterung von K-Feldspat (Gl. 5.2) und Biotit (Gl. 5.4) in Lösung gehende Kalium unterliegt Kationenaustauschprozessen und wird in den Tonmineralen der ungesättigten Zone eingebaut (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992). Es wird daher weniger schnell abgeführt.

Das Erdalkali-Verhältnis (E-V, Abb. 5.10) zeigt bei den Saprolitwässern (*Clusters 2*) eine relative Abreicherung von Magnesium gegenüber Calcium. Calcium-Quelle sind hauptsächlich Ca-Feldspäte (Gl. 5.4), die gegenüber der Magnesiumquelle Biotit verwitterungsresistenter sind und somit länger als Ca^{2+} -Lieferanten zur Verfügung stehen.

Das deutlich höhere Hydrogen-Salinar-Verhältnis (HS-V, Abb. 5.10) kann auf die relativ höheren Hydrogenkarbonatgehalte und niedrigeren Chloridgehalte (Abb. 5.8) zurückgeführt werden. Hydrogenkarbonat entsteht in der Bodenzone durch die Reaktion von Sauerstoff mit organischen Material, wobei CO_2 entsteht (Gl. 5.5), das über einen Zwischenschritt (Kohlensäure) zu H^+ und HCO_3^- dissoziiert (Gl. 5.6). Da die Reaktion der Feldspäte zu Kaolinit größtenteils bereits stattgefunden hat, tritt in der Verwitterungszone die puffernde Wirkung dieser Prozesse in den Hintergrund, der pH-Wert ist niedriger (Tab. 5.3). Chlorid kann weitestgehend auf Evaporationseffekte und Eintrag über den Niederschlag zurückgeführt werden (Tab. 5.4). Daraus ergeben sich das niedrige Cl^-/Na^+ -Verhältniss, sowie die höheren $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$, $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$ und $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ Verhältnisse.

Nitrat, Nitrit und Ammonium stammen aus der Umsetzung organisch gebundenen Stickstoffes in der Bodenzone bei Anwesenheit von Sauerstoff (MATTHESS 1993).

Zweiwertiges Eisen und Mangan sind im Saprolitaquifer relativ angereichert (Abb. 5.8). Höhere Konzentrationen in Proben aus größeren Teufen (Tab. 5.3) sind durch ein niedrigeres Redoxpotenzial (Tab. 5.3) begründet. In Anwesenheit von Sauerstoff führt Oxidation zur Bildung von dreiwertigen, festen Oxiden, die für die charakteristische Rotfärbung tropischer Böden verantwortlich sind. Die Fe(III)-haltigen Ausfällungsprodukte bilden u. a. die Matrix und Kornrinden (Abb. 5.13) der Laterit- und Ferricrete-Zonen (Kapitel 2.5). Hauptsächlich werden Hämatit, Goethit und Magnetit gebildet, was durch die Sättigungsindices (SI) für Eisen am Beispiel zweier Proben aus GWB1 bestätigt wird (Abb. 5.14, Berechnung mit dem Programm PHREEQC-2, PARKHURST & APPELO 1999).

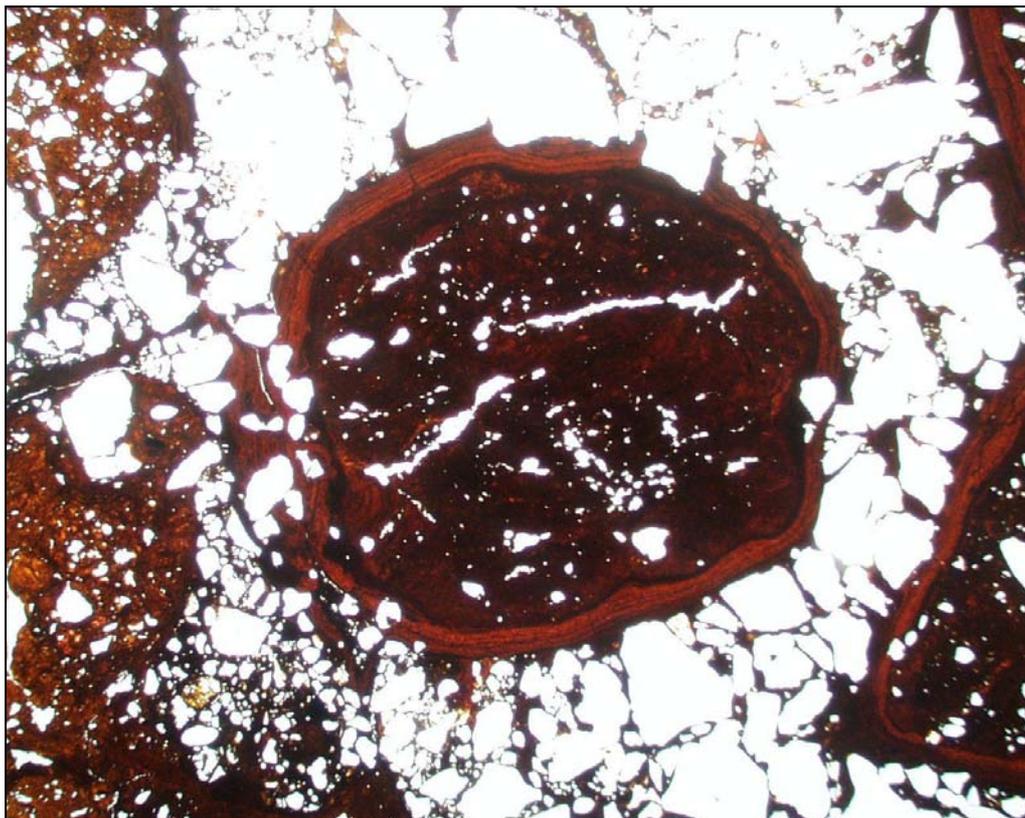


Abb. 5.13: Gesteinsdünnschliff (15fache Vergrößerung) pisolithischen Materials aus der Laterit-, bzw. Ferricrete-Zone. In dem abgebildeten, Fe-umkrusteten Korn sind hauptsächlich Qz und etwas Fsp bereits durch eine Fe-haltige Matrix primär verkittet. Die Fe-Kruste zeigt lagiges, konzentrisches Wachstum. Die gerundete Form weist auf Transport hin, die Qz-Einschlüsse in der Kruste könnten auch auf eine autochthone Bildung hinweisen, mindestens jedoch eine Verlagerung zusammen mit dem umgebenen Material.

Fig. 5.13: Thin cut (magnificion: 15x) of pisolithic sample from the laterit (ferricrete) zone. The photo shows an iron crusted grain with Qz and some Fsp inside. The mineral components inside the grain are primary cementated with an iron containing matrix. The iron crust shows a layered, concentric growing. The rounded habitus points to transport processes whereas the Qz-inliers in the crust points an autochthonous generation but at least to a displacement together with the surrounding material.

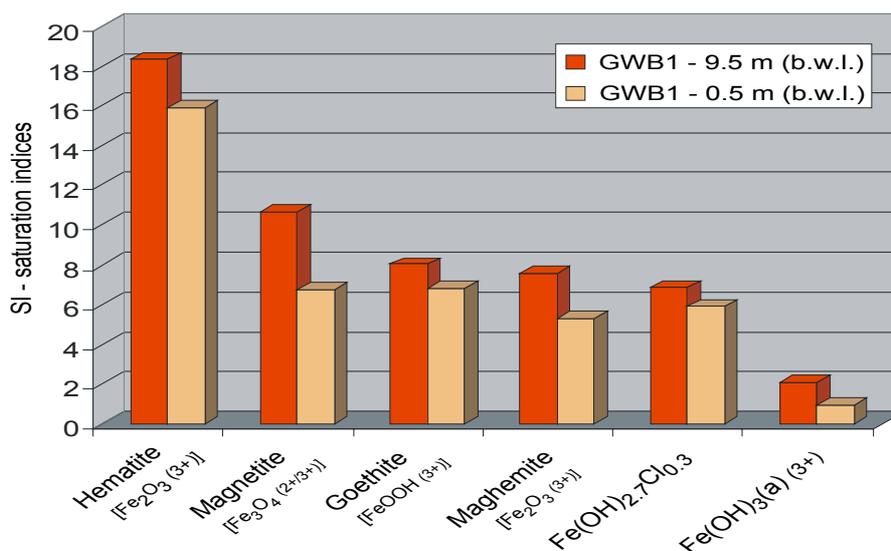


Abb. 5.14: Sättigungsindizes für verschiedene Eisenspezies an Versuchsstandort GWB1. Probenahme in 0.5 m and 9.5 m unter dem Grundwasserspiegel. Die Sättigungsindizes sind positiv, die Lösung ist an den gezeigten Spezies übersättigt.

Fig. 5.14: Saturation indices for different iron species at the test site GWB1. Sampling at 0.5 m and 9.5 m below water level (b.w.l.). The saturation indices are positive, the solution is oversaturated with the shown species.

Oberflächenwasser (*Cluster 1*)

Die Proben in Datencluster 1 (*Cluster 1*) repräsentieren Oberflächen-, flache Boden- und Niederschlagswässer im Untersuchungsgebiet. Mit Ausnahme des deutlich niedrigeren Mineralgehaltes sind sie hinsichtlich ihrer chemischen Komposition den Wässern der saprolitischen Verwitterungszone nahezu identisch. Die elektrische Leitfähigkeit ist durchschnittlich um Faktor 2.8 geringer (Tab. 5.3). Mit Ausnahme von Calcium und Phosphat ist der Kurvenverlauf des Niederschlags- und Oberflächenwassers im SCHOELLER-Diagramm (Abb. 5.6) identisch mit dem der Saprolitwässer, was die Verbindung beider Wassergruppe miteinander belegt. Der pH-Wert ist mit im Mittel 6.6 leicht sauer, jedoch etwas höher als in den Saprolitwässern. Die niedrigeren pH-Werte einzelner Bodenwasserproben, z.B. pH 5.8 (Proben 3-53, 3-75) oder pH 6.1 (Probe 3-84) und sind auf den Einfluss von Huminstoffen zurückzuführen.

Durch Evaporation ist der Chloridgehalt der Bodenwässer (Tab. 5.3) in dieser Gruppe leicht erhöht. Oberflächenwässer und Niederschlagswässer weisen einen nahezu identischen Chloridgehalt auf, es besteht ein kausaler Zusammenhang. Oberflächenwässer werden unmittelbar aus dem Niederschlagswasser gespeist (hoher Anteil an Oberflächenabfluss). Dieser Vorgang findet sehr schnell statt, es findet keine evapotranspirative Anreicherung statt.

5.4 Fazit

Die hydrochemische Auswertung der beprobten Wässer im Arbeitsgebiet ergibt zwei voneinander weitgehend unabhängige Arten von vorkommenden Wässern. Oberflächenwässer und flache Bodenwässer (*Cluster 1*) entstehen während der Regenzeit ausschließlich aus Niederschlagswasser. Anorganisch-chemische Reaktionen mit dem Solum sind höchstens von marginaler Bedeutung. Die Wässer in der temporär gesättigten saprolitischen Verwitterungszone haben ihren Ursprung ebenfalls in den aktuellen Niederschlägen. Der erhöhte Mineralgehalt ist durch Evaporation als maßgeblicher Prozess bedingt. Verwitterungsreaktionen während der Untergrundpassage finden in bescheidenem Maße statt, wobei die Fällung von Eisen(III)-Oxiden dominiert.

Die Grundwässer im migmatitischen Basementaquifer weisen eine deutlich unterschiedliche chemische Signatur auf, die auf längere Verweilzeiten zurückzuführen ist. Direkte Zusammenhänge zwischen den Wässern in der Saprolitzzone und dem Basementaquiferwasser sind nicht erkennbar. Eine signifikante Speisung der Oberflächenwässer durch Basementwasser ist nicht feststellbar.

Dies kann eindrucksvoll mit einer Modellierung des hydrochemischen Mischungsverhältnisses durch das Programm PHREEQC-2 (PARKHURST & APPELO 1999) gezeigt werden. Die grüne Line entspricht der ‚best fit‘ Modellierung. Grundgebirgsgrundwasser (Basementa-

quifer, *basem.*) trägt nur mit ca. 2% zum Chemismus des Oberflächenwassers bei, Wasser aus der Saprolitzzone (*sapr.*) zu ca. 25% während Niederschlagswasser (*Cluster 1, prec.*) mit ca. 73% den überwiegenden Anteil ausmacht (Abb. 5.15).

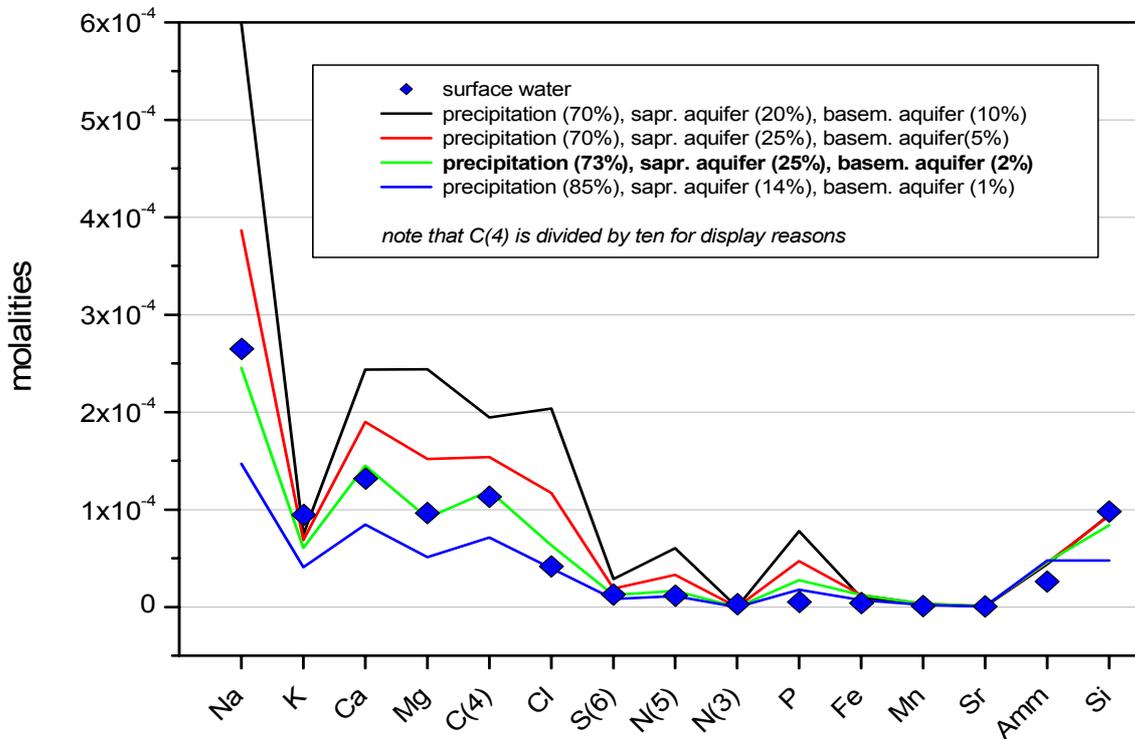


Abb. 5.15: Modellierung des hydrochemischen Mischungsverhältnis des abfließenden Oberflächenwasser im Arbeitsgebiet. Eingangsdatensätze sind die Mittelwerte der durch die Clusteranalyse verifizierten Wasserguppen. Aus Darstellungsgründen sind die C(4)-Werte durch 10 dividiert.

Fig. 5.15: Modelling of hydrochemical ratio of mixture of the discharging surface waters in the catchment area. Used datasets are the mean values of the water groups verified by the cluster analysis. Note that for presentation reasons the C(4) values are divided by ten.

6 Umweltisotope

6.1 Ergebnisse

Isotopen-Proben wurden von Niederschlags-, Oberflächen-, Boden- und Grundwässern genommen (Abb. 2.12). Mit wenigen Ausnahmen wurden die ^2H - und ^{18}O -Gehalte aller in den vier Feldkampagnen genommenen Wasserproben (Kapitel 3.1) bei der GSF in München von Dipl.-Phys. W. Stichter analysiert. Die Ergebnisse sind in Abb. 6.1 dargestellt.

Die $\delta^2\text{H}$ -Werte reichen bei den untersuchten Proben von -36‰ (Niederschlagsprobe vom 13.04.2002) bis $+19\text{‰}$ (Oberflächenwasserprobe vom 07.04.02), die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von -6.2‰ (Niederschlagsprobe vom 13.04.2002) bis $+4.8\text{‰}$ (Oberflächenwasserprobe vom 08.04.02). Die Analysedaten sind in Anhang 7 aufgelistet.

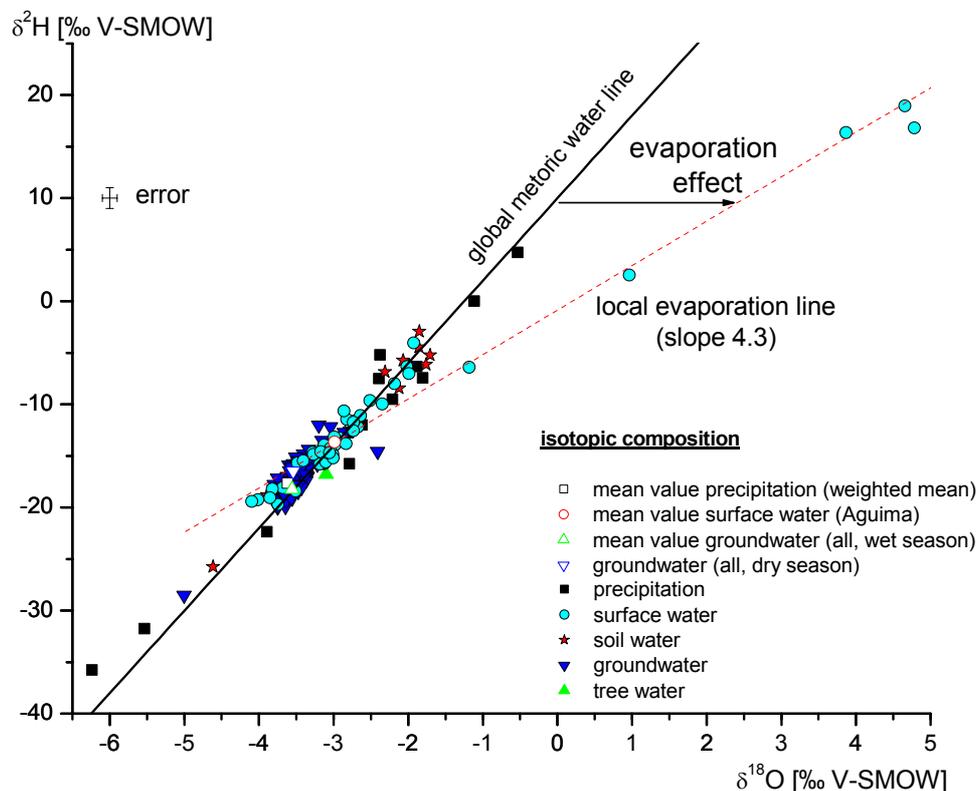


Abb. 6.1: Isotopenzusammensetzung aller Proben sowie die Mittelwerte der Isotopenzusammensetzung der verschiedenen Wassergruppen (Kapitel 5). Bis auf einige Proben, die einen Verdunstungseffekt zeigen, liegen alle Proben im Bereich der globalen Niederschlagsgerade.

Fig. 6.1: Isotopic composition of all samples and mean values of the different water types, described in chapter 5. Except some samples with evaporation effect, all others are in the near of the global meteoric water line (GMWL).

6.1.1 Niederschlag

Die Niederschlagsproben wurden im *Aguima*-Testgebiet (Abb. 2.1) am Impetus-Projekthaus genommen. Die Analysen-Ergebnisse liegen im Bereich der GMWL, variieren aber in ihrer

Zusammensetzung (Abb. 6.2a). Der Deuterium-Exzess (D -Exzess) um +10 deutet nach FROELICH et al. (2002) auf ein subtropisches oder tropisches Entstehungsgebiet hin. Dies wird durch Trajektorien-Modellierungen des troposphärischen Wasserdampfes des IMPETUS Teilprojektes A1 bestätigt (Abb. 6.2b-d, IMPETUS 2002).

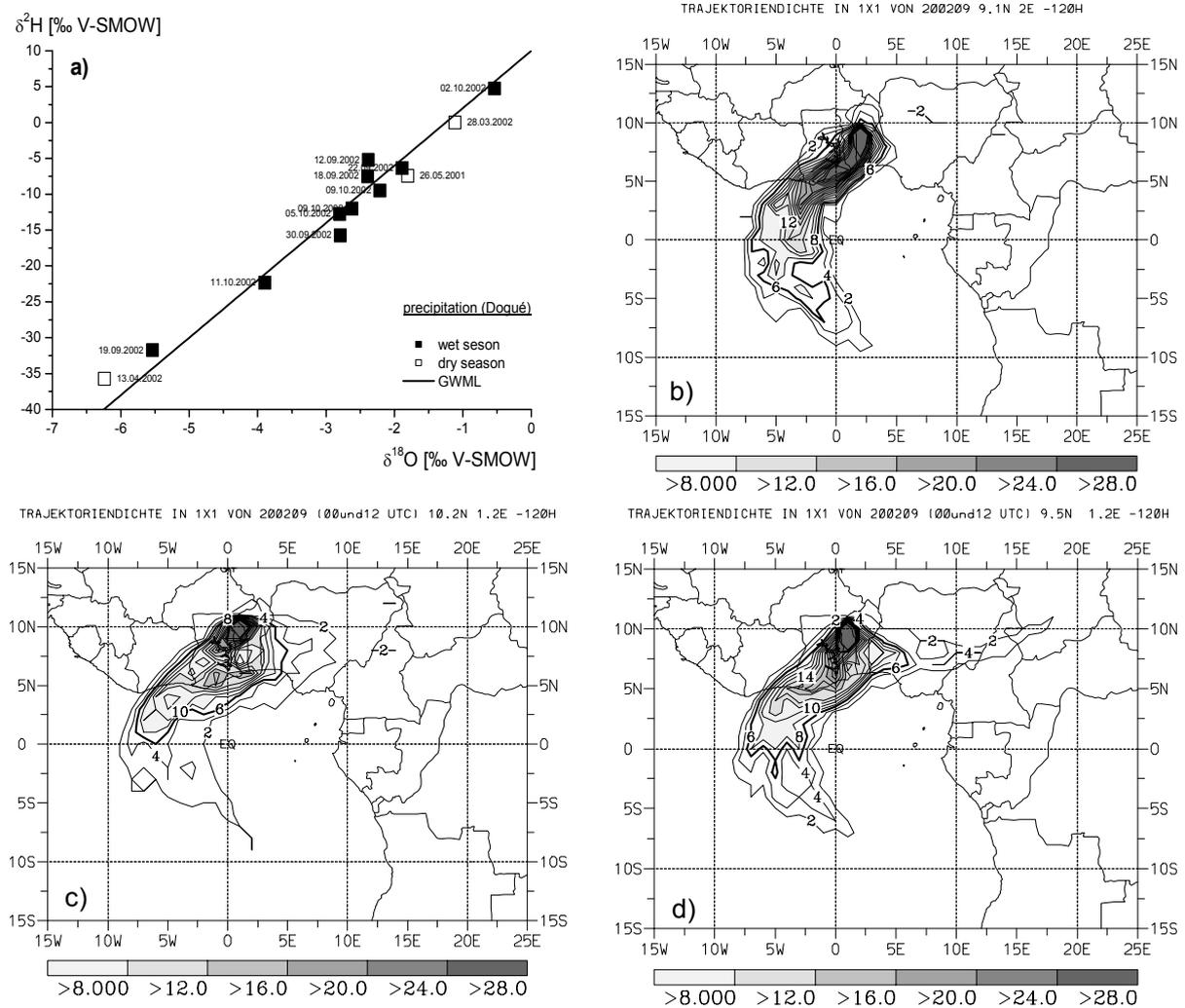


Abb. 6.2: Isotopenzusammensetzung der Niederschlagsproben im AGUIMA Arbeitsgebiet (a) und (b-d): Trajektorienendichte für $1^\circ \times 1^\circ$ Box für 60 5-tägige Rückwärtstrajektorien, gestartet jeweils um 00 und 12 UTC im September 2002 in 925 hPa (ca. 400 m über Grund). b) gestartet von Aufpunkt 9.1N, 2E (Dogué). c) Aufpunkt 10.2N, 2E (NW' von Djougou). d) Aufpunkt 9.5N, 1.2E (NW des HVO). (Daten und Abbildungen freundlicherweise zur Verfügung gestellt von A. FINK, IMPETUS Teilprojekt A1. Datengrundlage und Trajektorienrechnungen: Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage, Reading (UK)).

Fig. 6.2: Isotopic composition of precipitation samples in the AGUIMA working area (a) and (b-d): density of trajectories for a $1^\circ \times 1^\circ$ box for 60 days backward trajectories. The trajectories are each started at 00 and 12 UTC in September 2002 in 925 hPa (approx. 400 m a.g.l.). b) started at model point 9.1N, 2E (Dogué); c) model point 10.2N, 2E (NW' of Djougou); d) model point 9.5N, 1.2E (NW of the HVO). (Data and Figures courtesy of A. FINK, IMPETUS work package A1. Data pool and computing of trajectories courtesy by European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK).

Die Trajektorienmodellierung zeigt, dass die Luftpakete, welche die Niederschläge im September 2002 im AGUIMA-Untersuchungsgebiet bedingen, einen deutlich kürzeren Landweg zurücklegen (Abb. 6.2b), als die Luftmassenpakete, die für die Niederschläge im gleichen Zeitraum nordwestlich von Djougou außerhalb des HVO (Abb. 6.2c, vgl. Kapitel 1.2)

und im nordwestlichen HVO (Abb. 6.2d) verantwortlich sind. Die Luftmassen, die für die Niederschläge im *AGUIMA* Arbeitsgebiet verantwortlich sind, kommen zumeist direkt von Süden und strömen östlich des Togo-Atacora Gebirges (Abb. 6.2b) entlang. Luftpakete, die Niederschläge nordwestlich von *Djougou* bedingen, haben bei gleichem Quellgebiet einen deutlich längeren Landweg zurückgelegt. Sie umströmen das Togo-Atacora Gebirge an seinen nordöstlichen Ausläufern (Abb. 6.2c). Für das nordwestliche HVO kommen die Luftpakete im beobachteten Zeitraum über beide Wege (Abb. 6.2d) (*persönliche Mitteilung von Dr. A. Fink, IMPETUS Teilprojekt A1*).

Einzelne Niederschlagsereignisse mit einem D-Exzess deutlich größer +10 deuten auf einen Kondensations-Anteil am Niederschlag aus Evaporationswasser hin (Re-evaporation, u. a. IAEA-UNESCO 2000, KENDALL & MCDONNELL 1998, CLARK & FRITZ 1997). Das (Niederschlags-)Volumen gewichtete Mittel der Niederschlagsproben weist mit einem D-Exzess Wert von +11.3 ebenfalls auf einen Anteil von kondensiertem Evaporationswasser hin (Abb. 6.1).

6.1.2 Oberflächenwasser

Neben den Oberflächenwasser-Proben aus dem lokalen Aguima-Einzugsgebiet wurden regional Proben aus der Vorflut *Térou*, zwei kleineren Stauseen in der Umgebung von Bassila (BSL-BR und BRG-2, Abb. 2.12) und oberhalb des *Kota*-Wasserfalls (UTM 329833.159 1129216.224) nördlich von *Djougou* genommen. Der *Terou* ist nur während der Regenzeit wasserführend.

Die $\delta^2\text{H}$ -Werte der untersuchten Oberflächenwässer reichen von -20 ‰ bis +19 ‰, die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von -4.0 ‰ bis +4.8 ‰. Sie liegen erwartungsgemäß entlang der GMWL (Abb. 6.3a).

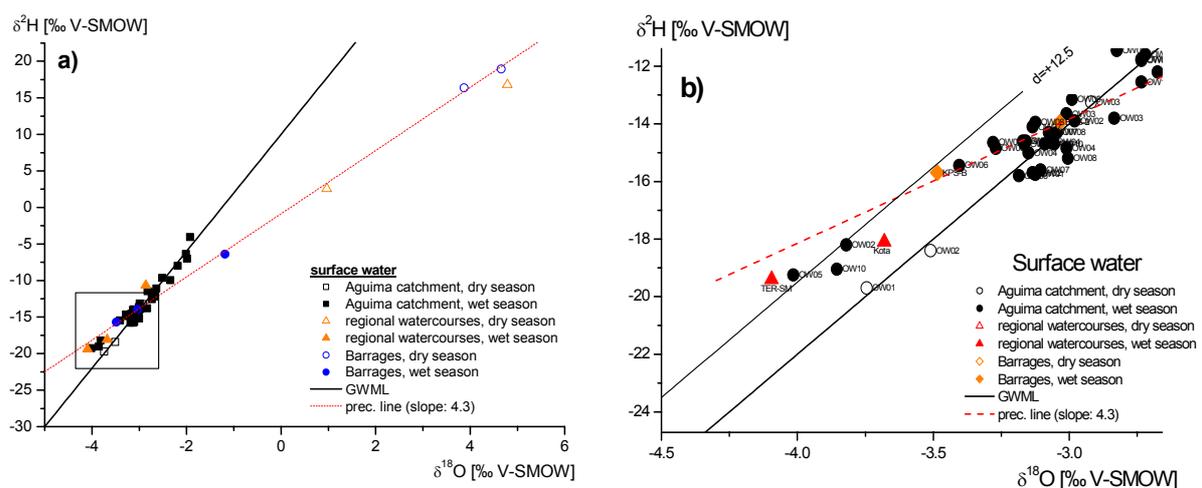


Abb. 6.3: Isotopenzusammensetzung der Oberflächenwässer im Untersuchungsgebiet (a). Dargestellt sind zur Regenzeit (geschlossene Symbole) und zur Trockenzeit (offene Symbole) genommene Proben aus Oberflächengewässern (Wasserläufe) im Aguima-Einzugsgebiet (Kreise), regional (Dreiecke) und in zwei Stauseen in der Nähe von Bassila. b) Vergrößerung des Rahmens in a).

Fig. 6.3: Isotopic composition of surface waters in the research area (a). Shown are wet season samples (closed symbols) and dry season samples (open symbols) from surface waters (watercourses) in the AGUIMA catchment (circles), the regional vicinity (triangles) and from two reservoirs in the near of Bassila. b) close-up view of the frame in a).

Das $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis der Proben stehender Gewässer (Barrages, *franz.: kleine Stauseen*) in der Trockenzeit zeigt einen deutlichen Evaporations-Effekt (Abb. 6.3a). Sie liegen auf einer Evaporationsgeraden mit einer Steigung von 4.3. Dies weist nach GONFIANTINI (1986) auf eine relative Luftfeuchte von 45-50% während des Verdunstungsprozesses hin. Der Schnittpunkt der Verdunstungsgeraden mit der Niederschlagsgeraden ($\delta^{18}\text{O}$: -2.94 ‰ und $\delta^2\text{H}$: -13.54 ‰) gibt die ursprüngliche Isotopen-Zusammensetzung des verdunsteten Wassers an (KENDALL & MCDONNELL 1998). Der Mittelwert aller Oberflächenwasser-Proben ($\delta^{18}\text{O}$: -2.99 ‰, $\delta^2\text{H}$: -13.66 ‰) liegt ebenfalls in unmittelbarer Nähe (Abb. 6.1).

Die Isotopenzusammensetzung ($\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$) der ephemeren Flüsse *Térou* und *Kota*, aber auch einiger Proben aus dem *Aguima*-Gebiet, fallen durch einen D-Exzess größer +10 (um +12.5) auf (Abb. 6.3b). Dies weist auf einen erhöhten Anteil von Evaporationswasser (Re-Evaporation, vgl. Kapitel 6.1.1 und Kapitel 3.2.3) an den Niederschlägen hin, welche diese Flüsse während der Regenzeit speisen (Abb. 3.2). Die Luftmassen, die für die Niederschläge im Einzugsgebiet jener Vorfluter verantwortlich sind, haben wahrscheinlich bereits eine längere Überlandpassage zurückgelegt, als die Luftmassen, welche für die Niederschläge im *Aguima*-Einzugsgebiet verantwortlich sind. Je länger die Überlandpassage eines Luftmassenpaketes dauert, desto höher ist der Anteil an Re-Evaporationswasser im Wasserdampf sein (*Verdunstungs-Effekt*, vgl. Kapitel 3.2).

Bodenwasser

Die Isotopenzusammensetzung der aus verschiedenen Teufen der Saugkerzen-Messfelder FE01 (50 cm, 100 cm, und 150 cm unter Geländeoberkante, uGOK) und FE02 (50 cm und 90 cm uGOK) (Abb. 6.4, vgl. Kapitel 2.8) gewonnenen Bodenwasserproben, liegt im Bereich der globalen Niederschlagsgeraden *GMWL* (CRAIG 1961). Dies ist vergleichbar mit der Lage der Niederschlagsproben im $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ Diagramm (Abb. 6.2a). Infiltriertes Niederschlagswasser muss daher die Quelle des Bodenwassers sein. Die $\delta^2\text{H}$ -Werte der untersuchten Bodenwässer reichen von -26 ‰ bis -4 ‰, die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von -4.6 ‰ bis -1.8 ‰ (Abb. 6.4). Weder Evaporationsverluste noch teufenabhängige Signaturverschiebungen können beobachtet werden.

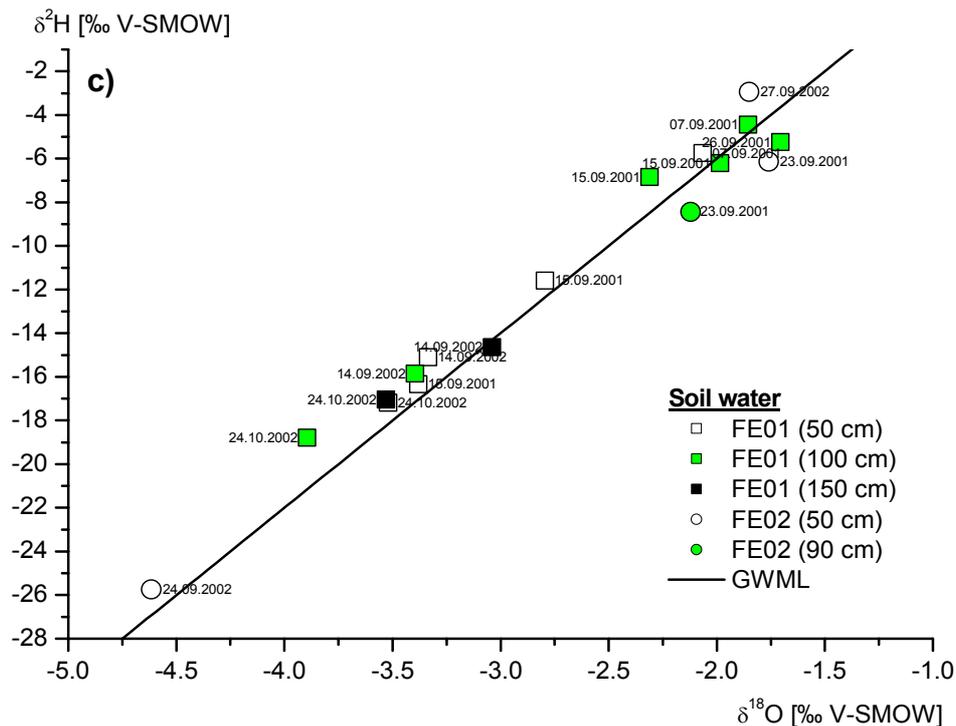


Abb. 6.4: Isotopenzusammensetzung der Bodenwässer im Untersuchungsgebiet. Alle Proben wurden während der Regenzeit genommen.

Fig. 6.4: Isotopic composition of the soil water in the research area. All samples are taken in wet season.

6.1.3 Grundwasser

Die untersuchten Grundwasser-Proben stammen aus Grundwässern mit einem Flurabstand zwischen 3m und 28m uGOK (vgl. Kapitel 3.1.1). Untersucht wurden vorwiegend Proben aus offenen, im Betrieb befindlichen, öffentlichen Schacht-Brunnen des *Aguima*-Untersuchungsgebietes, des großräumigeren Umfeldes (Abb. 2.12), sowie neu abgeteufte Grundwasserbohrungen im *Aguima*-Testgebiet (Kapitel 2.8.3) (Abb. 2.11). Regionale Stichtagsbeprobungen wurden während der Trockenzeit vom 05. bis 08.04.2002 und während der Regenzeit vom 05. bis 07.10.2002 vorgenommen.

Die $\delta^2\text{H}$ -Werte der untersuchten Grundwässer reichen von -20 ‰ bis -13 ‰, die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von -3.8 ‰ bis -2.9 ‰. Der extrem niedrige Wert von $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O} = -29/-5.0$ (GWB3, 19.04.2002, Abb. 6.5) kann durch Mischung mit Niederschlagswasser vom 13.4.2002 erklärt werden, da das gerade fertig gestellte Bohrloch zu der Zeit noch nicht abgedeckt war.

Auffallend ist, dass der durchschnittliche D-Exzess der Grundwasser-Proben saisonal variiert. In der Trockenzeit liegt der D-Exzess bei +10, also im Bereich der *Craig'schen* GMWL, in der Regenzeit ist der D-Exzess mit +12.5 deutlich erhöht.

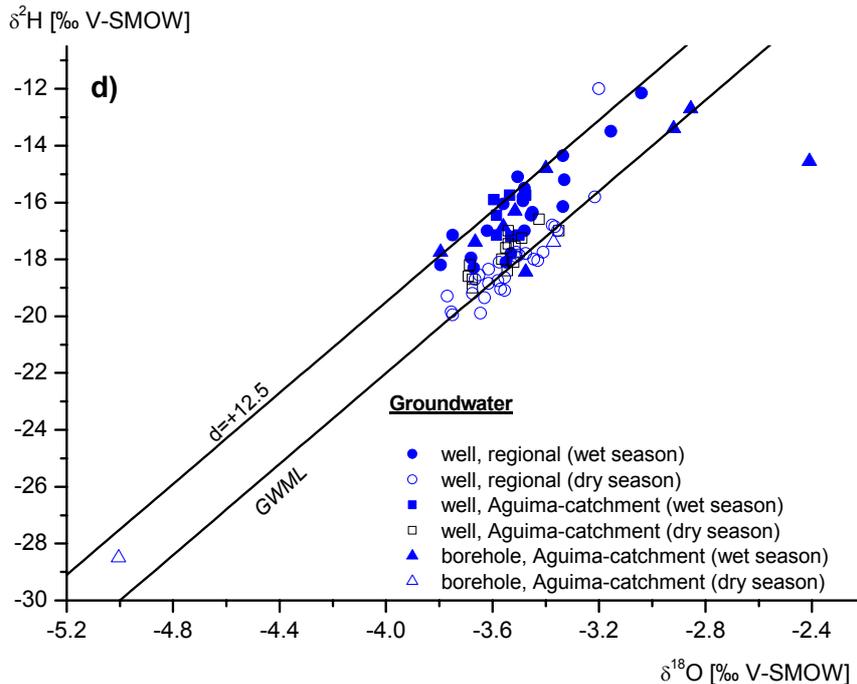


Abb. 6.5: Isotopenzusammensetzung der Grundwässer im Untersuchungsgebiet. In der Trockenzeit wird in den Brunnen der Basementaquifer aufgeschlossen, in der Regenzeit eine Mischung aus Basement und Saprolitaquifer. Die Bohrungen im Aguima-Einzugsgebiet schließen den Saprolitaquifer auf.

Fig. 6.5: Isotopic composition of ground water in the research area. In the dry season, the samples in the wells are basement aquifer samples, in the wet season, they represent a mixture of basement aquifer water and saprolite aquifer water. The borehole samples are saprolite aquifer samples.

Die unterschiedlichen D-Exzess-Werte der Grundwasserproben von Trocken- und Regenzeit lassen sich durch zwei verschiedene Thesen erklären, wobei nach derzeitigem Kenntnisstand auch eine Kombination möglich ist:

A) Unterschiedliche Einzugsgebiete der Grundwässer in Trockenzeit und Regenzeit

Die in der Regenzeit beprobten, oberflächennahen (Saprolitaquifer) und die in der Trockenzeit beprobten, oberflächenfernen (Basementaquifer) Grundwässer stammen aus räumlich verschiedenen Grundwassereinzugsgebieten, in denen die infiltrierenden Niederschläge unterschiedliche D-Exzess Signaturen aufweisen.

B) Die tieferen Basement-Grundwässer sind ein Mischungsprodukt von Niederschlags- und Sickerwässern mit unterschiedlichem D-Exzess

Die unterschiedlichen D-Exzess-Werte spiegeln Variationen im D-Exzess des Niederschlages wider. Die zur Trockenzeit beprobten, tieferen Basement-Grundwässer sind stabile Langzeit-Mischungen aus infiltriertem Niederschlagswasser mit variierenden D-Exzess Werten. Der Teil des Sickerwassers, der nicht zur Speisung der Vorflut beiträgt, mischt sich mit dem Basement-Grundwasser. Diese These muss durch längere Zeitreihen der Isotopenkomposition von Niederschlags-, Oberflächen- und Sickerwässern im Untersuchungsgebiet noch verifiziert werden.

6.1.4 Paläowässer

Das $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältniss der Grundwasserproben (Lage entlang der GMWL, bzw. oberhalb davon, Abb. 6.5 gibt keinen Hinweis auf das Vorhandensein von Paläowässern (IAEA-UNESCO 2000) im Untersuchungsgebiet.

6.1.5 Tritium

Proben zur Tritium-Analyse wurden in der Regenzeit 2002 genommen (Kapitel 3.1). Da die Grundwasser-Stände zur Regenzeit generell höher liegen (vgl. Abb. 10.1, Ausblick), entstammen die Proben aufgrund der Entnahmetechnik (Schöpfprobe von der Wasseroberfläche) ausschließlich dem oberflächennahen Wasser. Die analysierten Proben (Anhang 8, Abb. 6.6) liegen im Bereich von 2.7 bis 6.8 TU, wobei der Median-Wert bei 3.3 TU liegt. Der Messfehler (σ^2) liegt bei 0.7 TU. Da alle Werte nahe der Niederschlagsproben liegen, muss für alle Proben ein meteorischer Ursprung angenommen werden.

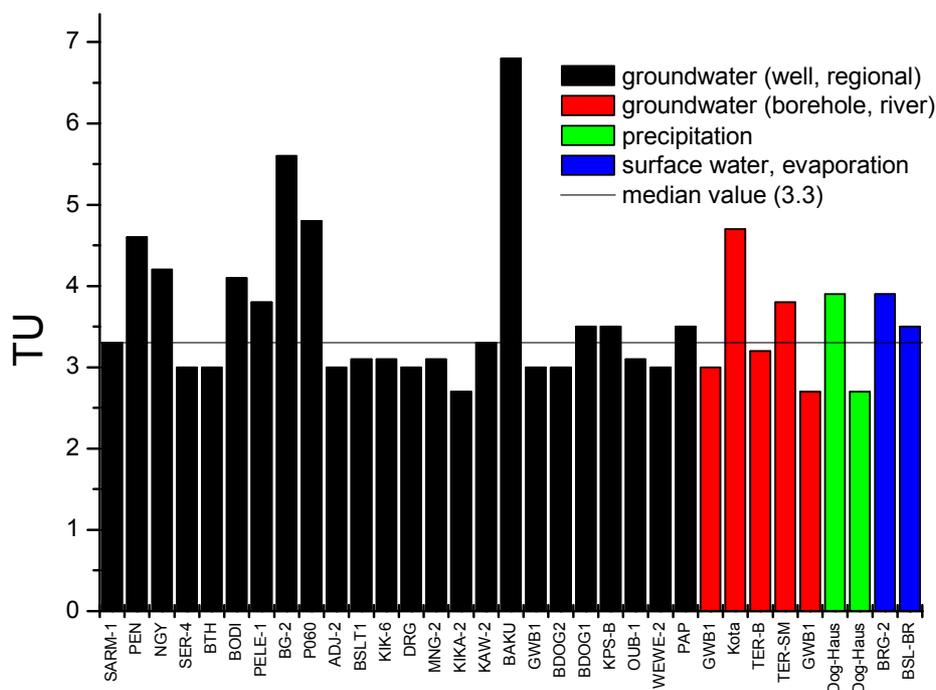


Abb. 6.6: ^3H (Tritium) Gehalte der im Herbst 2002 zur Regenzeit gewonnen Proben.

Fig. 6.6: ^3H (Tritium) values of the rain season samples of autumn 2002.

6.1.6 Pflanzenwasser

Im Rahmen der Interdisziplinarität des Projektes wurden in beiderseitiger Zusammenarbeit mit Dipl.-Biol. Bettina Orthmann Wasserproben aus dem Stamm von Bäumen der Gattung *Isobertinia* entnommen. Die Isotopenanalyse einer Pflanzenwasser-Probe (*Tree1*, $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O} = -17/-3.1$, Abb. 6.1) liegt im Bereich der Oberflächen-, Grund- und Niederschlagswässer. Weitere Pflanzenwasser-Proben wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht analysiert.

6.2 Vergleich der Isotopensignaturen mit ausgewählten hydrochemischen Parametern

SiO₂

Aufgrund der charakteristischen $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte um -3.5‰ , insbesondere der tieferen (> 10 m) Grundwässer, lassen sich diese gegenüber Bodenwasser, sowie gegenüber Oberflächenwasser und Niederschlagswasser gut voneinander abgrenzen. Für $\delta^2\text{H}$ können dieselben Beobachtungen gemacht werden. SiO₂-Gehalte von größer 15 mg/l bei $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalten zwischen -3‰ und -4‰ (Abb. 6.7c) treten fast ausschließlich bei tieferen Grundwasser-Proben (> 10 m unter GOK) auf. Oberflächenwasser- und flache Grundwasser-Proben weisen SiO₂-Gehalte kleiner 12 mg/l bei $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalten zwischen -5‰ und -1.5‰ auf. Bodenwasser-Proben zeigen SiO₂-Gehalte von kleiner 5 mg/l bei $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalten um -2‰ . Die SiO₂-Gehalte der analysierten Niederschlagproben liegen unter 0.03 mg/l bei $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von -6.24‰ respektive -2.79‰ . Der generell höhere Mineralisierungsgrad der Grundwässer wurde bereits in Kapitel 5 besprochen.

Chlorid

Auch das Verhältnis der Cl⁻ Konzentration im Vergleich zum $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt (Abb. 6.7d) zeigt aufgrund der charakteristischen $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte um -3.5‰ der Grundwasserproben aus dem *Aguima*-Einzugsgebiet eine gute Abgrenzbarkeit der Grundwässern gegenüber der anderen Wasserarten. Ebenso wie bei SiO₂ wurden die Unterschiede in der Stoffmengenkonzentration bereits in Kapitel 5 besprochen. Für $\delta^2\text{H}$ können analog dieselben Beobachtungen gemacht werden.

Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit wurde im Gegensatz zur anorganisch-chemischen Zusammensetzung an allen Probenahme-Stellen gemessen. Erwartungsgemäß ergibt sich in Relation zu den $\delta^{18}\text{O}$ Gehalten (Abb. 6.7) kein anderes Bild wie in den beiden vorangegangenen Absätzen.

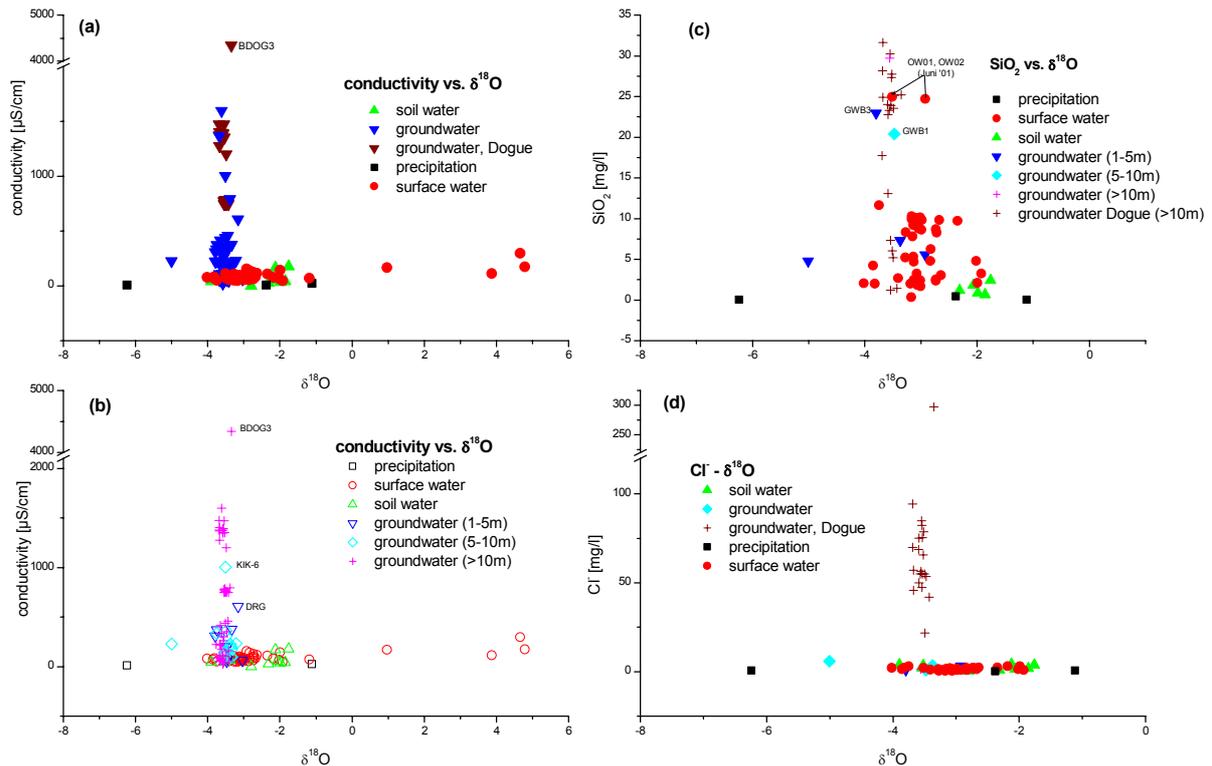


Abb. 6.7: Verhältnisdarstellung von $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt aller Isotopenproben zur elektrischen Leitfähigkeit (a+b), zur SiO_2 -Konzentration (c) und zur Chlorid-Konzentration (d) der Wasserproben im Aguima-Einzugsgebiet. Bei (c) und (d) sind für die Grundwasserproben außerdem verschiedene Entnahmetiefen (uGOK) angegeben. Grundwasser Entnahmetiefen < 10 m entsprechen dem Sapolitaquifer, > 10 m dem Basementaquifer.

Fig. 6.7: Ratio scatter plot of the $\delta^{18}\text{O}$ value of all environmental isotope analyses to conductivity (a+b), to the SiO_2 concentration (c), and to the chloride concentration (d) of the Aguima catchment samples. For (c) and (d) the sampling depth (b.g.l) is given. Sampling depths < 10 m according to the saprolite aquifer, > 10 m to the Basementaquifer.

6.3 Fazit

Während der Regenzeit kommt es durch Infiltration von Niederschlagswasser und Perkolatation entlang bevorzugter Fließwege zu einer Auffüllung der ungesättigten saprolitischen Verwitterungszone mit lokal neugebildetem Grundwasser. Aufgrund der direkten Zufuhr aus infiltriertem Niederschlagswasser steigt der Grundwasserspiegel an (vgl. Abb. 3.9 und Abb. 10.1). Das Grundwasser im Sapolitaquifer unterscheidet sich von dem im oberen Teil des Basementaquifer deutlich im Deuterium-Exzess und im Verhältnis der Isotopensignatur zur elektrischen Leitfähigkeit (Abb. 6.5, Abb. 6.7a, b). Die Ergebnisse der Umweltisotopenanalyse verifizieren damit die aus der chemischen Zusammensetzung abgeleiteten Rückschlüsse (vgl. Kapitel 5).

Durch den Anstieg des Grundwasserspiegels (sowie durch Oberflächenabfluss und Interflow, vgl. Kapitel 5) werden die, nur zur Regenzeit wasserführenden Vorfluter gespeist. Dies wird auch durch den Anstieg des D-Exzess in den Vorflutern höherer Ordnung (*Terou*, z.T. auch *Aguima* und *Niaou* im *Aguima*-Untersuchungsgebiet, Abb. 2.12) belegt (Abb. 6.3b). Mit Ende der Regenzeit entwässert das lokal neu gebildete Grundwasser solange in die Vorfluter, bis,

aufgrund fehlenden Zustroms von infiltrierendem Niederschlagswasser, der Grundwasserspiegel wieder Trockenzeit-Niveau erreicht hat. Die Vorfluter fallen trocken und der Grundwasserkörper unterliegt wieder ausschließlich regionaler Dynamik. Die höheren D-Exzess Werte während der Regenzeit deuten auf eine relativ schnelle Grundwasserneubildung für den Sapolitaquifer von maximal einigen Wochen hin. Tritium-Messungen (Kapitel 6.1.5, Abb. 6.6, Anhang 8) belegen dies.

Das Grundwasser aus dem Basementaquifer, das während der Trockenzeit - also in der Zeit ohne Grundwasserneubildung - genutzt wird, ist gekennzeichnet durch einen D-Exzess-Wert im Bereich der GMWL. Sein Infiltrationsgebiet muss nicht im Untersuchungsgebiet (*Aguima*-Einzugsgebiet) liegen, sondern kann, unter Berücksichtigung der angenommenen regionalen Grundwasserströmung (vgl. Kapitel 10, Ausblick), außerhalb des *Aguima*-Einzugsgebietes im Nordwesten liegen. Berücksichtigt man die Hinweise auf Re-Evaporationseffekte (Kapitel 6.1.2 die Ergebnisse der Trajektorienmodellierung (Kapitel 6.1.1) und die Niederschlagsverteilung (Abb. 2.2, Kapitel 2.2), kommt als Hauptneubildungsgebiet für den Basementaquifer im Untersuchungsgebiet ein Bereich nordwestlich des HVO in den niederschlagreicheren Höhen des Atacora-Gebirges und vorgelagerter Höhenzüge (Abb. 1.3) in Betracht. Möglicherweise ist die räumliche Trennung der Grundwasserneubildungsgebiete von Basement- und Sapolitaquifer aus den Ergebnissen der Umweltisotopenanalyse nicht zwingend. Die höheren D-Exzess Werte während der Regenzeit könnten auch auf temporäre Variationen in der Niederschlagssignatur zurückzuführen sein. Die niedrigeren D-Exzess Werte in den Basementaquifer Proben wären dann ein durch Mischung entstandener langjähriger Mittelwert. Längere Zeitreihenanalysen von Isotopenuntersuchungen würden hierüber weiteren Aufschluss geben.

7 Hydraulische Verhältnisse in der ungesättigten und temporär gesättigten Zone

7.1 Transmissivität der saprolitischen Verwitterungszone

In der temporär gesättigten Verwitterungszone wurde an Versuchsstandort GWB1 (Kapitel 2.8.3) ein Pumpversuch im Einbohrlochverfahren durchgeführt (Kapitel 3.6.1). Anhand der Absenkungskurven konnte nach dem Verfahren von HANTUSH-JACOB (1955) (Kapitel 3.6.1) unter der Voraussetzung instationärer Anströmungsverhältnisse eine Kurvenanpassung (Abb. 7.1b) mit dem Programm AQTESOLV[®] der Fa. ARCADIS GERAGHTY & MILLER vorgenommen werden. Der Pumpversuch während der Regenzeit weist den Grundwasserleiter in der saprolitischen Verwitterungszone über dem migmatitischen Basement als halb-gespannten, gestützten (leaky) Aquifer mit einer gering durchlässigen oberen Grenze (lateritisch verfestigte Zone) im Hangenden eines quasi-Porenaquifers aus. Die Auswertung nach HANTUSH-JACOB (1955) ergibt für die 12 m mächtige Verwitterungszone eine Transmissivität (T) im Bereich von $0.7\text{-}2.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. Die Peaks in Abb. 7.1 zwischen Absenkung und Wiederanstieg sind auf kurzfristige Unterbrechungen der Pumpleistung aufgrund technischer Probleme zurückzuführen.

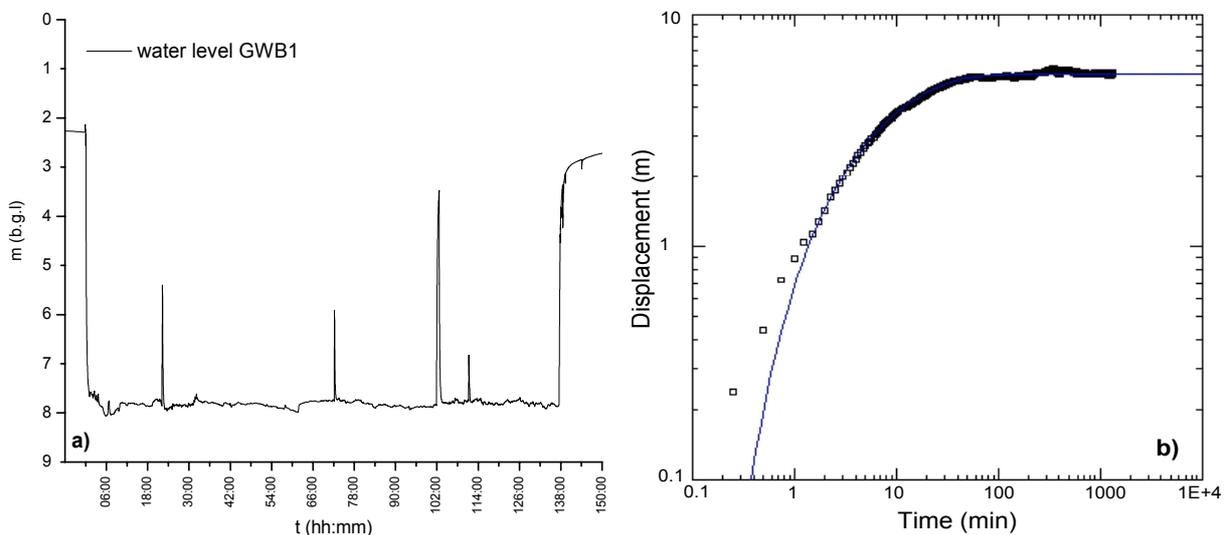


Abb. 7.1: Absenkung und Wiederanstieg des Grundwasserspiegels (a) und doppellogarithmische HANTUSH-Jacob Kurvenanpassung (b) eines Pumpversuches in der 12 m mächtigen saprolitischen Verwitterungszone (Regenzeit) an Versuchsstandort GWB1.

Fig. 7.1: Displacement and recovery of the water level (a) and double logarithmic HANTUSH-JACOB curve fitting (b) of a pump test in the 12 m saprolite weathering zone at test site GWB1.

7.2 Ergebnisse der Bodenfeuchteuntersuchungen und ungesättigte Leitfähigkeit

Die Bodenfeuchte im Untersuchungsgebiet wird seit Mai 2001 an den Messstellen TD01 bis TD31 (Abb. 2.11) kontinuierlich in wöchentlichen Intervallen aufgezeichnet (vgl. Kapitel 3.4.2). Die Abhängigkeit der Bodenfeuchte θ , bzw. des Bodenwassergehaltes, als Funktion des Matrixpotenzials ψ (Gl. 3.12) von der Bodenart kann an Tiefenprofilen der Bodenfeuchte an Standorten auf landwirtschaftlicher Nutzfläche (TD01) und naturbelassener Savanne (TD18) bei unterschiedlichen klimatischen Verhältnissen aufgezeigt werden (Abb. 7.2). Bedingt durch die aus Niederschlägen zur Verfügung stehende Wassermenge, ist der Bodenwassergehalt bei unterschiedlichen Klimaverhältnissen innerhalb der jeweiligen Bodenhorizonte verschieden. Die gering durchlässigen Bodenhorizonte (vgl. Kapitel 4.1, 4.2) weisen niedrige volumetrische Bodenwassergehalte auf. Besonders deutlich wird dies bei der Messstelle in der naturbelassenen Savanne (TD18, Abb. 7.2d, e). Ab ca. 60 cm Tiefe nimmt der Feinkornanteil des Bodens deutlich zu (Abb. 7.2f, vgl. Kapitel 4.2). Unterhalb 180 cm Teufe stehen saprolitisch verwitterte Metamorphite an (vgl. Kapitel 2.5).

Unabhängig von der durch die Niederschläge zur Verfügung stehenden Wassermenge während der Trocken- und Regenzeit ist der Bodenwassergehalt im Bereich zwischen 70 cm und 140 cm Tiefe deutlich erniedrigt. Ursache hierfür ist ein lateritisch verfestigter Bodenhorizont (vgl. Kapitel 2.5) mit ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten (k_{fu}) im Bereich um $1E-10$ m/s (Abb. 7.3). Sowohl im Hangenden, als auch im Liegenden dieses Horizontes sind die Bodenfeuchtegehalte, wie auch die ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten, nahezu während des ganzen, hier dargestellten Untersuchungszeitraumes von 48 Wochen deutlich höher (Abb. 7.3). Der gering durchlässige lateritische Horizont, dessen hydrologisch wirksamer Kernbereich bei 90 cm Teufe liegt (Abb. 7.3c), ist auch für die Erhöhung des Bodenfeuchtegehaltes in den oberen Bodenhorizonten verantwortlich. Im Hangenden dieses Aquitardes bildet sich nach Niederschlägen Stauwasser. Es kommt zu lateralen Wasserbewegungen, wie sie durch Markierungsversuche (s. Kapitel 7.3) bestätigt werden. Der volumetrische Wassergehalt innerhalb der Lateritzzone erhöht sich merklich nur während der Regenzeit innerhalb einer kurzen Zeitspanne maximaler Wassersättigung zwischen der 32. und 43. Kalenderwoche (Abb. 7.3). In diesem Zeitraum ist ein abwärts gerichteter Sickerwassertransport möglich. Mit zunehmender Teufe unterhalb des Aquitards erhöht sich die Bodenfeuchte während des gesamten Untersuchungszeitraumes. Dies wird durch die zunehmende Nähe zum Grundwasserspiegel verursacht und dem damit verbundenen Anstieg des Kapillarsaumes, sowie der Lage der horizontalen Wasserscheide (s. Kapitel 8.1).

Auf der landwirtschaftlichen Nutzfläche (TD01, vgl. Abb. 2.11) sind die Bedingungen ähnlich wie in der naturbelassenen Savanne (TD18, s.o.). Allerdings konnte der lateritisch verfestigte

Bodenhorizont hier nicht durchteuft werden, so dass nur der Bereich im Hangenden des Aquitards betrachtet wurde. Die Abhängigkeit des Bodenwassergehaltes von Niederschlag und Bodenart (s.o.) ist auch hier offensichtlich, die generelle Bodenfeuchte steigt allein während der Regenzeit merklich an. Obwohl der Boden auf einzelne Starkniederschlagsereignisse schnell reagiert (Abb. 7.4, KW 10), benötigt es eine längere Zeitspanne um den volumetrischen Wassergehalt des Bodens im gesamten Profil ansteigen zu lassen (Abb. 7.4b). Grund hierfür ist der relativ kurze Zeitraum, in welchem das Verhältnis von Niederschlag und potentieller Evapotranspiration positiv ist (s. Kapitel 8, Abb. 8.2), also abwärts gerichteter Wassertransport überhaupt erst stattfinden kann. Die höchsten Bodenfeuchtegehalte liegen für das Jahr 2002 ab Kalenderwoche 31 im gesamten Profil von TD01 vor. Volumetrische Bodenfeuchtegehalte größer 60 Vol.-% deuten allerdings auf gerätebedingte Messfehler hin (vgl. Kapitel 3.4). Nach Erreichen dieses Niveaus bleibt die relative Sättigung des Bodens solange erhöht, bis die potentielle Evapotranspiration wieder die Niederschlagsmenge übersteigt. Daten zur potentielle Evapotranspiration (ET_{pot}) liegen aus dem IMPETUS Teilprojekt A3 (*persönliche Mitteilung PD Dr. Jürgen Burkhardt*) bislang bis Oktober 2002 vor (s. Kapitel 8.1). Bis Kalenderwoche 50 erreicht der volumetrische Wassergehalt an TD01 wieder Trockenzeitniveau, wobei naturgemäß die oberen Bodenhorizonte schneller austrocknen als die Tieferen. Der lateritisch verfestigte Horizont im Liegenden agiert auch hier als Aquitard, in dessen Hangendem sich Stauwasser bildet und laterale Wasserbewegungen zu Interflow führen. Tracerversuche im unmittelbar angrenzenden Versuchsfeld FE01 (s. Kapitel 7.3, sowie BAUER 2004) und ein ebenfalls in unmittelbarer Nähe durchgeführter Pumpversuch (vgl. Kapitel 7.1) bestätigen dies eindrucksvoll.

Auffallend ist zudem, dass die volumetrische Bodenfeuchte an Standort TD18 zur Regenzeit deutlich geringer ist als bei TD01. Dies wird durch die Savannenlage des Standortes erklärt. Im Gegensatz zu TD01 (landwirtschaftliche Nutzfläche, vgl. Kapitel 2.8.1), schirmt die Vegetation, insbesondere Bäume und deren Blätter, den Savannenboden gegen Niederschläge ab. Ein nicht unerheblicher Teil des Niederschlages gelangt daher gar nicht erst bis auf den Savannenboden, sondern verdunstet auf den Blättern (Interzeption). Er steht somit Infiltrationsprozessen an der Bodenoberfläche nicht zur Verfügung.

Auf das gesamte Einzugsgebiet bezogen weisen in der Trockenzeit die Gebiete um die zu dieser Zeit ausgetrockneten Wasserläufe die niedrigste volumetrische Bodenfeuchte auf (Abb. 7.5). Sie stellen einen Geländeeinschnitt dar (Abb. 2.1) und agieren als natürliche Dränung. Auch während der Regenzeit (Abb. 7.6) weisen diese Gebiete die geringste Bodenfeuchte auf. Die generelle Abnahme des Bodenfeuchtegehaltes nach SW und W ist auf die ansteigende Geländehöhe (Inselberg, vgl. Kapitel 2.1) und auf eine zunehmende Exponation zurückzuführen (Abb. 2.1). In den Quellgebieten der verschiedenen Wasserläufe im Einzugsgebiet, nahe der oberirdischen Wasserscheide, bedingt ein geringmächtiges

Solumn niedrige Bodenfeuchtegehalte. In Richtung NW, zum Mündungsbereich des Einzugsgebietes hin, nimmt die Bodenfeuchte generell zu. Dies lässt sich insbesondere in der Regenzeit für die Tiefenhorizonte 180-200 cm und 60-90 cm feststellen. Da aufgrund der Geländebedingungen hier jedoch keine Bodenfeuchtesonden installiert wurden ist eine Extrapolation der Bodenfeuchte nicht sinnvoll. Die erhöhten hohen Bodenfeuchtwerte in der Regenzeit in 180-200 cm Tiefe können durch einen Anstieg des Grundwassers, bzw. des Kapillarsaumes erklärt werden. Im Hangenden des schwach durchlässigen Horizontes in 90-120 cm Tiefe (s.o.) staut sich Bodenwasser. Es entsteht ein schwebender Grundwasserspiegel, der insbesondere im westlichen oberen Einzugsgebiet, am Zusammenfluss zweier Quellläufe des *Aguima* und in Richtung des Mündungsgebietes zur Bildung von *bas fonds* (vgl. Kapitel 2.5) führt. Auch im Bereich des *Niaou* ist diese Entwicklung, insbesondere am südlichen Einzugsgebietsrand und im Bereich des Unterlaufes, zu beobachten.

Abb. 7.7 und 7.8 zeigen die Auswertung und räumliche Interpolation aller Bodenfeuchtemessstellen als Vertikalschnittdarstellung in Richtung der X- und Y- Koordinaten, welche die deutlichen Unterschiede in der Bodenfeuchteverteilung auf der räumlichen, wie auch auf der temporalen Skala darstellen. Vergleichbare XYZ-Schnitte können für den gesamten Beobachtungszeitraum gemacht werden. Die Bodenfeuchteentwicklung im Arbeitsgebiet über die Zeit ist als animierte avi-Datei auf der beiliegenden CD im Anhang enthalten.

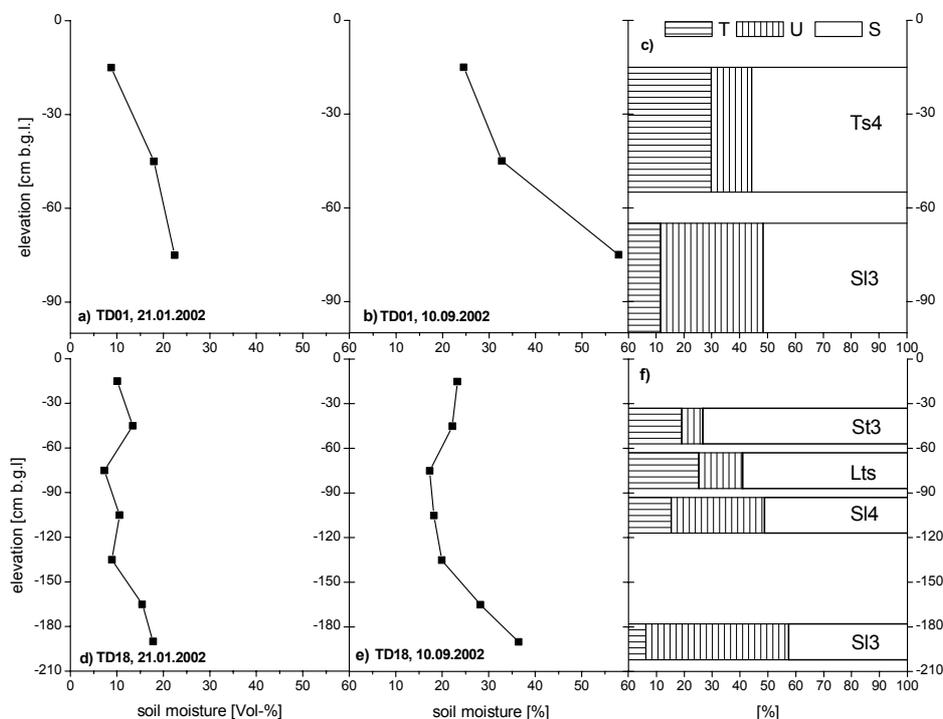


Abb. 7.2: Tiefenprofil der Bodenfeuchte an Standort TD01 (a-c) und TD18 (d-f) zur Trockenzeit (21.01.2002, a+d) und zur Regenzeit 2002 (18.09.2002, b+e).

Fig. 7.2: Time fixed depth profile of soil moisture at test sites TD01 (a-c) and TD18 (d-f) in dry season (Jan-21-2002, a+d) and wet season (Sept-10-2002, b+e).

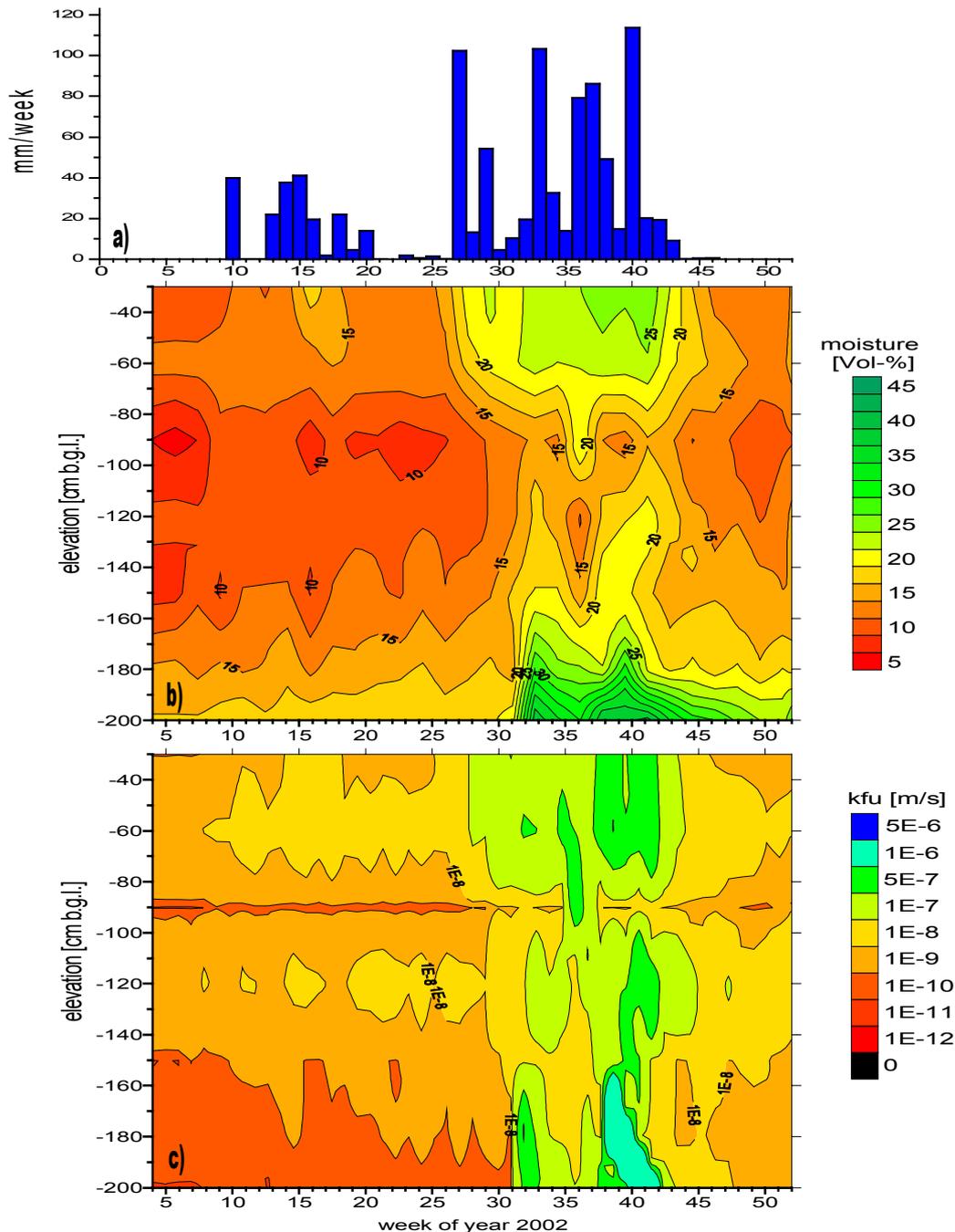


Abb. 7.3: Entwicklung der Bodenfeuchte (b) und der ungesättigten, hydraulischen Leitfähigkeit (c) (lineare Interpolation) an Standort TD18 sowie Niederschlagsmenge (a) in unmittelbarer Nähe (Klimastation, vgl. Kapitel 2). Besonders die oberen Bodenschichten zeigen eine schnelle Reaktion auf Niederschläge. Eine Aufsättigung des gesamten Profils erfolgt jedoch erst nach längerer Niederschlagsperiode. b) Die hohen Bodenfeuchtwerte zwischen KW 31 und 45 sind auf Stauwasser im Hangenden eines geringer durchlässigen Horizont zurückzuführen, der zwischen 70 und 140 cm erkennbar ist. Darunter steigt die Bodenfeuchte während der Regenzeit durch kapillaren Aufstieg an. Die geringen Werte für die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit ($1E-10$ m/s) um 90 cm zeigen einen gering durchlässigen Bodenhorizont an, wie er bei TD01 (Abb. 7.4) unterhalb des Beobachtungsraumes in vergleichbarer Tiefe ansteht.

Fig. 7.3: Development of soil moisture (b) and unsaturated hydraulic conductivity (c) (linear interpolation) at test site TD18 and amount of precipitation (a) at the near climate station (see chapter 2). The uppermost layers show a fast reaction to precipitation. Saturation of the hole profile yet starts after a longer period of precipitation. b) the high soil moisture contents between week 31 and 45 are the results of stagnant water on top of a low permeable layer between 70 and 140 cm. Below this layer the soil moisture is raising because of capillary forces during wet season. c) shows the soil moisture dependent unsaturated conductivity. The low values ($1E-10$ m/s) in the 90 cm layer represent a low permeable soil layer, like that below the bottom of Fig. 7.4.

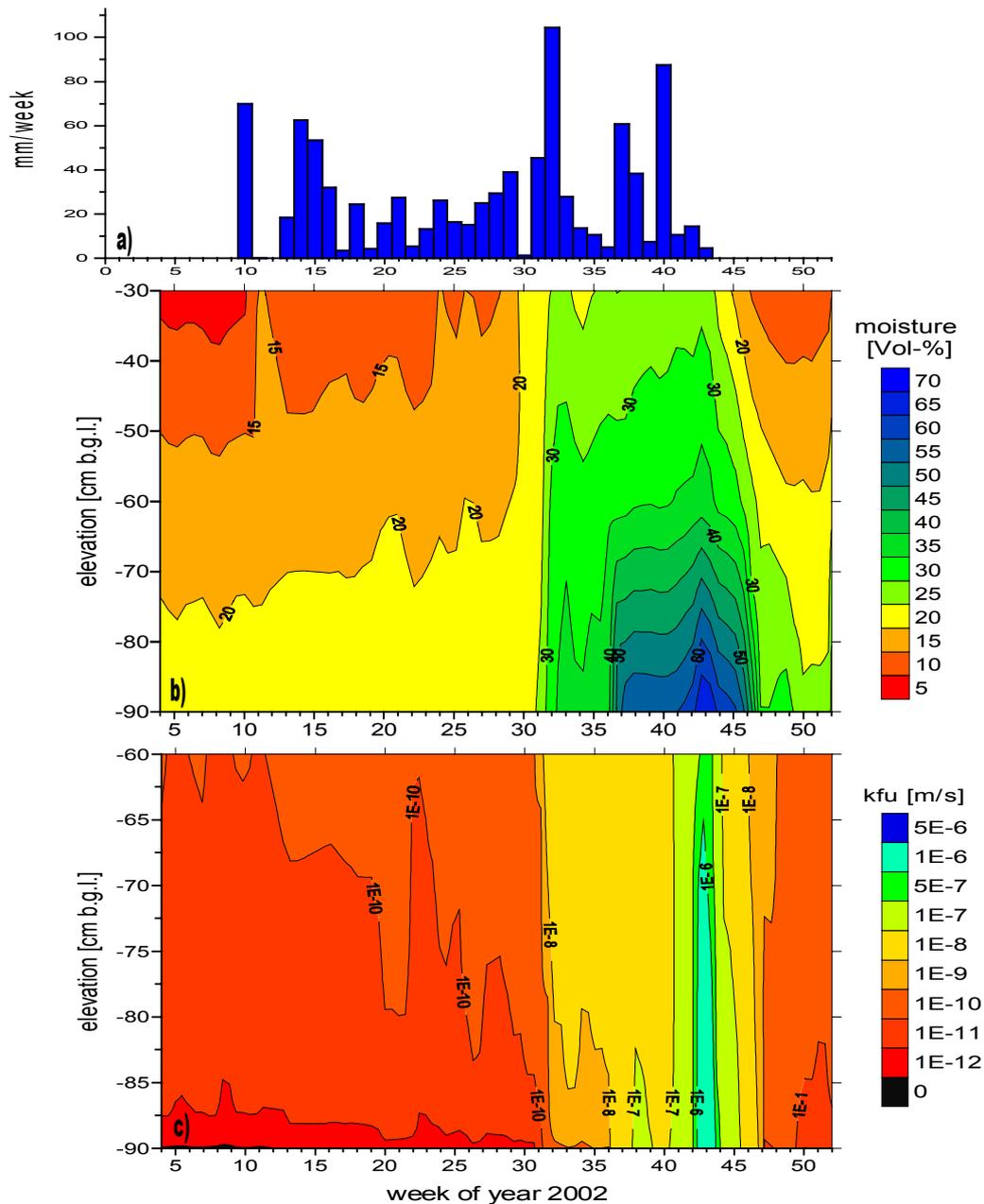


Abb. 7.4: Entwicklung der Bodenfeuchte (b) und der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (c) (lineare Interpolation) an Standort TD01, sowie Niederschlagsmenge (a) in unmittelbarer Nähe (Klimastation, Kapitel 2). Besonders die oberen Bodenschichten zeigen eine schnelle Reaktion auf Niederschläge. b) Ein erster Starkniederschlag (KW10) zeigt aufgrund der zuvor trockenen Verhältnisse eine zeitliche Verzögerung im Anstieg der Bodenfeuchte. Eine Aufsättigung des gesamten Profils erfolgt jedoch erst nach längerer Niederschlagsperiode. Die hohen Bodenfeuchtwerte zwischen KW 31 und 47 sind auf Stauwasser im Hangenden eines geringer durchlässigen Horizont zurückzuführen. c) Die ungesättigte, hydraulische Leitfähigkeit zeigt in Abhängigkeit der Bodenfeuchte eine korrespondierende Entwicklung. Im Liegenden des Profils ist sie mit $< 1E-11$ m/s in einem gering durchlässigen Horizont am niedrigsten. Im Hangenden dessen kommt es zu Stauwasserbildungen. Bodenfeuchtegehalte > 60 Vol.-% sind wahrscheinlich auf gerätebedingte Messfehler zurückzuführen (vgl. Kapitel 3.4.2).

Fig. 7.4: Development of soil moisture (b) and unsaturated hydraulic conductivity (c) (linear interpolation) at test site TD01 and amount of precipitation (a) at the near climate station (see chapter 2). The uppermost layers show a fast reaction to precipitation. b) A first storm event (week 10) shows a time delayed rising of the soil moisture because of the dry soil conditions before. Saturation of the hole profile yet starts after a longer period of precipitation. b) the high soil moisture contents between week 31 and 47 are the results of stagnant water on top of a low permeable layer directly below the profile (see chapter 4.1). c) The development of unsaturated hydraulic conductivity is connected to the soil moisture development. On the bottom of the profile the unsaturated conductivity has the lowest values ($< 1E-11$ m/s) inside a low permeable layer. Onto this layer stagnant water performs during wet season. Soil moisture values > 60 Vol.-% are probably due to instrumental measurement errors (s. chapter 3.4.2).

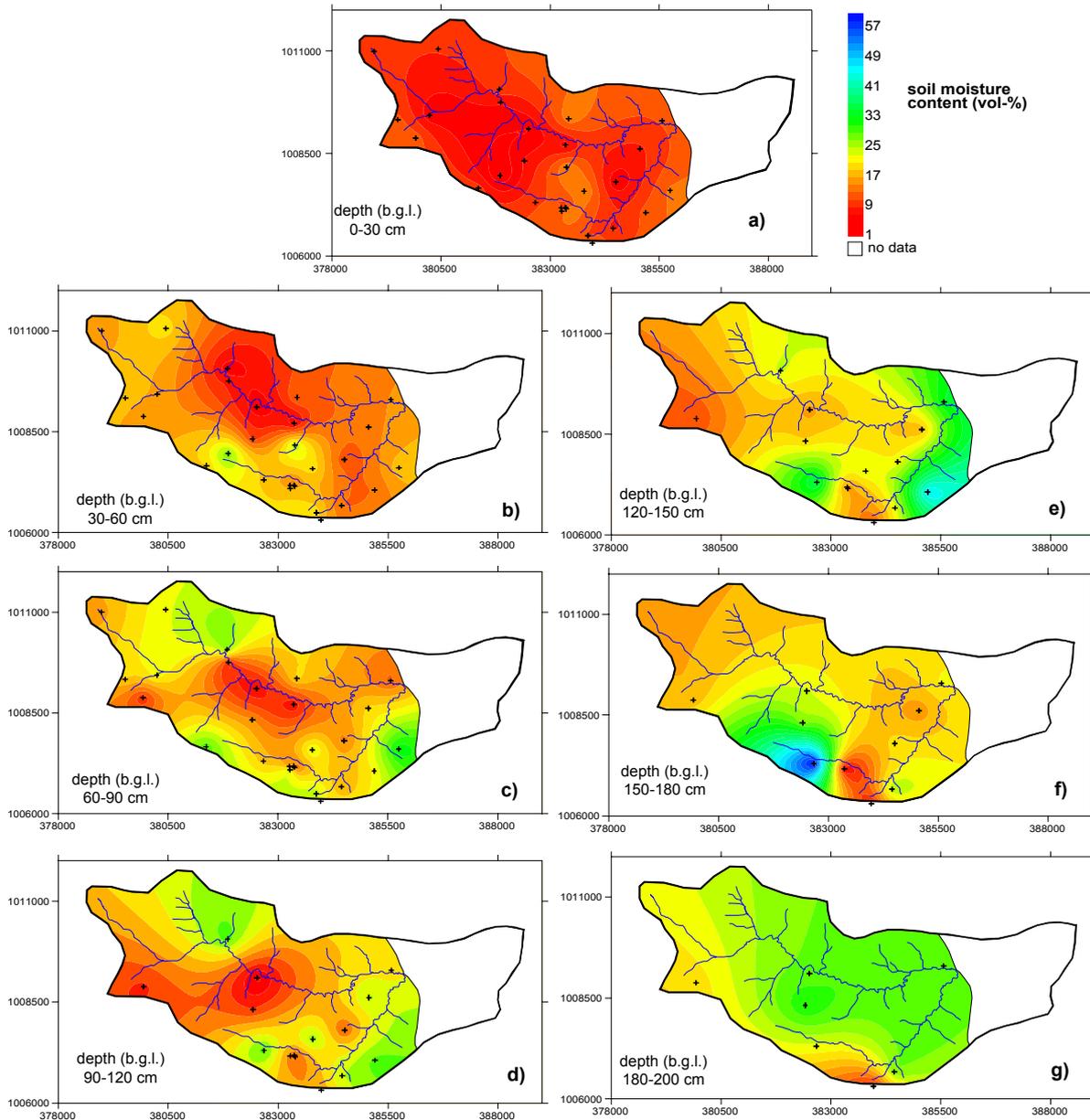


Abb. 7.5: Verteilung der Bodenfeuchte im Arbeitsgebiet zur Trockenzeit am 21.01.2002 in verschiedenen Tiefenhorizonten. +: Standorte der TDR-Messstellen, Teufen in cm unter Geländeoberkante. a) 0-30 cm, b) 30-60 cm, c) 60-90 cm, d) 90-120 cm, e) 120-150 cm, f) 150-180 cm, g) 180-200 cm (Interpolationsmethode: ordinary kriging, point method). Deutlich wird der Einfluss der sich in das umgebende Gelände einschneidenden Wasserläufe, die zu einer Dränung des umgebenden Bereichs führen. Die abnehmende Geländehöhe von W nach O (vom ‚Quellgebiet‘ zum Mündungsbereich) und die ebenfalls abnehmende Exposition der Einzugsgebietsgrenzen (=oberirdischen Wasserscheiden) zeigen einen deutlichen Einfluss auf die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte. Ebenso zeigt der Abstand zur Geländeoberfläche und damit der Einfluss von Evapotranspiration und Durchwurzelungstiefe deutliche Auswirkungen auf die Bodenfeuchte.

Fig. 7.5: Spatial distribution of soil moisture in the working area in different layers below ground surface (b.g.l.) on Jan-21-2002 during dry season. +: TDR probe locations, depth in cm below ground level; a) 0-30 cm; b) 30-60 cm; c) 60-90 cm; d) 90-120 cm; e) 120-150 cm; f) 150-180 cm; g) 180-200 cm (method of interpolation: ordinary kriging, point method). In the area where the water courses cutting through the ground surface a drainage effect to the soil moisture content can be clearly seen (a-c). The decreasing ground level elevation from W to E (from the headwaters to the estuary) and also the decreasing exposition of the watershed areas showing a big influence to the spatial soil moisture distribution. Also the distance to the ground level and hence the influence of root depth and evapotranspiration has clear effects to the soil moisture content.

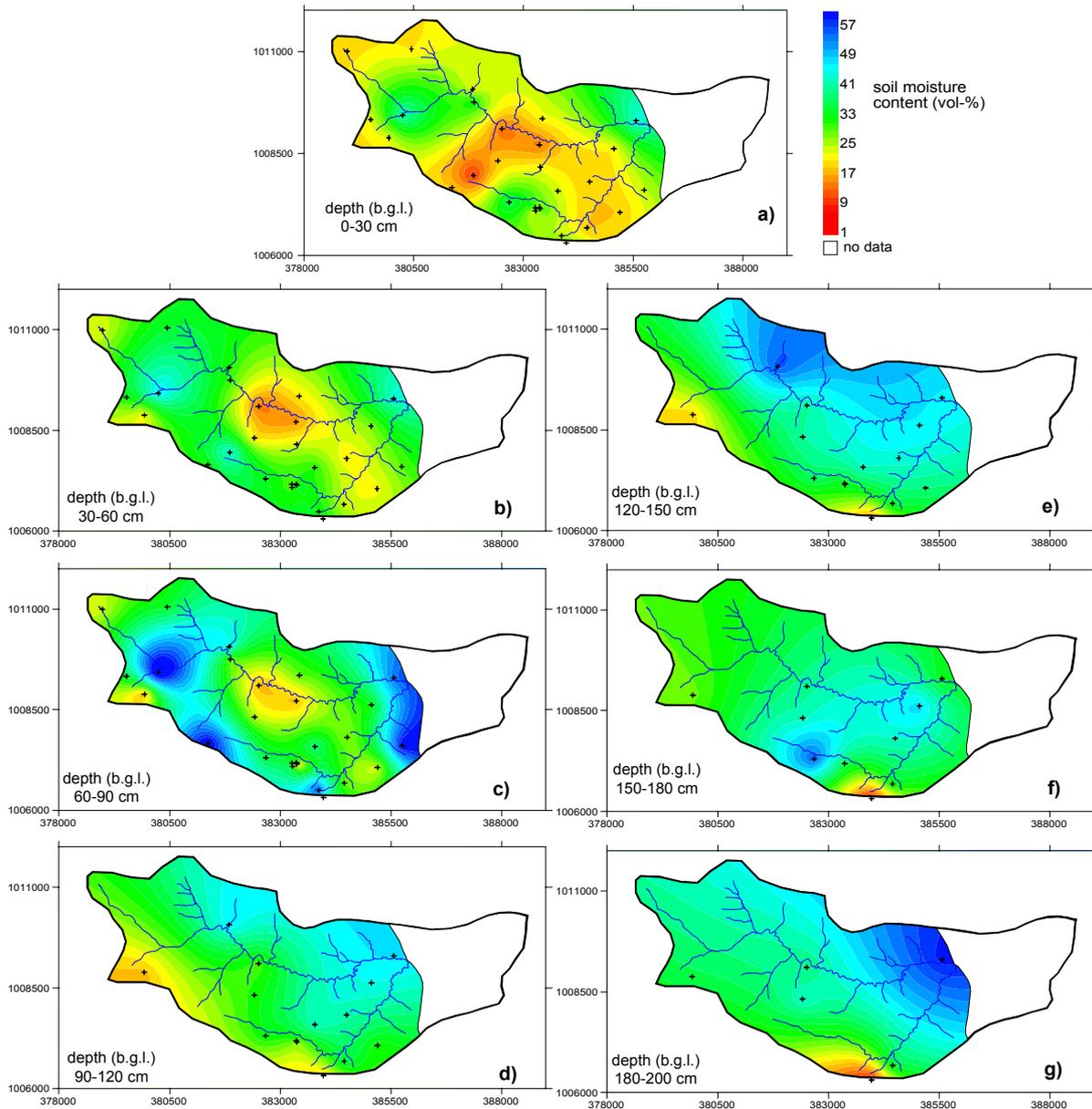


Abb.7.6: Verteilung der Bodenfeuchte im Arbeitsgebiet zur Regenzeit am 10.09.2002 in verschiedenen Tiefenhorizonten. +: Standorte der TDR-Messstellen, Teufen in cm unter Geländeoberkante. a) 0-30 cm, b) 30-60 cm, c) 60-90 cm, d) 90-120 cm, e) 120-150 cm, f) 150-180 cm, g) 180-200 cm (Interpolationsmethode: ordinary Kriging, point method). Im Bereich der sich in das Gelände einschneidenden Wasserläufe wird teilweise deren Einfluss auf den Bodenwassergehalt durch Dränung erkennbar (a-c), aufgrund der generell höheren Bodenwassergehalte jedoch nicht so stark wie zur Trockenzeit am 21.01.2002 (Abb. 7.5). Ein gering durchlässiger Horizont im Bereich von 90-120 cm uGOK (d), bzw. bis 150 cm uGOK (e) bedingt hohe, bis teilweise gesättigte Bodenfeuchtegehalte im Liegenden (c). Die Ausbildung von *bas fonds* wird hierdurch begünstigt und deren Lage im Gelände mit hohen Bodenwassergehalten gut wiedergegeben. Unterhalb dieses geringer durchlässigen Horizontes wird mit größerer Teufe der Einfluss des zur Regenzeit niedrigeren Grundwasserspiegels mit ebenfalls hohen bis nahezu gesättigten Bodenwassergehalten insbesondere in Richtung Mündungsbereich (g) deutlich.

Fig. 7.6: Spatial distribution of soil moisture in the working area in different layers below ground surface (b.g.l.) on Sept-10-2002 during wet season. +: probe locations, depth in cm below ground level; a) 0-30 cm; b) 30-60 cm; c) 60-90 cm; d) 90-120 cm; e) 120-150 cm; f) 150-180 cm; g) 180-200 cm (method of interpolation: ordinary kriging, point method). In the area where the water courses cutting through the ground surface a drainage effect to the soil moisture content can be seen (a-c). Because of the higher soil moisture content this effect is not as high as in dry season (Fig. 7.5). A low permeable layer between 90 and 120 cm b.g.l. (d), resp. 150 cm b.g.l. (e) causes high soil moisture content, up to saturation, on the bottom (c). This promotes the forming of *bas fonds* and reflects their position in the field. Below the low permeable layer the impact of the wet season shallow water table becomes more clear with increasing depth. Especially in the direction of the estuary region (g).

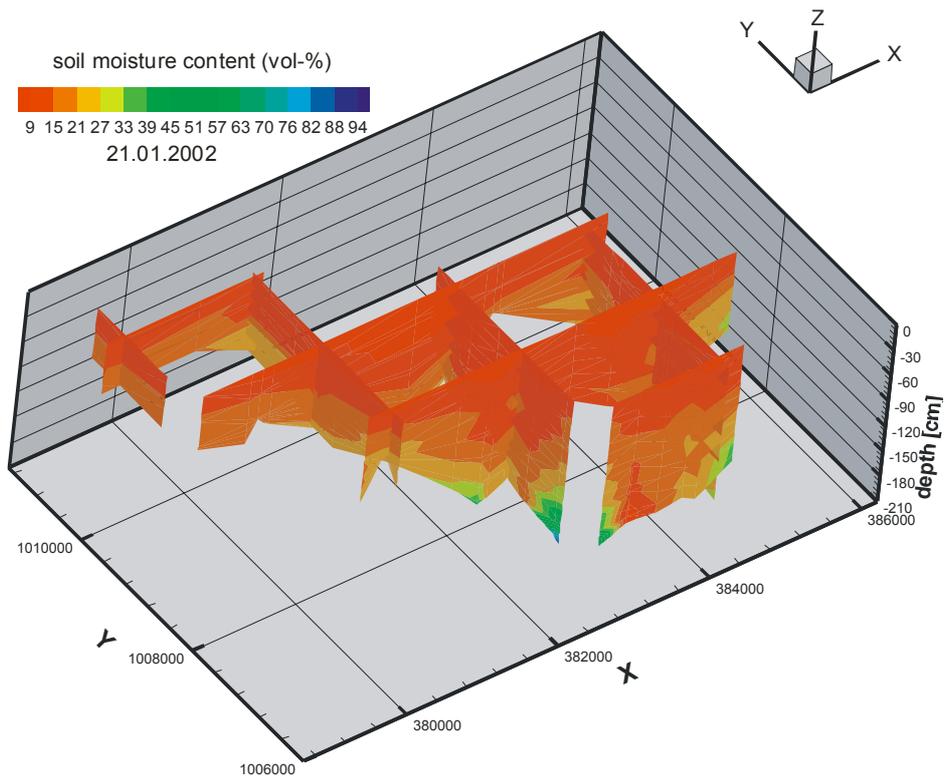


Abb. 7.7: Bodenfeuchteverteilung im Arbeitsgebiet zur Trockenzeit am 21.01.2002.

Fig. 7.7: Soil moisture distribution in the working area during dry season, Jan-21-2002.

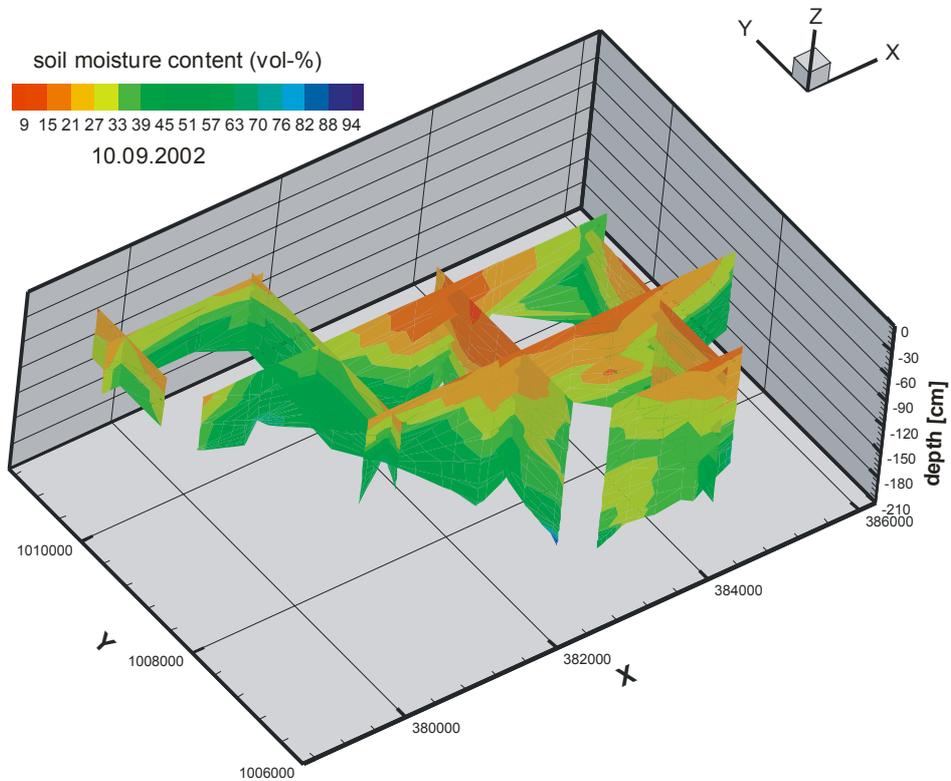


Abb. 7.8: Bodenfeuchteverteilung im Arbeitsgebiet zur Regenzeit am 10.09.2002.

Fig. 7.8: Soil moisture distribution in the working area during wet season, Sept-10-2002.

7.3 Ergebnisse der Tracerversuche

Durch Tracerversuche in der ungesättigten Bodenzone können experimentelle Aussagen über Art und Charakter des Sickerwassertransportes im untersuchten Bereich gemacht werden. Diese können dazu verwendet werden, aufgrund geologischer, bodenkundlicher und hydrologischer Beobachtungen bereits bestehende Vermutungen über die Art von Transportprozessen zu verifizieren. Zur Identifizierung und Modellierung von Transportvorgängen in der ungesättigten und gesättigten Zone haben sich Tracerversuche seit langem bewährt. Durch Tracerversuche können ferner Aussagen über mögliche Gefährdungspotenziale oberflächennaher Grundwasserleiter durch anthropogene Kontaminationen gemacht werden. Eine Beschreibung der Versuchsstandorte findet sich in Kapitel 2.8, die Versuchsmethodik ist in Kapitel 3.5 erläutert.

7.3.1 Versuchsstandort FE01

Der Markierungsversuch an Versuchsstandort FE01 wurde von BAUER (2004) im Rahmen einer Diplomarbeit ausführlich ausgewertet und beschrieben. Der Standort befindet sich auf einer landwirtschaftlich genutzten Fläche. Zur Interpretation der Durchbruchkurven verwendet BAUER (2004) hierbei ein *CDM-Model (Convection-Dispersion Model*, Kapitel 3.5.6) und beschränkt sich weitestgehend auf die Interpretation des erst-auftretenden Konzentrationspeaks. Obwohl diese Interpretation nur eine erste Annäherung sein kann, sind die Ergebnisse kennzeichnend für die zugrundeliegenden hydraulischen Bedingungen. BAUER (2004) zeigt für die ungesättigten Bodenzone des Versuchsstandortes die Dominanz einer lateralen Komponente der Sickerwasserbewegung gegenüber einer in den Hintergrund tretenden vertikalen Komponente. Während der gesamten Versuchszeit wird die Feldkapazität unterschritten (Abb. 7.11). Der Hauptteil des abwärtsgerichteten, vertikalen Transports findet in vereinzelt erhöhten Wegsamkeiten statt, sogenannten präferentiellen Fließpfaden (Abb. 7.9). Dementsprechend finden sich nur bei einigen wenigen Saugkerzen in jedem Untersuchungshorizont ausgeprägte Maximalkonzentrationen während des Tracerdurchganges (Abb. 7.10). Die vertikale Wasserbewegung innerhalb dieser Zonen ist komplex und kann durch ein ‚einfaches‘ Konvektions-Dispersion Model (*CDM*) nicht hinreichend genau beschrieben werden. BAUER (2004) nimmt an, dass mehrere parallele Porensysteme mit unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten existieren. Der dem Stofftransport zugrunde liegende Transportmechanismus ist vorwiegend durch hydrostatische Verdrängung induziert.

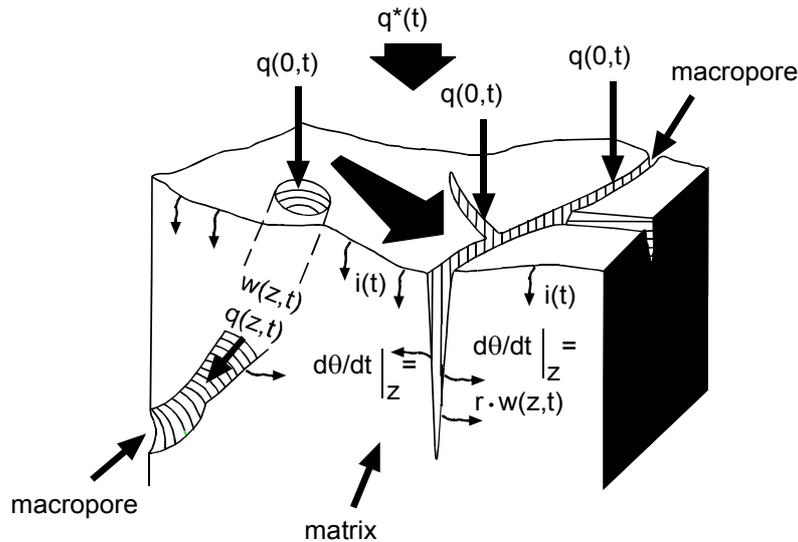


Abb. 7.9: Schematische Darstellung der Infiltrationsmöglichkeiten in einen Boden mit präferentiellen Fließwegen (Makroporen). $q^*(t)$: generelle Zufuhr von Wasser (Niederschlag, Bewässerung); $i(t)$: Infiltration in die oberflächliche Bodenmatrix; $o(t)$: kurzzeitiger, kleinräumiger Oberflächenabfluss wenn $q^*(t) > i(t)$; $q(0,t)$: volumetrischer Wasserfluss in die Makroporen des Bodens ($q(0,t) > 0$ wenn $o(t) > 0$); $q(z,t)$ und $w(z,t)$: volumetrischer Wasserfluss und volumetrische Bodenfeuchte z. B. im Makroporensystem; $r \cdot w(z,t)$: Sorption aus den Makroporen in die Bodenmatrix (GERMANN 1990, HENDRICKX & WALKER 1997).

Fig. 7.9: Schematic presentation of fluxes occurring during infiltration into a macroporous soil. $q^*(t)$: overall water input (precipitation, irrigation); $i(t)$: infiltration into the top soil matrix; $o(t)$: short duration/short distance overland flow when $q^*(t) > i(t)$; $q(0,t)$: volume flux density into the soil macropores ($q(0,t) > 0$ when $o(t) > 0$); $q(z,t)$ and $w(z,t)$: volume flux density and volumetric soil moisture, respectively, in the macropore system; $r \cdot w(z,t)$: water sorbance from macropores into the soil matrix. Note: All volume flux densities are per cross-sectional area for the entire soil (GERMANN 1990, HENDRICKX & WALKER 1997).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde, basierend auf der Auswertung von BAUER (2004), exemplarisch für drei ausgewählte Durchbruchskurven (Abb. 7.12 – Abb. 7.14) eine Interpretation mit einem Multi-Dispersion Model (MDM, Kapitel 3.4.6) vorgenommen. Dieses Model berücksichtigt parallele Fließsysteme. Die ausgewählten Durchbruchskurven (BTCs = *breakthrough curves*) entstammen je einer Saugkerze der drei Tiefenhorizonte (50 cm, 100 cm, 150 cm, vgl. Kapitel 2.8.1) und wurden unter Annahme ihrer Lage in einer möglichen gemeinsamen Zone erhöhter Wegsamkeit gewählt. Die Durchbruchskurven von Saugkerze 3C-I (Abb. 7.10a) und 2B-III (Abb. 7.10c) weisen die jeweils höchsten gemessenen Tracerkonzentrationen auf (Abb. 7.10a, c). Die dritte ausgewertete Durchbruchskurve (Saugkerze 1B-II, Abb. 7.10b) weist in 100 cm unter Geländeoberfläche zwar nicht die höchste gemessene Tracerkonzentration auf (Abb. 7.10b), es ist jedoch eine direkte Verbindung zu den beiden anderen Beispielen anzunehmen. Um die Durchbruchskurven vergleichen zu können und Verdünnungseffekte zu eliminieren (BAUER 2004, MALOSZEWSKI 1992), wurden die Tracerkonzentration auf die Maximalkonzentration normiert (Kapitel 3.5.6). Hierdurch wurde ebenfalls der Tatsache Rechnung getragen, dass aufgrund der Versuchsanordnung der Abfluss (discharge) aus dem Versuchsfeld nicht quantifiziert werden kann.

Während der gesamten Versuchszeit wurde die Feldkapazität in allen drei Horizonten unterschritten, so dass abwärts gerichteter, gravitativer Transport stattfinden konnte (Abb.

7.11). Auch war der hydraulische Gradient $\text{grad}\psi_H$ (vgl. Abb. 8.5) zu dieser Zeit in allen untersuchten Horizonte abwärts gerichtet.

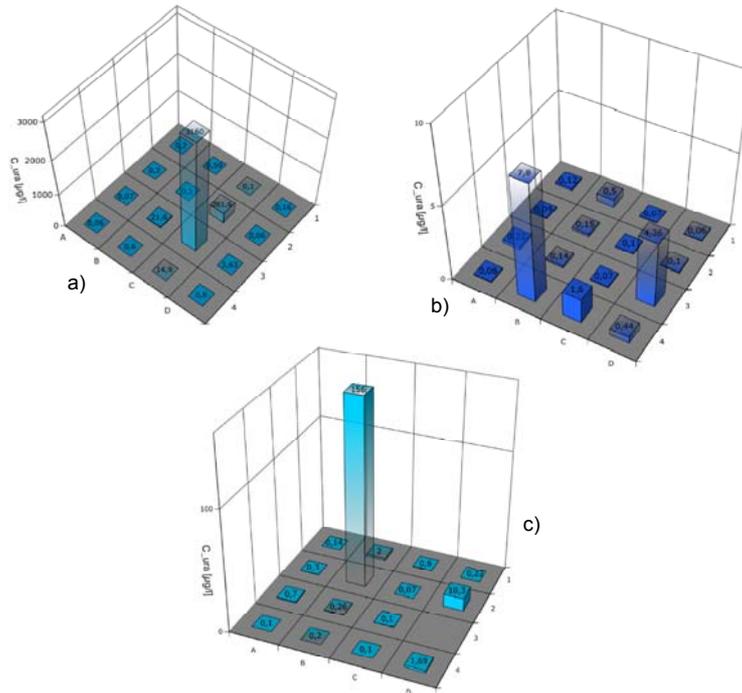


Abb. 7.10: Maximale Uraninkonzentrationen ($\mu\text{g/l}$) während des Markierungsversuches an Versuchsstandort FE01. a: Horizont I (50 cm), b: Horizont II (100 cm), c: Horizont III (150 cm) (BAUER 2004).

Fig. 7.10: Maximum concentrations ($\mu\text{g/l}$) during the tracer test at the test site FE01. a: layer I (50 cm), b: layer II (100 cm), c: layer III (150 cm). (BAUER 2004).

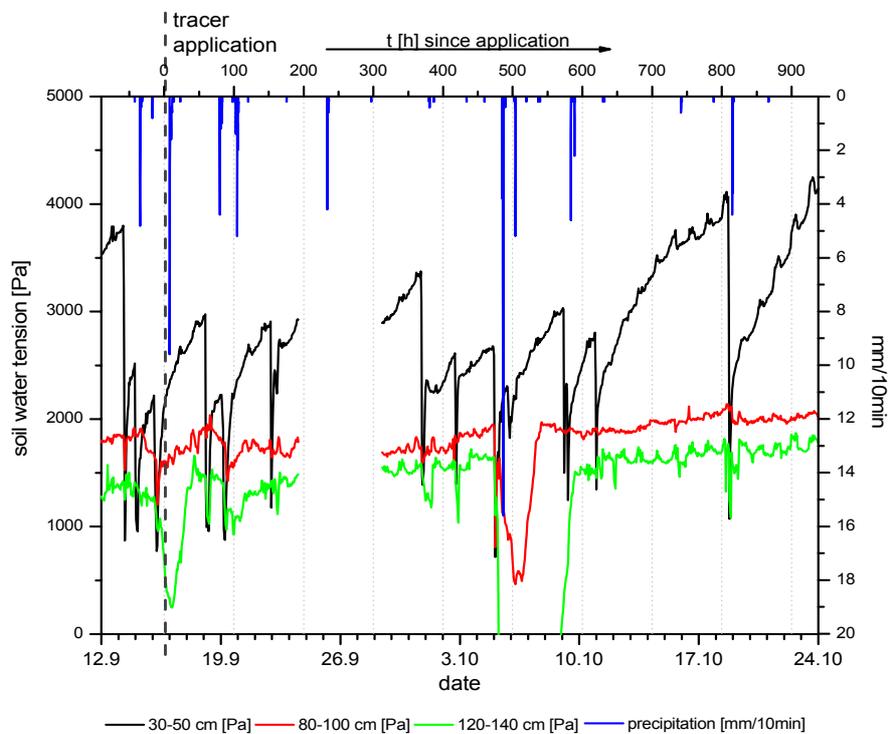
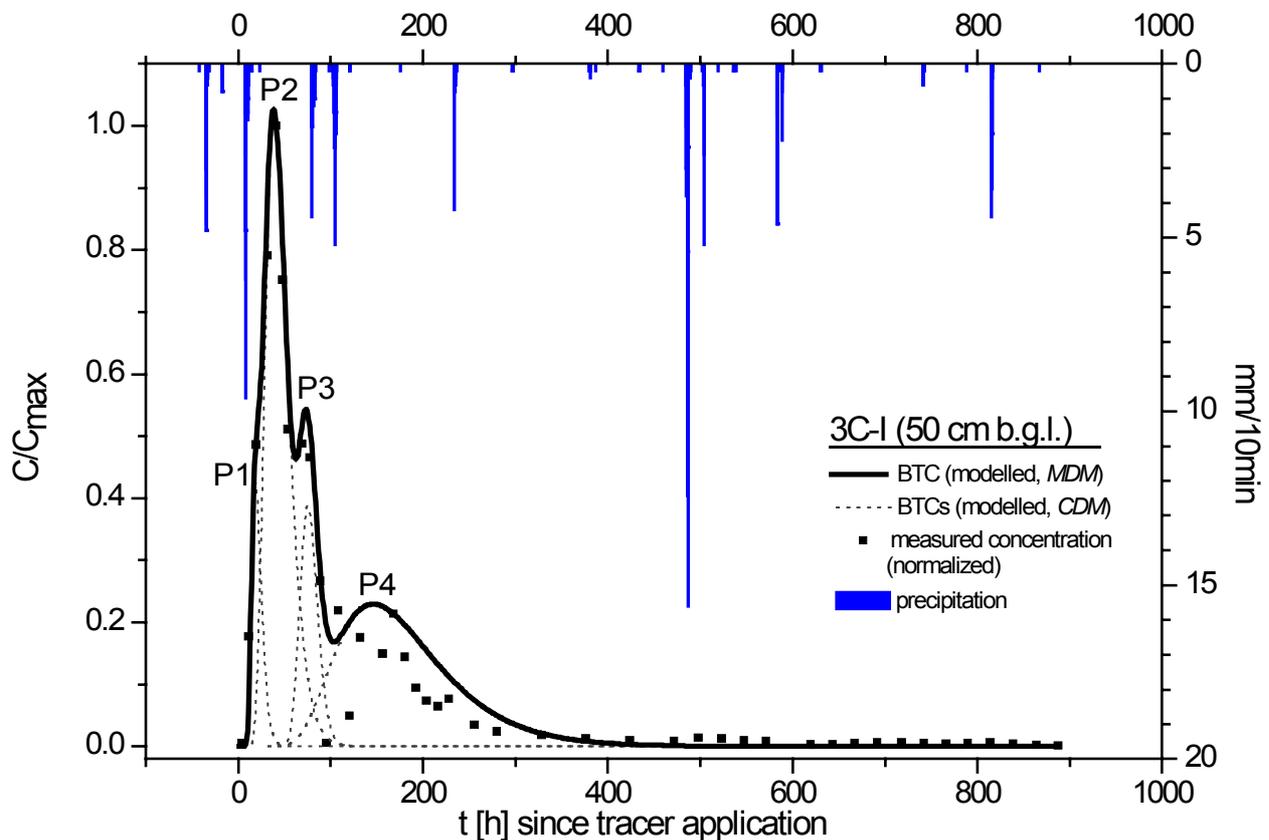


Abb. 7.11: Bodenwasserspannung (Matrixpotenzial ψ_m) und 10-minütige Niederschlagssummen an Versuchsstandort FE01 während eines Markierungsversuches mit Uranin im Herbst 2002.

Fig. 7.11: Soil water tension (matrixpotential ψ_m) and 10-minute precipitation sum at the test site FE01 during the tracer test with Uranin, autumn 2002.

50 cm Tiefenhorizont

Den Stofftransport innerhalb des 50 cm Tiefenhorizont an Versuchsstandort FE01 zeigt Durchbruchskurve 3C-I (Abb. 7.12). Eine mathematische Modellanpassung mit dem *MDM* gibt den Konzentrationsverlauf gut wieder. Die Durchgangskurve ist durch einen Hauptpeak (P2) und einen anhaltenden, schwachen Tailing-Effekt charakterisiert. Die *konvektiv-dispersive* Anpassung mit dem *MDM* ist möglich, indem drei weitere Peaks eingefügt werden. Diese lassen sich gut durch die Überlagerung verschiedener Poren-/Fließsysteme erklären. Peak 1 (P1) wird durch einen Stofftransport über Grobporen wie z. B. Wurzel- oder Grabgänge erklärt. Eine mittlere Verweildauer (t_0) von nur 21 Stunden spricht für einen schnellen Transport über präferentielle Fließwege hin zur Entnahmestelle (Saugkerze). Die Dispersion ist entsprechend gering, advektiver Transport überwiegt.



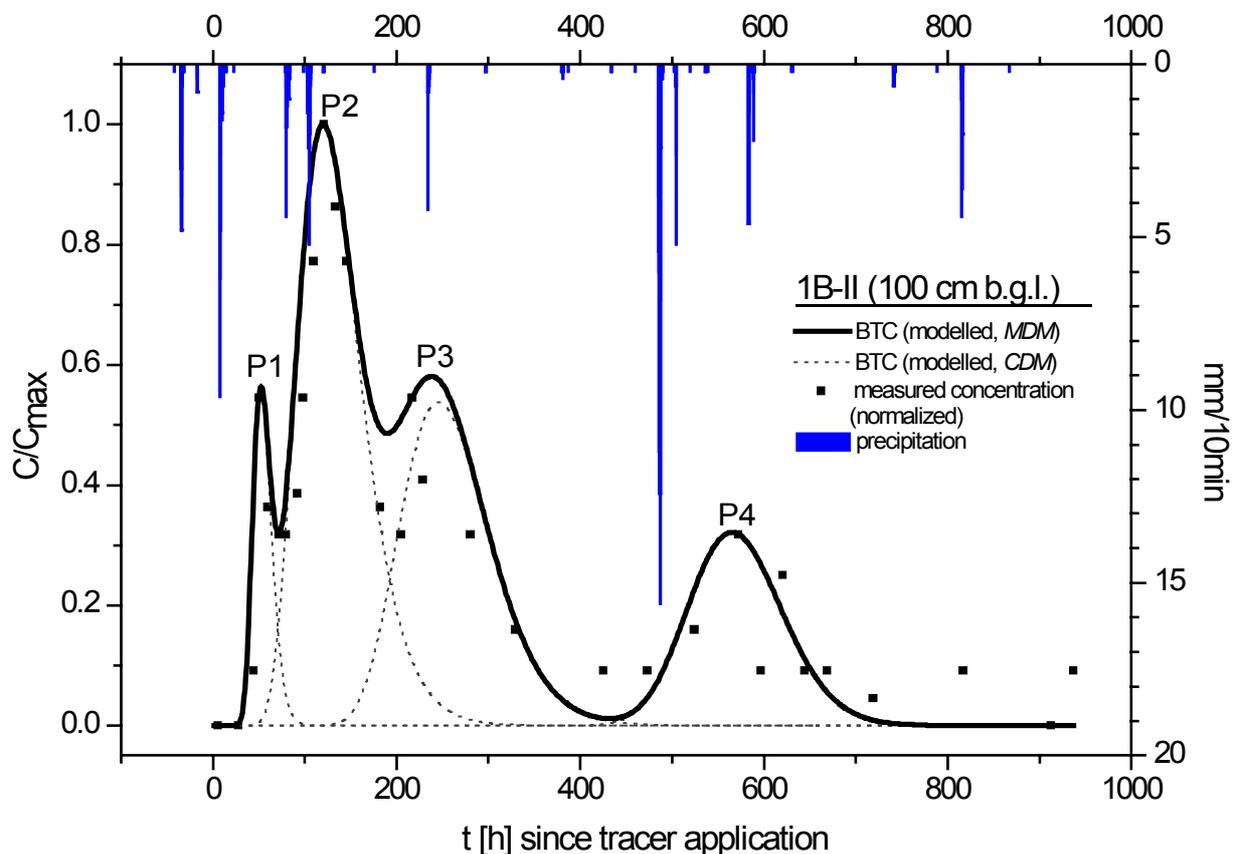
MDM	Peak 1	Peak 2	Peak 3	Peak 4
t_0 [h]	21	45	77	180
v [m/h]	0.024	0.011	0.006	0.003
α_L [m]	0.020	0.025	0.004	0.035

Abb. 7.12: Auswertung der Uranin Durchbruchskurve 3C-I von Versuchsstandort FE01 mit dem Multi-Dispersion Modell (MDM). t_0 : mittlere Verweildauer, v : mittlere Geschwindigkeit, α_L : longitudinale Dispersivität.

Fig. 7.12: Analysis of the uranin breakthrough curve 3C-I from the test site FE01 with the Multi-Dispersion Model (MDM). t_0 : mean residence time; v : mean velocity; α_L : longitudinal dispersivity.

Die maximale Uraninkonzentration wird über ein System mittlerer Porengrößen transportiert (P2). Obwohl die Dispersivität gegenüber P1 erhöht ist, ist der dominierende Transport advektiv. Nachdem die Konzentrationsfront bereits durchgezogen ist, kommt es nach einer mittleren Verweilzeit (t_0) von 77 Stunden nochmals zu einem leichten Konzentrationsanstieg mit einer allerdings deutlich niedrigeren Dispersivität. Die Haupttransportkomponente ist deshalb hier, wie bei P1, auf ein präferentielles, grobporiges Fließsystem zurückzuführen, was durch den unmittelbar vorangehenden Niederschlag induziert wurde. P4 entsteht durch Stofftransport über die Mittel- bis Feinporen. Die deutlich höhere Dispersivität zeigt, dass Dispersion zu Lasten der advektiven Komponente an Bedeutung gewinnt.

100 cm Tiefenhorizont



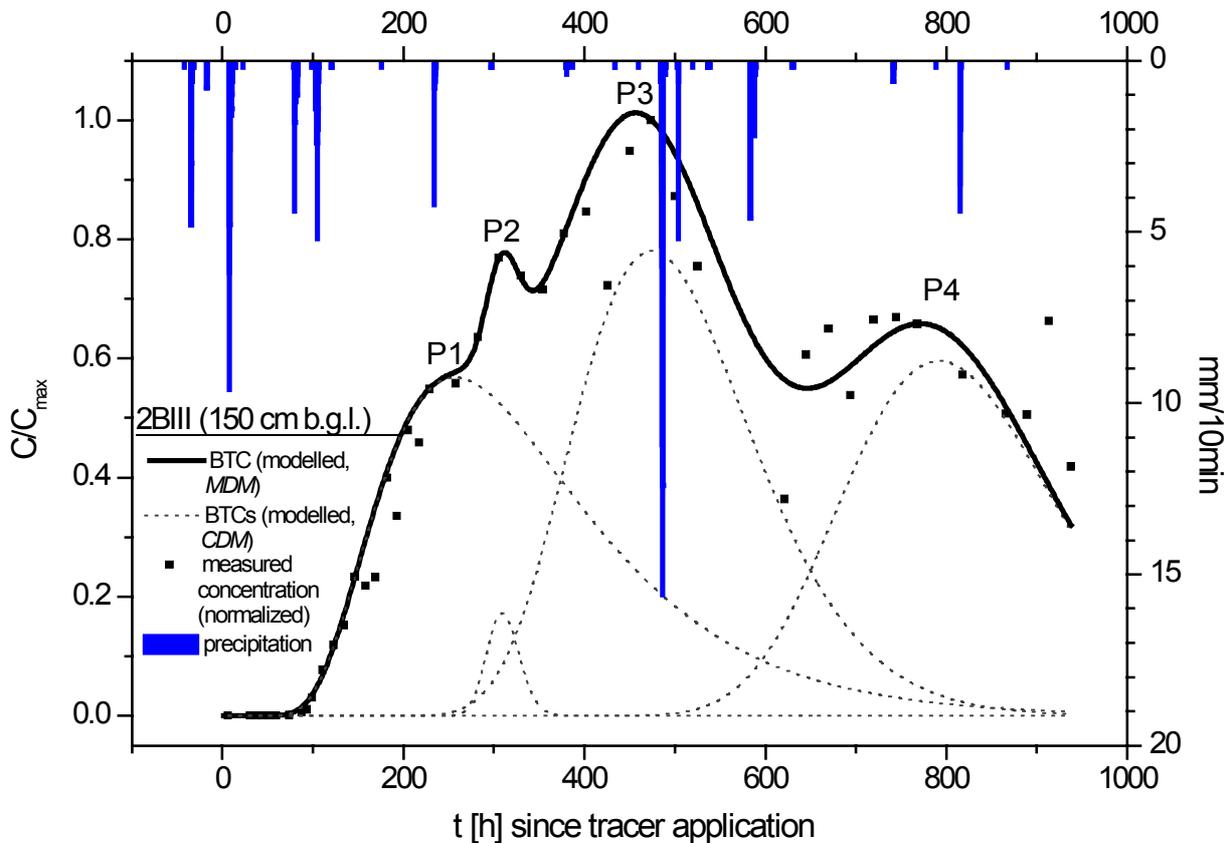
MDM	Peak 1	Peak 2	Peak 3	Peak 4
t_0 [h]	55	135	260	572
v [m/h]	0.018	0.007	0.004	0.002
α_L [m]	0.019	0.040	0.019	0.004

Abb. 7.13: Auswertung der Uranin Durchbruchskurve 1B-II von Versuchsstandort FE01 mit dem Multi-Dispersions Modell (MDM). t_0 : mittlere Verweildauer, v : mittlere Geschwindigkeit, α_L : longitudinale Dispersivität.

Fig. 7.13: Analysis of the uranium breakthrough curve 1B-II from the test site FE01 with the Multi-Dispersion Model (MDM). t_0 : mean residence time; v : mean velocity; α_L : longitudinal dispersivity.

Ähnlich wie im 50 cm Horizont lässt sich im 100 cm Horizont die Durchbruchskurve mit dem Multi-Dispersions-Modell durch eine Anpassung mit vier Peaks beschreiben (Abb. 7.13). Der Hauptpeak (P2) mit dem maximalen Tracerdurchgang und einer mittleren Verweilzeit von 135 h beschreibt den Stofftransport über ein System mittlerer Porengröße. Die dispersive Komponente ist höher als im Hangenden Horizont (s.o.), was auf die größere Homogenität der Korngrößenverteilung zurückzuführen ist (vgl. Kapitel 4) und einen höheren Abstand zur Traceraufgabefläche. Peak 1 (P1) lässt sich wieder durch hauptsächlich advektiven Transport über ein Grobporensystem erklären. Eine mittlere Verweilzeit (t_0) von 55 h korrespondiert hierbei auffällig gut mit P1 im 50 cm Horizont, berücksichtigt man den doppelten Abstand zur Geländeoberfläche. Peak 3 (P3) ist auf das mittel- bis feinporige Fließsystem zurückzuführen, analog zu P4 aus dem hangenden 50 cm Horizont. Eine Überlagerung mit dem Niederschlagsinduzierten P3-Fließsystem aus dem 50 cm Horizont ist aufgrund der Peaklage und der leicht überschätzenden mathematischen Anpassung in diesem Bereich anzunehmen, lässt sich aber aus der Modellierung unmittelbar nicht ableiten. Auch Peak 4 (P4) lässt sich mit dem *MDM* nicht ganz so gut anpassen, wie die übrigen Peaks. Der Grund hierfür ist ein Starkregenereignis mit einer 10-minuten Niederschlagssumme von bis > 16 mm. Im hangenden 50 cm Horizont ist das markierte Bodenwasser zu diesem Zeitpunkt schon zum überwiegenden Anteil durchgegangen, was sich in einer nur andeutungsweisen Konzentrationserhöhung nach diesem Starkregenereignis zeigt. Im Bereich zwischen 50 und 100 cm unter Geländeoberkante ist jedoch noch ausreichend markiertes Bodenwasser vorhanden, das in sogenannten „*dead-end*“ Poren, im Totwasseranteil oder im Haftwasser am Saum größerer Poren reversibel festgelegt ist und erst bei der signifikanten Erhöhung der Wassersättigung durch das beschriebene Starkregenereignis wieder freigesetzt wird (Abb. 7.11).

150 cm Tiefenhorizont



MDM	Peak 1	Peak 2	Peak 3	Peak 4
t_0 [h]	345	310.65	505.91	818.34
v [m/h]	0.004	0.005	0.003	0.002
α_L [m]	0.150	0.003	0.032	0.016

Abb. 7.14: Auswertung der Uranin Durchbruchskurve 2B-III von Versuchsstandort FE01 mit dem Multi-Dispersions Modell (MDM). t_0 : mittlere Verweildauer, v : mittlere Geschwindigkeit, α_L : longitudinale Dispersivität.

Fig. 7.14: Analysis of the uranium breakthrough curve 2B-III from test site FE01 with the Multi-Dispersion Model (MDM). t_0 : mean residence time; v : mean velocity; α_L : longitudinal dispersivity.

Im 150 cm Tiefenhorizont lässt sich die Tracerdurchbruchskurve ebenfalls wieder über vier Peaks mit dem Multi-Dispersions-Modell anpassen (Abb. 7.14). Eine weit stärkere dispersive Komponente ist das Hauptmerkmal der Durchbruchskurve dieses Horizontes und ist im hohen Ton- und Schluffgehalt (vgl. Kapitel 4.1) begründet. Stofftransport über präferentielle Fließwege kann nur für Peak 2 (P2) angenommen werden. Die mittlere Verweilzeit (t_0) für Peak 1 (P1) von 345 Stunden ist um ein vielfaches länger als die mittleren Verweilzeiten der beiden hangenden Untersuchungshorizonte. Der Einzelpeak P1 zeigt ein ausgeprägtes Tailing, das sich mit Peak 2 (P2), Peak 3 (P3) und Peak 4 (P4) überschneidet. P2 setzt gänzlich auf der Tailingflanke von P1 auf, was in der durch die Addition der Durchgangskurven erhaltenen Gesamtkurve (Hüllkurve, WERNER 1998) deutlich zu Ausdruck kommt. Bei P2 tritt die Dispersion stark zurück, so dass advektiver Transport der dominierende Trans-

portprozess ist. Peak 3 (P3) überlagert ebenfalls P1, hier ist die Dispersion jedoch geringer. Ähnlich verhält es sich mit Peak 4 (P4). Die Interpretation durch von einander abgrenzende Fließwege oder Porensysteme innerhalb dieses Beobachtungshorizontes ist schwierig. Am plausibelsten scheint, dass sich das infiltrierende und über verschiedene Porensysteme (Kapitel 7.3.1) vertikal transportierte, markierte Wasser im Hangenden des 150 cm Beobachtungshorizont an einem gering durchlässigen Bodenhorizont staut und ab hier durch ein feinporiges Fließsystem (Feinporen) mit hohem dispersiven Anteil weiter abwärts migriert. Da der Sickerwassertransport bis zu diesem Aquitard über unterschiedliche Porensysteme mit unterschiedlichen Fließzeiten gelangte, ergeben sich überlagernde Durchbruchkurven ähnlichen Charakters.

Bewertung des Markierungsversuches an Standort FE01

Unter den gegebenen Voraussetzungen (Feldkapazität, abwärtsgerichteter hydraulischer Gradient) infiltriert Niederschlag in den ersten 100 cm unter Geländeoberfläche über verschiedene Porensysteme in Zonen erhöhter Wegsamkeiten bis an eine hydraulische Barriere zwischen 100 cm und 150 cm Tiefe. Präferentielle Fließwege wie Wurzel und Grabgänge (Abb. 7.9) ermöglichen eine Überbrückung (*bypass flow*) der Hauptporensysteme und sorgen für eine schnelle Verlagerung von im Wasser gelösten Stoffen in die für das Pflanzenwachstum relevanten Bodenzonen. Der Großteil des infiltrierenden Niederschlagswasser bewegt sich in diesem Bereich allerdings lateral, woraus sich eine bevorzugte Bildung von Zwischenabfluss ergibt oder verbleibt in den oberen Bodenhorizonten der ungesättigten Zone. Im Bereich zwischen 100 cm und 150 cm befindet sich eine gering durchlässige hydraulische Barriere in deren Hangenden sich infiltrierendes Bodenwasser staut. Weitere Abwärtsmigration findet dort nur partiell über Feinporen statt und ist an Zonen erhöhter Wegsamkeiten gebunden.

7.3.2 Versuchsstandort FE02

Für den Markierungsversuch an Versuchsstandort FE02, der sich in einer naturbelassenen Savannenlandschaft ohne anthropogene Nutzung befindet (vgl. Kapitel 2.8.2) wurde ein Multitracercocktail aus Uranin und Sulforhodamin B (vgl. Kapitel 3.5.3) verwendet. Bei der Laboranalyse der an FE02 gewonnenen Wasserproben (vgl. Kapitel 3.5.5) zeigte sich, dass es zu einer unerwarteten Reaktion des Sulforhodamin B gekommen ist. Tracercocktails aus Uranin und Sulforhodamin B werden aufgrund ihrer einfachen Trennung im Fluorometer (Abb. 7.15, vgl. Kapitel 3.5) vielfach bei der Grundwassermarkierung eingesetzt. Eine chronologische Abfolge (Abb. 7.16a-h) der aus den Fluorometermessungen erhaltenen

Synchroscans (Kapitel 3.5.5) zeigt eine Aufspaltung und Verlagerung des charakteristischen Sulforhodamin B Extinktionsmaximums bei 564 nm (Hauptabsorption) in zwei Einzelpeaks. Zusätzlich kommt es zu einer Überlagerung des Uraninpeaks bei 491 nm (Hauptextinktionsmaximum). Die Aufspaltung des Sulforhodamin B Peaks kann nach H. BEHRENS (*freundliche mündliche Mitteilung*) durch organische Zerfallsreaktionen erklärt werden. Dieses Phänomen in Zusammenhang mit einem kombinierten Uranin-Sulforhodamin B Tracerversuch ist in der Literatur, nach Wissen des Autors, bisher nicht bekannt. Es ist daher Gegenstand weiterer Forschung und wurde bereits auf der Fachtagung der *Association of Tracer Hydrology* (ATH) am 20.-21.11.2003 in Neuherberg (<http://www.hydrogeologie.uni-bonn.de/ath/index.html>) vorgestellt und diskutiert.

Von einer Interpretation der Durchbruchkurven des Markierungsversuches an Standort FE02 wird daher vorerst abgesehen. Sie ist Gegenstand einer gesonderten Forschungsarbeit (FASS & REICHERT *in Vorbereitung*).

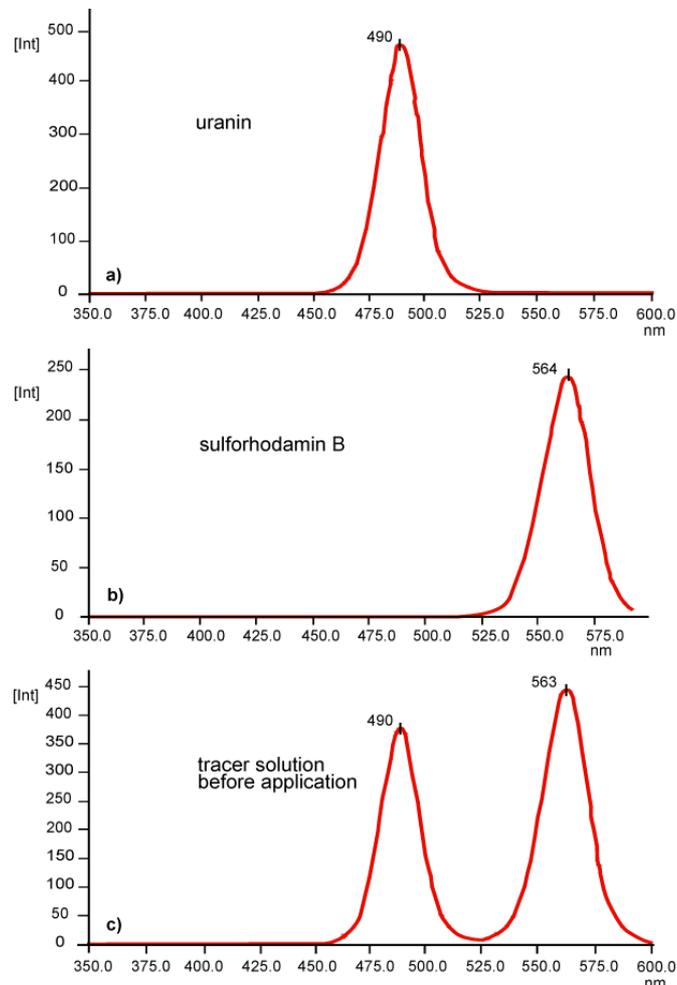


Abb. 7.15: Extinktionskurven von a) Uranin, b) Sulforhodamin B und c) der auf das Versuchsfeld aufgebrauchten Multitracerlösung.

Fig. 7.15: Extinctions curves of a) uranine, b) sulforhodamin B and c) the tracer solution before application.

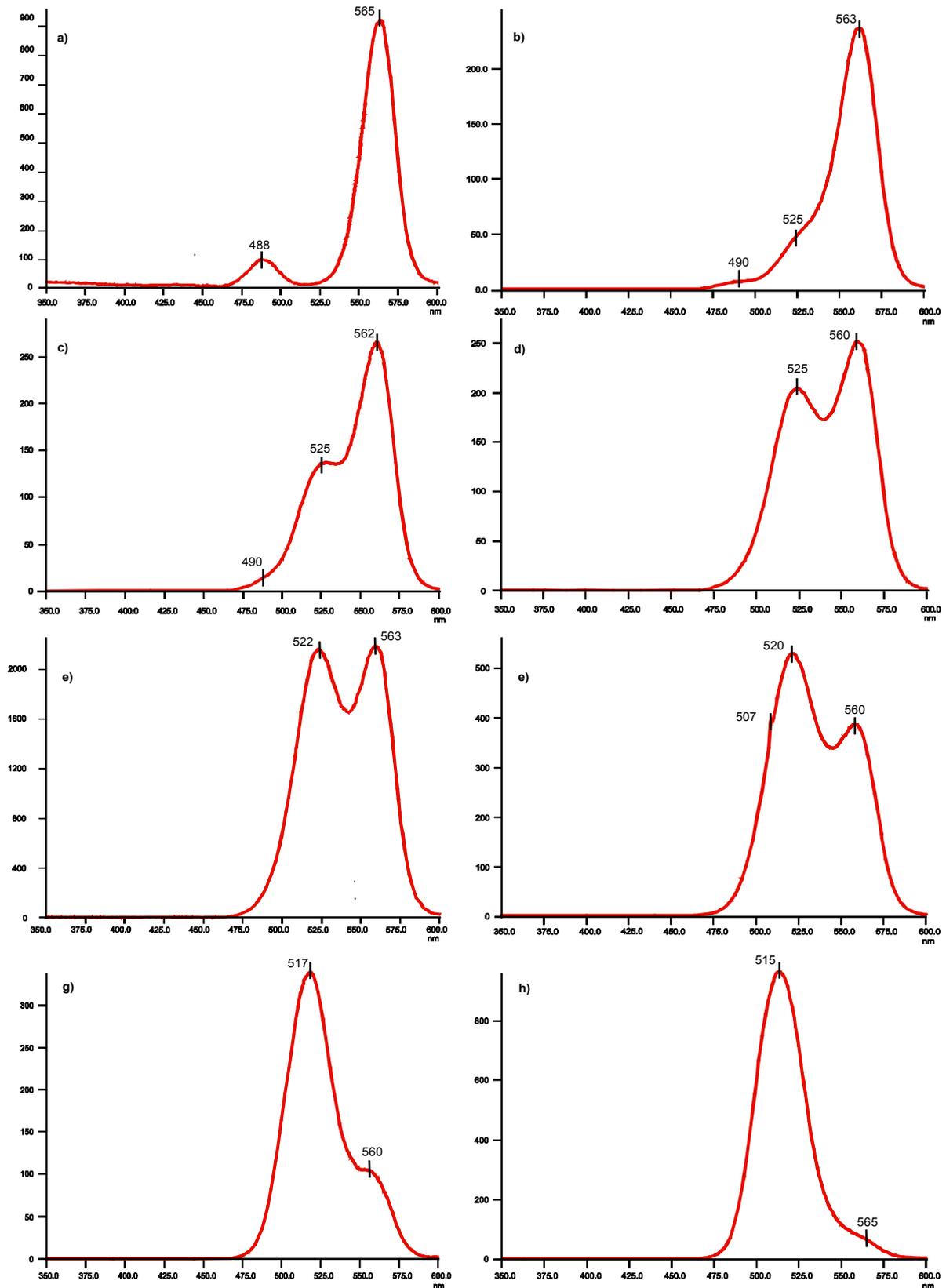


Abb. 7.16: Chronologische Entwicklung (Probenahmedurchgänge vgl. Anhang 15) der Extinktion aus dem Synchroscan für Uranin und Sulforhodamin B an Standort FE02 am Beispiel von Saugkerze 3A-II (vgl. Kapitel 2.8.2), 50 cm uGOK. Probenahmedurchgang: a) 3; b) 10; c) 12; d) 16; e) 17; f) 20; g) 22; h) 29.

Fig. 7.16: Chronological development (sampling turns see Appendix 15) of extinction from synchroscan of Uranin and Sulforhodamin B solution at test site FE02, suction cup 3A-II (see chapter 2.8.2), 50 cm b.g.l.. Sampling turn: a) 3; b) 10; c) 12; d) 16; e) 17; f) 20; g) 22; h) 29.

7.3.3 Versuchsstandort GWB1

An Versuchsstandort GWB1 (Kapitel 2.8.3) wurde durch Erzeugung eines künstlichen Grundwassergradienten (Kapitel 3.5.1) ein Multitracerversuch (Kapitel 3.4.4.3) in der gesättigten Zone durchgeführt. Ziel war es, die Transportparameter in der saprolitischen Verwitterungszone zu bestimmen und präferentielle Fließwege (z.B. Abb. 7.17) zu erfassen. Trotz eines hohen Planungs-, Geräte-, Mess- und Versuchsaufwandes (Kapitel 3.5.4.2) konnte während der 137-stündigen Versuchsdauer kein Tracerdurchbruch beobachtet werden. Daraus muss geschlossen werden, das zumindest für das eng umgrenzte Gebiet um die Versuchsbohrungen (Kapitel 2.8.3) kein horizontaler präferentieller Wassertransport in der gesättigten Zone oberhalb des migmatitischen Grundgebirges stattfindet, bzw. ein solcher auf eng umgrenzte Fließwege begrenzt ist, die mit der gewählten Versuchsanordnung nicht getroffen wurden.



Abb. 7.17: Klüfte und Wegsamkeiten (präferentielle Fließwege) in der ungesättigten saprolitischen Verwitterungszone (Trockenzeit 2002) an der Autopiste zwischen Bassila und Djougou.

Fig. 7.17: Fractures and pathways in the unsaturated saprolite weathering zone (dry season 2002). Road outcrop between Bassila and Djougou.

8 Grundwasserneubildung

8.1 Berechnung der Grundwasserneubildung mit Hilfe der Bodenfeuchte und der klimatologischen Daten

Die für die Berechnung der Grundwasserneubildung aus der Wasserbilanz (Gl. 3.34, vgl. Kapitel 3.7.2 und 3.7.3) erforderlichen Parameter *Niederschlag* (N), *Evapotranspiration* (V), *Abfluss* (A), sowie die *Höhe der Bodenwassersäule* (BWS), werden durch mehrere im Untersuchungsgebiet errichtete Klimastationen (vgl. Kapitel 2, GIERTZ, *in Vorbereitung*, sowie BURKHARDT, *persönliche Mitteilung*), sowie den im Rahmen dieser Arbeit installierten Bodenwassersonden (vgl. Kapitel 2.7, 3.3, 3.7 und 7.2) gewonnen. Für die Bilanzierung wird das Arbeitsgebiet in zwei Teilgebiete (Subcatchments) unterteilt, die dem Einzugsgebiet des *Niaou* und einem Teileinzugsgebiet des *Aguima* entsprechen (Abb. 8.1, vgl. Kapitel 2). Am Zusammenfluss beider Wasserläufe wird mit automatischen Pegelloggern der Gerinneabfluss aus dem jeweiligen Subcatchment gemessen (GIERTZ, *in Vorbereitung*). Da aufgrund der Geländebedingungen das Teilgebiet im Mündungsbereich des *Aguima* (Abb. 8.1, vgl. Kapitel 7.2) messtechnisch nicht zu erfassen war, wurde es im Hinblick auf die Erfassung der Grundwasserneubildung nicht berücksichtigt.

Das Einzugsgebiet des Pegels P3 (Abb. 8.1) ist aufgrund der Vegetation repräsentativ für eine naturbelassene Savannenlandschaft (IMPETUS Teilprojekt A3, vgl. Kapitel 1.2). Für dieses Gebiet wurde von GIERTZ (*in Vorbereitung*) mit dem Model SIMULAT (DIEKKRÜGER 1996) eine Wasserbilanz erstellt, welche die erforderlichen Parameter zur Berechnung der Grundwasserneubildung (Tab. 8.1) liefert. Die potentielle Evapotranspiration (ET_{pot}) wurde hierbei nach PENMAN-MONTEITH, die aktuelle Evaporation nach RITCHIE (1972) und aktuelle Transpiration nach FEDDES (1978) berechnet. Die Änderung des Bodenwasserspeichers wird über die Bodenwassersäule (vgl. Kapitel 3.7.2) ermittelt. Die Grundwasserneubildungsrate GNB kann nach Gl. 3.34 auf ca. 113 mm für das Jahr 2002 abgeschätzt werden.

Grundwasserneubildung findet im Arbeitsgebiet nur in den Monaten statt, in denen sich der Bodenwasserspeicher der oberen Bodenzone (0-90 cm) auffüllen kann, d. h. es zu einer positiven Änderung der Bodenwassersäule ($\Delta BWS > 0$) kommt. Dies sind im wesentlichen die Monate Juli bis September (Tab. 8.1). Auch ist zu berücksichtigen, dass ein Sickerwassertransport nur möglich ist, wenn der hydraulische Gradient $grad\psi_H$ (Gl. 3.35, Kapitel 3.7.4) in den beobachteten Bodenhorizonten abwärts gerichtet ist (vgl. auch Kapitel 3.7.4 und 7.3).

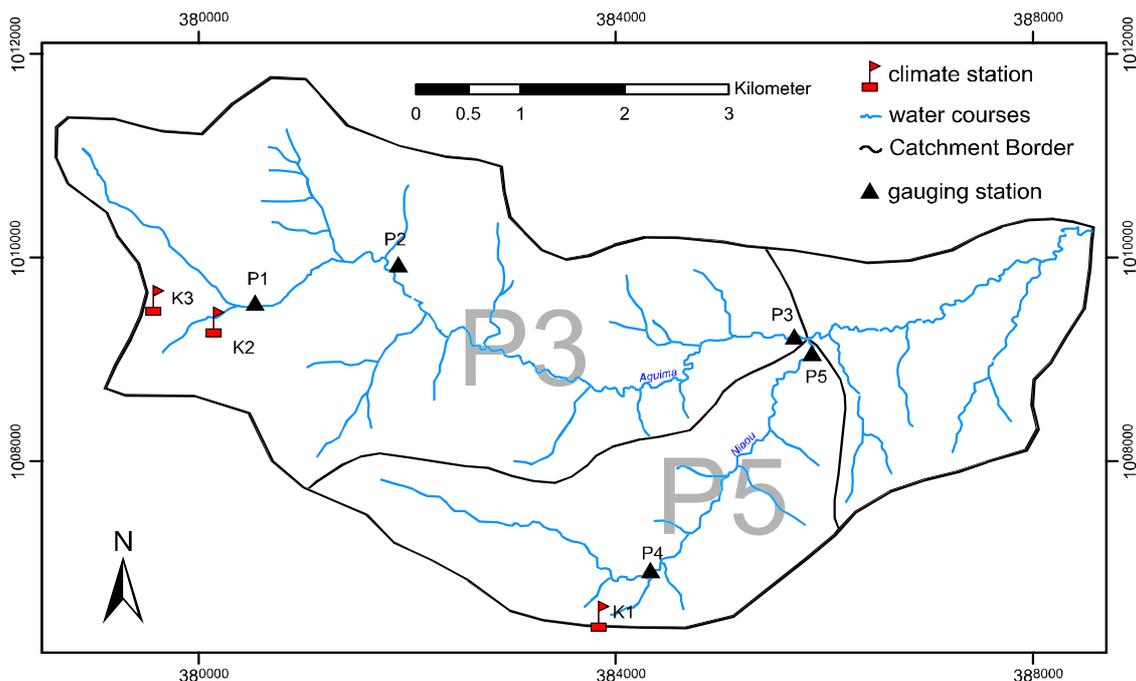


Abb. 8.1: Teileinzugsgebiete AGUIMA (P3) und NIAOU (P5), sowie die für die klimatische Wasserbilanz erforderlichen Messstandorte.

Fig. 8.1: Catchment area parts AGUIMA (P3) and NIAOU (P5) and relevant sites.

Tab. 8.1: Klimatologische Daten zur Berechnung der Grundwasserneubildung aus der Wasserbilanz für das Teileinzugsgebiet P3 (Abb. 8.1). ET_{act}^* = aktuelle Evapotranspiration, A^* = Gerinneabfluss, N^* = Niederschlag (*: Daten nach GIERTZ (in Vorbereitung)); ΔBWS = Änderung der Bodenwassersäule im Bodenbereich von 0-90 cm.

Tab. 8.1: Climatologic data for computing of recharge from the water budget for subcatchment P3. ET_{act}^* = actual Evapotranspiration, A^* = surface discharge; N = precipitation (*: data courtesy from GIERTZ (in preparation)); ΔBWS = change in soil water storage (0-90 cm).

month (2002)	ET_{act}^* [mm]	A^* [mm]	N^* [mm]	ΔBWS [mm]
January	12.2		0	0.0
February	1.1		0	1.0
March	51.5		62.1	0.5
April	98.1	0.04	114.15	7.0
May	59.9		57.6	-3.6
June	106.2		126.3	0.7
July	130.7	0.03	168.3	8.2
August	112.4	24	204.75	19.8
September	120.5	62	309.4	8.1
October	135.6	42	101.1	-9.1
November	38.8	9	1.3	-16.3
December	15	3	0.2	-6.3
total	881.9	140	1145.2	10.1

Aus Tensiometermessungen im Gelände (vgl. Kapitel 2.8) ergeben sich die Zeiträume, an denen an den Versuchstandorten abwärts gerichteter Sickerwassertransport überhaupt stattfinden kann (Abb. 8.3). Betrachtet man den Beobachtungshorizont mit der größten Tiefe (120-140 cm), so ergibt sich, dass für den Versuchsstandort FE01 eine solche Tiefenversickerung im Beobachtungszeitraum maximal bis zum 21.11.2002 möglich ist, bei Standort FE02 bis zum 11.11.2002. In den höherliegenden Beobachtungshorizonten (Abb. 8.3) ist, bedingt durch den geringeren Abstand zur Bodenoberfläche, der $grad\psi_H$ allerdings schon

vorher negativ, so dass aktueller Niederschlag ab diesem Zeitpunkt nicht mehr bis in die tieferen Bodenhorizonte gelangt. Ab welchem Datum in den obersten Bodenhorizonten $\text{grad}\psi_H$ negativ wird, kann aufgrund messtechnischer Schwierigkeiten bei beiden Versuchstandorten (Abb. 8.3) nicht exakt bestimmt werden.

Auch im April 2002 war Grundwasserneubildung möglich, da es hier aufgrund Starkregenereignisse zu einem deutlichen Niederschlagsüberschuss gegenüber der aktuellen Evaporation kam (vgl. Abb. 7.3).

Für das Einzugsgebiet des Abflusspegels P5 (Abb. 8.1) liegen zum Zeitpunkt der Fertigstellung dieser Arbeit noch keine Daten zur aktuellen Evapotranspiration vor. Außerdem reichen die Niederschlagsdaten aufgrund technischer Probleme (*freundliche mündliche Mitteilung* PD Dr. J. Burkhardt) nur bis einschließlich Oktober 2002. Die Q-H Beziehung (*Abflussmenge-Wasserstandshöhe*) des Pegels P5 ist aufgrund von Rückstauwirkungen nur schwer interpretierbar und bedingt eine potentielle Überschätzung des Oberflächenabflusses an Pegel P5 (*freundliche mündliche Mitteilung* Dipl. Geogr. S. Giertz). Da sowohl die aktuelle Evapotranspiration (ET_{akt}), als auch Abflussmenge und Niederschlagshöhe kritische Parameter bei der Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate aus der klimatischen Wasserbilanz sind, wurde vorläufig davon Abstand genommen, diese zu berechnen. Dieses wird jedoch Gegenstand weiterer Arbeiten im IMPETUS Projektverbund sein. Eine Gegenüberstellung von potentieller Evaporation (ET_{pot}) und Niederschlag bis einschließlich Oktober 2002 (Abb. 8.2) lässt jedoch für das Einzugsgebiet des *Niaou* (P5) ähnliche Werte erwarten, wie für das *Aguima* Teileinzugsgebiet (P3, s.o.).

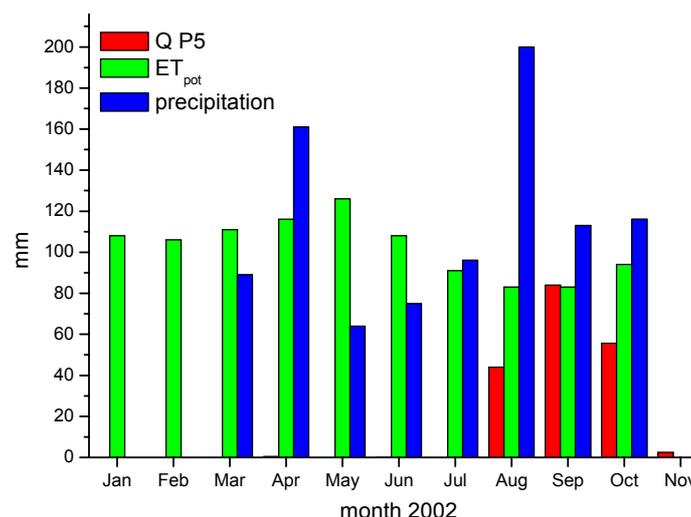


Abb. 8.2: Niederschlag, potentielle Evapotranspiration und Abfluss für das Sub-Einzugsgebiet des *Niaou*. ET_{pot} und Niederschlag: BURKARDT (IMPETUS A2-3), Abfluss (Q): GIERZ (*in Vorbereitung*). Für November 2002 liegen keine Niederschlagsdaten vor. Die Abflusswerte (Q) sind potentiell überschätzt. Erläuterung siehe Text.

Fig. 8.2: *Precipitation, potential Evapotranspiration (Et_{pot}) and discharge of the Niaou subcatchment. ET_{pot} and precipitation data courtesy by BURKHARDT (IMPETUS A2-3), discharge data (Q) courtesy by GIERTZ (in prep.). No precipitation data for November 2002. The discharge (Q) is potentially overestimated (see text).*

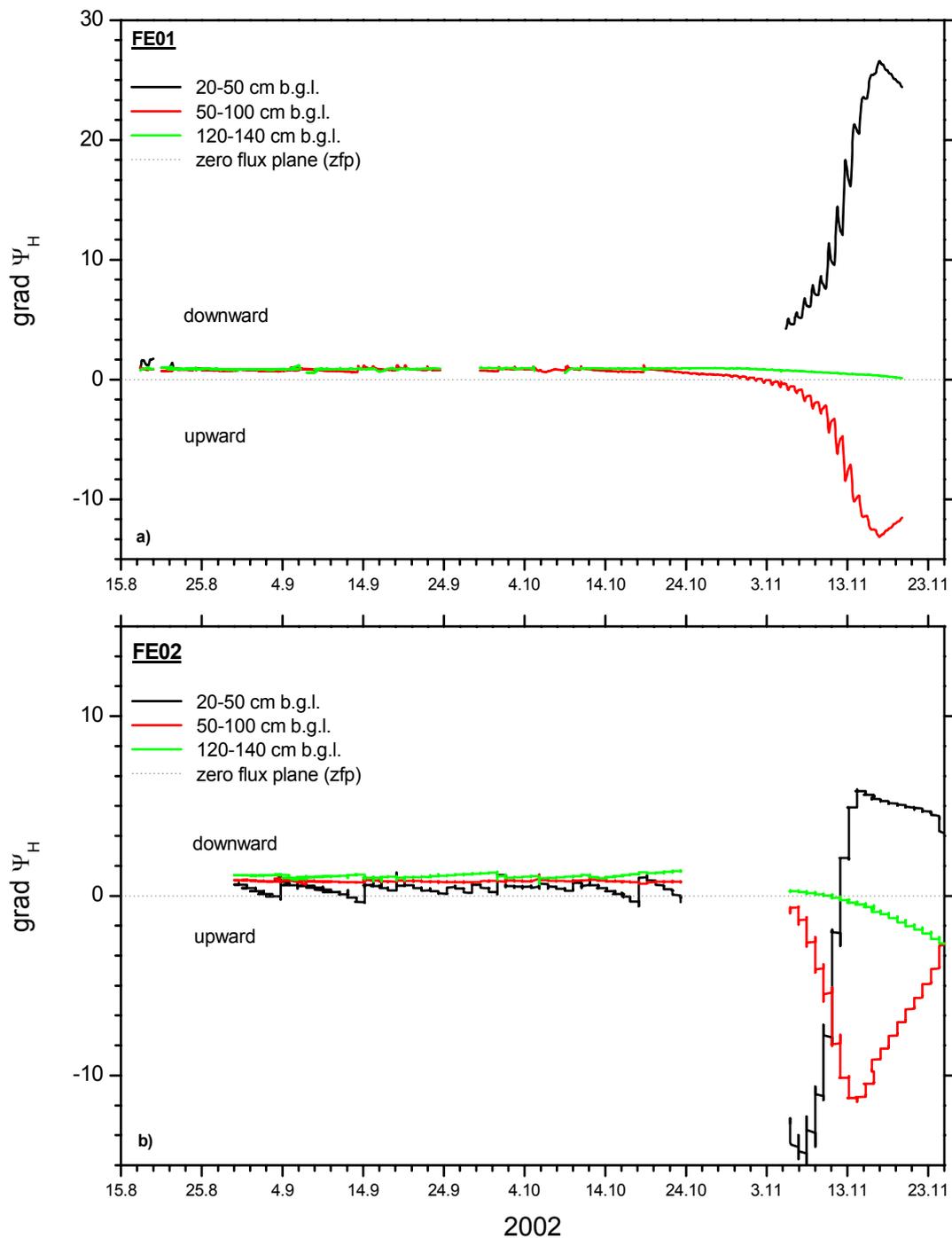


Abb. 8.3: Hydraulischer Gradient $\text{grad } \psi_H$ der Versuchsstandorte FE01 (a) und FE02 (b). Lücken im Kurvenverlauf zeigen einen Messgeräteausfall an. Bei a) ist abwärts gerichteter Sickerwassertransport bis Ende Oktober 2002 möglich. Bei b) kommt es im oberflächennahen Bereich immer wieder zu kurzfristigen Unterbrechungen des abwärts gerichteten Wassertransportes. Im November ist keine Versickerung mehr möglich. Daten nach GIERTZ (in Vorbereitung).

Fig. 8.3: Hydraulic gradient $\text{grad } \psi_H$ at test sites FE01 (a) and FE02 (b). Gaps indicate instrument malfunction. a) downward seepage flow is possible until October 2002; b) in the near-surface region (20-50 cm) short time interruption of downward seepage flow is common. Data courtesy by GIERTZ (in prep.).

9 Hydrogeologische Charakterisierung

9.1 Konzeptionelles hydrogeologisches Modell

Aus in den vorherigen Kapiteln qualitativ und quantitativ beschriebenen Faktoren, die das System „Grundwasser“ im Einzugsgebiet des Aguima charakterisieren, kann ein für das Prozessverständnis wichtiges konzeptionelles hydrogeologisches Modell für das Untersuchungsgebiet abgeleitet werden (Abb. 9.1). Eine Einschätzung des Gefährdungspotenzials des Trinkwasserspeichers kann ebenso gegeben werden, wie eine Quantifizierung der Grundwasserneubildungsrate über die klimatische Wasserbilanz und eine Empfehlung für die effizientere Nutzung der vorhandenen Süßwasservorkommen.

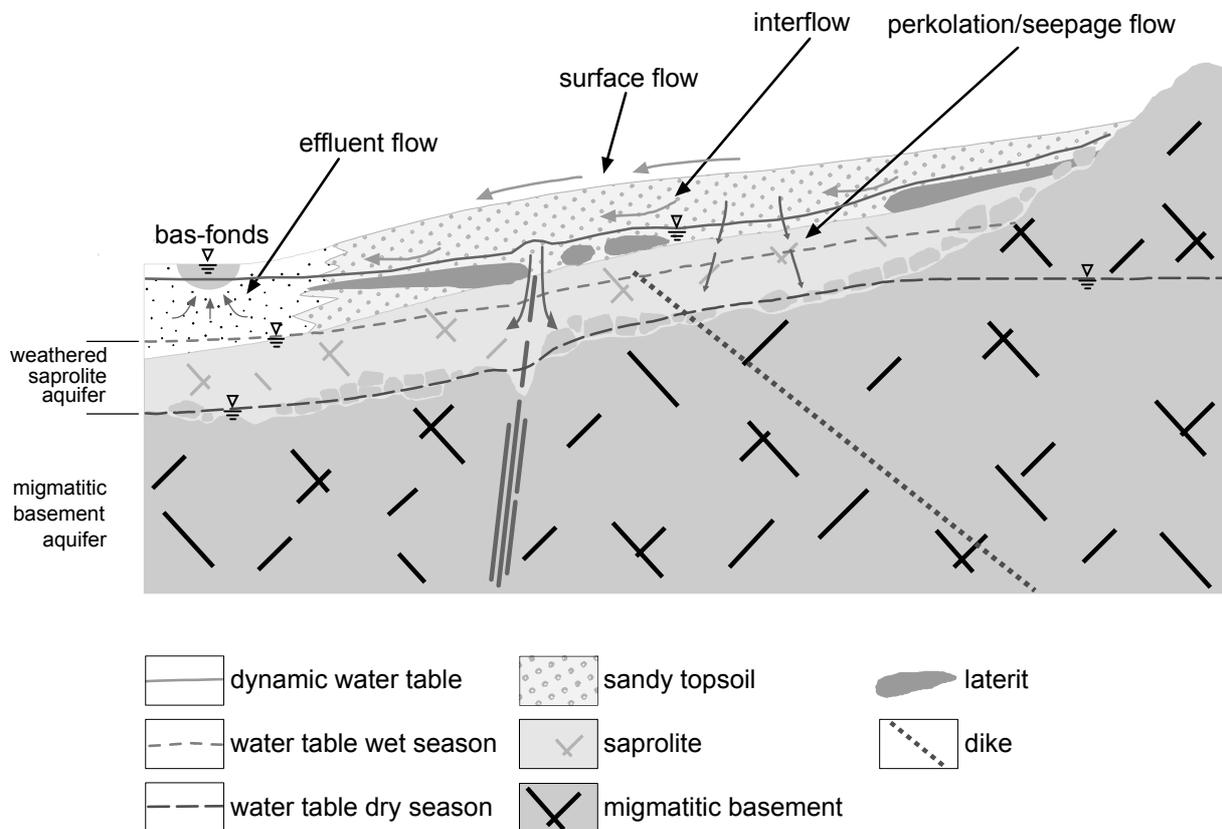


Abb. 9.1: Konzeptionelles hydrogeologisches Modell.

Fig. 9.1: *Conceptual hydrogeological model.*

Der Hauptgrundwasserleiter, ein Kluftaquifer mit einer durchschnittlichen Kluftporosität von 1.5 % und einer durchschnittlichen Aquifermächtigkeit von 40 m (GEOHYDRAULIQUE 1985, REPUBLIQUE DU BENIN 1997, CATCH 1999, DIRECTION DE L'HYDRAULIQUE-IRD-UNB 2000), befindet sich im liegenden, migmatitischen Grundgebirge (Kapitel 2.4). Seine tektonischen Hauptrichtungen (Klüfte und Lineamente) verlaufen NW-SE und NNE-SSW (Kapitel 2.4.1).

Im Hangenden folgt in der saprolitischen Verwitterungszone (Kapitel 2.4.2) ein temporär gesättigter Aquifer, der aufgrund der physikalischen und hydraulischen Eigenschaften der Verwitterungszone die Charakteristika eines Porenaquifers aufweist (Kapitel 4, Kapitel 7). Er wird im Hangenden von einer gering durchlässigen, lateritisch verfestigten Zone begrenzt (Kapitel 3.2.2, Kapitel 7.2), die sich auf die Hydraulik des Aquifers auswirkt und eine Charakterisierung als halb-gespannten, gestützten (leaky) Aquifer bedingt (Kapitel 7.1, Kapitel 7.3). Die Abgrenzung gegen die Atmosphäre stellt die überwiegend sandige, geringmächtige Bodenzone dar, die im Arbeitsgebiet zum Teil landwirtschaftlich genutzt wird, teilweise als naturbelassene Savannenlandschaft existiert.

9.1.1 Basementaquifer

Der migmatitische Kluftgrundwasserleiter (Abb. 9.1) ist im Arbeitsgebiet in zwei Schachtbrunnen aufgeschlossen, die zur lokalen Wasserversorgung genutzt werden (Kapitel 2.7). Es liegen während des gesamten Jahres gesättigte Verhältnisse vor. Das Grundwasser im Kluftaquifer (Basementwasser) ist ein $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg-Ca-Cl}$ -Wasser (Kapitel 5.2.3). Es unterscheidet sich hydrochemisch eindeutig von den übrigen im Arbeitsgebiet vorkommenden Wässern (Saprolitwasser, Oberflächenwasser) (Kapitel 5). Es ist höher mineralisiert und weist deutliche Unterschiede in den Ionenverhältnissen auf (Kapitel 5). Die hydrochemischen Eigenschaften lassen für den Basementaquifer auf lange Verweilzeiten schließen und deuten einen Grundwasserzustrom von außerhalb des *Aguima*-Einzugsgebietes an. Die Isotopensignatur weist ebenfalls auf eine Infiltration außerhalb des Arbeitsgebietes hin (Kapitel 6.3). Dieses ist nach ersten Vergleichen mit meteorologischen Daten (Kapitel 6.1.1) aus dem IMPETUS A1-Projekt, den orografischen und tektonischen Gegebenheiten (Kapitel 2), sowie einer ersten modellhaften Analyse von Grundwassergleichen (vgl. Kapitel 10, Ausblick) in den südöstlichen Ausläufern des nordwestlich gelegenen Atacora-Gebirge zu vermuten. Direkte Zusammenhänge zwischen Basement- und Saprolitwasser sind ebenso wenig nachzuweisen, wie ein nennenswerter Beitrag zum Oberflächenabfluss (Kapitel 5). Direkte Infiltration in den Basementaquifer ist im Arbeitsgebiet maximal über präferentielle Fließwege wie Klüfte und direkte Aufschlüsse an der Oberfläche möglich, kann jedoch vernachlässigt werden. Trotz längerer Verweilzeiten im Aquifer handelt es sich um rezent aus Niederschlag gebildetes Wasser (Kapitel 6.3). Hinweise auf paläo- oder fossile Wässer im Basementaquifer sind nicht vorhanden (Kapitel 6.1.4). Während der Trockenzeit steht durch die Ergiebigkeit des Basementaquifers ausreichend Wasser für die lokale Trinkwasserversorgung zur Verfügung.

Im Hinblick auf die betrachtete, lokale Skala (vgl. Kapitel 1), ist der Basementaquifer für hydrologische Aspekte von untergeordneter Bedeutung. Aus der Perspektive eines nachhal-

tigen Wassermanagements jedoch rückt er insbesondere aus qualitativen Gesichtspunkten in den Vordergrund (Kapitel 9.2, 9.3).

Der Basementaquifer trägt nur untergeordnet (ca. 2%, Kapitel 5.4) zur Speisung der Vorfluter im Arbeitsgebiet bei.

9.1.2 Saprolitaquifer

Der Saprolitaquifer (Abb. 9.1) kann aufgrund seiner physikalischen und hydraulischen Eigenschaften (Kapitel 4, Kapitel 7) als quasi-Porenaquifer bezeichnet werden. Er ist in weiten Teilen nur temporär während der Regenzeit gesättigt. Fortschreitende chemische Verwitterungsprozesse in dieser Zone sorgten in der geologischen Vergangenheit (Kapitel 2.5) für Auswaschungsprozesse (*Leaching*) (Kapitel 5). Der geringe Gehalt an löslichen Mineralen und schnelle Wechsel zwischen Sättigungs- und Trockenphasen im Saprolitaquifer bedingen eine generell geringe Mineralisation der Saprolitwässer (ELF: 217 $\mu\text{S}/\text{cm}$) im Vergleich zum Basementwasser (Kapitel 5). Das Saprolitwasser ist vom $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-Mg}$ -Typ (Kapitel 5.2.3) und hat seinen Ursprung in den aktuellen Niederschlägen (Kapitel 6). Evaporationsprozesse verursachen eine leichte Konzentrationszunahme im Vergleich zum Niederschlagswasser (Kapitel 5). Verwitterungsreaktionen bei der Untergrundpassage finden in bescheidenem Maße statt, wobei die Fällung von Eisen(III)-Oxiden dominiert (Kapitel 5.3). Der Saprolitgrundwasserleiter ist ein halb-gespannter, gestützter (leaky) Aquifer mit einer gering durchlässigen oberen Grenze (lateritisch verfestigte Zone) und einer Transmissivität von $0.7\text{-}2.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ (Kapitel 7.1). Die lateritisch verfestigten Horizonte stellen Aquitarde mit Durchlässigkeitsbeiwerten (k_{fu}) im Bereich von 1×10^{-6} bis $7 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ dar (Kapitel 4.2, Kapitel 7.2). Präferentielle Fließwege (Kapitel 7.3) und das nicht komplett flächendeckende Auftreten der Laterithorizonte (Kapitel 2) erlauben jedoch Wegsamkeiten durch diesen Aquitard hindurch (Kapitel 7.3).

Der temporär gesättigte Saprolitaquifer kann zur Regenzeit im Arbeitsgebiet durch Infiltrations- und Versickerungsprozesse weitestgehend aufgefüllt werden. Die aus der klimatischen Wasserbilanz und der Änderung des Bodenwasserspeichers ermittelte Grundwasserneubildungsrate liegt für das Jahr 2002 bei ca. 113 mm/a. Das neugebildete Grundwasser ist allerdings nicht lange verfügbar, sondern trägt maßgeblich (mit ca. 25%) zur Speisung der Vorfluter im Arbeitsgebiet bei (Kapitel 5.4).

9.1.3 Bodenzone oberhalb des Laterithorizontes

Oberhalb des lateritisch verfestigten Aquitards befindet sich eine sandige Bodenzone (Abb. 9.1, vgl. Kapitel 2, Abb. Abb. 2.9). In dieser finden unterhalb der Wurzelzone neben vertikal

gerichteten Sickerwasserprozessen vorwiegend lateral gerichtete Transportprozesse statt (Kapitel 4, Kapitel 7.3). Während der Regenzeit kommt es hier neben der Ausbildung eines schwebenden Grundwasserspiegel verstärkt zur Bildung von Interflow (Kapitel 7.2, 7.3). Dieser hat einen wesentlichen und nicht zu vernachlässigenden Anteil (ca. 73 %, Kapitel 5.4) an der Speisung der Vorfluter *Aguima* und *Niaou* im Untersuchungsgebiet. Die chemische und isotopische Komposition der Bodenwässer in dieser Zone entspricht weitgehend der des Niederschlages (Kapitel 5, Kapitel 1).

9.2 Anthropogene Kontaminationen

Bei den untersuchten Wässern zeigten die in den Trinkwasserbrunnen beprobten Grundwässer allesamt Spuren von anthropogener Kontamination. Ein Brunnen (BDOG2) wies während eines Großteils der Geländeaufenthalte eine deutlich sichtbare und riechbare Kontamination mit Kohlenwasserstoffen (Ölfilm) auf. Sulfat, Phosphat und Nitrat als Indikatoren für anthropogene Einflüsse wiesen in allen Proben deutlich erhöhte Gehalte auf. Die hohen Sulfatwerte dieser Proben von bis zu 400 mg/l können aufgrund im Arbeitsgebiet häufig anzutreffender Feldspat-Pegmatitgänge allerdings auch geogener Ursache sein (Kapitel 5.3). Bei Nitrat wurde in einigen Fällen (BDOG1, 17.04.2002: 54.4 mg/l, 24.10.2002: 55.8 mg/l) der Grenzwert der deutschen Trinkwasserverordnung (TVO) von 50 mg/l überschritten. Die Wasserprobe eines im Sommer 2002 neu errichteten Trinkwasserbrunnens im Arbeitsgebiet (BDOG3) weist sogar Nitratkonzentrationen von 1683 mg/l auf. Da es sich hierbei allerdings um eine Einzelprobe ohne eine standardisierte Probenahme handelt (vgl. Kapitel 5.3), ist dieser Wert bislang nicht verifiziert.

9.3 Empfehlungen zum Trinkwassermanagement

Die Trinkwasserbrunnen im Arbeitsgebiet und die überwiegende Zahl der Trinkwasserbrunnen in der Region (DIRECTION DE L'HYDRAULIQUE-IRD-UNB 2000) beziehen ihr Wasser aus dem geklüfteten, migmatitischen Basementaquifer. Dies ist eine weitverbreitete Methode der Trinkwassergewinnung in den meisten afrikanischen Ländern mit vergleichbaren klimatischen und hydrogeologischen Bedingungen (HAZELL et al. 1992, CHILTON & FOSTER 1995, TAYLOR & HOWARD 1998). Ein weiterer, bislang oft vernachlässigter Aquifer ist der Saprolitaquifer in der Verwitterungszone des kristallinen Grundgebirges. Obwohl hier eine Wassersättigung ausschließlich während bestimmter Phasen der Regenzeit (August bis Oktober) gegeben ist und die Förderleistung mit ca. 0.2 m³/h vergleichsweise gering ist, sprechen die relativ einfache Zugänglichkeit (Abteufen von Bohrungen im Handverfahren möglich, d. h. auf schweres und somit teures Bohrgerät kann verzichtet werden) und die vergleichsweise gute Wasserqualität (niedriger Salzgehalt) für die Eignung als Trinkwasserreservoir auf lokaler Ebene. Ein hinreichender Schutz vor anthropogenen

Verunreinigungen durch den überlagernden, gering durchlässigen Laterit-Horizont, sowie eine relativ schnelle Aufsättigung während der Regenperioden unterstützen eine Eignung als nützliche, zusätzliche lokale Trinkwasserquelle. Während der Regenzeit ist die Nutzung des Saprolitaquifers als Trinkwasserquelle deutlich einer Entnahme aus den Flüssen und Wasserlöchern vorzuziehen, da diese als oberflächlich zugängliche Wässer für anthropogene Kontaminationen extrem anfällig sind.

Zudem ist Oberflächenabfluss und oberflächennaher Interflow die hauptsächliche Ursache für die nur zeitweise wasserführenden Bäche und Flüsse. Deren Kontaminationspotenzial ist aufgrund der schnellen Reaktion auf Niederschlagsereignisse entsprechend hoch. Ebenso ist die in Westafrika weitflächige Verbreitung von *Schistosomiasis* (Bilharziose), die hauptsächlich über die im Wasser lebenden Larvenstadien von Saugwürmern der Gattung *Schistosoma* übertragen wird, ein weiteres, nicht zu unterschätzendes Gesundheitsrisiko bei der Verwendung von Oberflächenwasser als Trinkwasser.

9.4 Abschlussbetrachtung, offene Fragen

Saprolitaquifer und Lateritzone sind, neben dem Basementaquifer, im Untersuchungsgebiet hydrogeologisch die wichtigsten Elemente. Im Hinblick auf das Projektziel, der Entwicklung eines nachhaltigen Management-Planes und die Etablierung von regionalen *Decision Support Systemen* (vgl. Kapitel 1.2), muss davon ausgegangen werden, dass diese Elemente auch für den gesamten, angestrebten Untersuchungsraum, dem ca. 100 x 100 km großen oberen Einzugsgebiet des Ouémé (HVO – *Haute Vallée de l’Ouémé*, vgl. Kapitel 1) von hydrogeologisch und hydrologisch entscheidender Bedeutung sind. Die Erkenntnisse, die über den hydrogeologischen Status des untersuchten Gebietes in dieser Arbeit auf der lokalen Skala gewonnen wurden, können als Grundlage für hydrogeologische und hydrologische Untersuchungen auf der regionalen Skala verwendet werden, da das Untersuchungsgebiet als repräsentativ für das HVO angesehen wird. Obwohl insbesondere die Bodenfeuchte hohen räumlichen Variationen unterliegt, ist anzunehmen, dass die generelle zeitliche Entwicklung bei vergleichbaren klimatischen und geologischen Bedingungen im HVO-Gebiet nicht wesentlich verschieden ist. Gleiches gilt für die Mechanismen der Grundwasserneubildung.

Offen bleibt noch die Frage nach der Herkunft, dem Infiltrationsgebiet, des Grundwassers im Basementaquifer (s. Kapitel 10). Dies kann nur durch Untersuchungen auf der regionalen Skala geklärt werden. Die hydrochemische Analyse des Basementaquifers beschränkte sich im Arbeitsgebiet auf Proben aus im Betrieb befindlichen Schachtbrunnen. Bestimmte hydrochemische Parameter, wie z.B. Redoxpotenzial und Sauerstoffsättigung unterliegen in diesem Fall größeren Unsicherheiten (vgl. Kapitel 5). Bei einzelnen Parametern musste vor der Interpretation genau geprüft werden, ob deren Konzentration möglicherweise anthropo-

gen beeinflusst sein konnte (vgl. Kapitel 5, sowie 9.3). Andere Parameter sind eindeutig auf anthropogene Beeinflussungen zurückzuführen (vgl. Kapitel 9.2). Grundwasserbeobachtungsbohrungen, die das migmatitische Basement aufschließen, standen im Untersuchungsgebiet nicht zur Verfügung. Daher konnte weder die genaue Mächtigkeit des Basementaquifers, noch dessen exakte hydraulischen Kennwerte ermittelt werden. Hierzu musste auf vorhandene Literaturdaten zurückgegriffen werden.

Bei der Interpretation der Umweltisotope sind diese einschränkenden Faktoren kaum von Bedeutung. Hier sind für eine Verifizierung der aufgestellten Thesen allerdings noch längere Zeitreihen von Analysen aller beschriebenen Wasserarten notwendig. Insbesondere müssen Isotopenanalysen der Niederschläge auf der regionalen und überregionalen Skala durchgeführt werden, um den Einfluss verschiedener Trajektorien (vgl. Kapitel 6.1.1) und unterschiedlicher Niederschlagsarten (Starkregenereignisse, lokale Gewitter, *Squall Lines*, etc.) auf die Isotopenzusammensetzung der Niederschlagswässer zu quantifizieren. Auch sollte die Isotopenzusammensetzung von Oberflächenwässern vor, während und nach dem Durchgang von Abflussspitzen nach Niederschlagsereignissen untersucht werden, um den Beitrag der verschiedenen Aquifere zum Gerinneabfluss zu verifizieren. Zusätzliche Tritiumanalysen der Grund- und Niederschlagswässer können weiteren Aufschluss über die Alter der Grundwässer geben und damit auf regionale Verweilzeiten und Neubildungsraten schließen lassen.

Bei der Errichtung des Bodenfeuchtemessnetzwerkes wurde der Schwerpunkt entsprechend der Zielsetzung auf eine repräsentative Abdeckung des gesamten Untersuchungsgebietes gelegt. Die Auswahl der Messorte richtete sich dabei hauptsächlich nach Lage, Vegetation und Zugänglichkeit. Da die Bodenfeuchtemessung mittels einer mobilen TDR-Sonde erfolgte, musste sich die Anzahl der eingerichteten Messstellen daran orientieren, wie viele Messstellen zeitnah, innerhalb eines Tages, erreichbar und auslesbar waren. Um eine geostatistisch sinnvolle Interpolation der Bodenfeuchte zu erhalten, musste in dem zu untersuchenden Gebiet eine ausreichende Anzahl Messstellen in genügend dichter Verteilung vorhanden sein (vgl. z. B. SCHAFMEISTER 1999). Andererseits durfte zwischen der Erhebung der Daten an den einzelnen Messstellen keine allzu große Zeitdifferenz bestehen, da die Entwicklung der Bodenfeuchte zeitabhängig ist und eine räumliche Interpolation nur zeitnah zu einem sinnvollen Ergebnis führt.

Die gewählte Messpunktanordnung ist demnach ein Kompromiss zwischen einer aus geostatistischen Zwecken notwendigen, möglichst hohen Anzahl von repräsentativ verteilten Messstellen und einer zeitnahen Messwerterhebung. Die so erhaltenen und ausgewerteten Bodenfeuchtedaten sind im Hinblick auf das Untersuchungsziel unter den gegebenen Voraussetzungen hinreichend und schlüssig interpretierbar. Im Bereich des Einzugsgebiets-Auslasses konnten jedoch, aus Gründen der Zugänglichkeit, keine Bodenfeuchtedaten

erhoben werden. Für die Berechnung der Bodenwasserhaushaltes für das gesamte *Aguima*-Einzugsgebiet wäre dies jedoch wünschenswert gewesen, da dieses Gebiet durch *bas fonds* (vgl. Kapitel 2.5) und Staunässeböden geprägt ist und sicherlich einen nicht unbedeutenden Beitrag zur lokalen Grundwasserneubildung leistet.

Die Tracerversuche in der ungesättigten Bodenzone sind ein wichtiges Instrument für die Quantifizierung des *preferential flow*. Um den gesamten Sickerwasserfluss in der ungesättigten Zone quantifizieren zu können, wäre allerdings die Durchführung von Langzeitversuchen (> 1 Jahr) unter kontrollierten Bedingungen wünschenswert, wie auch die quantitative Erfassung des Sickerwasserabflusses beispielsweise mittels Lysimetern oder permanenten Unterdruckanlagen.

Die Berechnung der Grundwasserneubildung aus der klimatischen Wasserbilanz ist abschätzenden Charakters. Auf die Quantifizierung der Sickerwasserbewegung durch die Tracerversuche wurde verzichtet, da eine seriöse Berechnung des Rückerhaltes nicht durchführbar war. Aufgrund des Versuchsaufbaues sind die aus den Saugkerzen gewonnen Bodenwasserproben nicht repräsentativ für die Höhe des Sickerwasserabflusses der Versuchsfläche. Unter qualitativen Gesichtspunkten stellen die präferentiellen Fließwege jedoch die bedeutendste Komponente während der Sickerwasserbewegung dar.

Im lokalen Untersuchungsgebiet, dem *Aguima*-Einzugsgebiet, wurden im Projektverbund auch von den Disziplinen *Hydrologie* und *Bodenkunde* detaillierte Studien über die Hydrosphäre durchgeführt (GIERTZ, *in Vorbereitung*, JUNGE, *in Vorbereitung*). Bei der im IMPETUS-Projekt folgenden Phase der Regionalisierung sollten die Erkenntnisse dieser Forschungsarbeiten unbedingt gemeinsam betrachtet werden, da die hydrologischen, bodenkundlichen und hydrogeologischen Prozesse nur im Kontext verstanden und nachhaltig interpretiert werden können.

10 Ausblick

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen der ersten Projektphase des IMPETUS-Westafrika Projektes erstellt (vgl. Kapitel 1). Ziele dieser Projektphase waren zum einen, den ‚Status Quo‘ des hydrogeologischen Systems zu ermitteln, zum anderen durch intensive Studien auf der lokalen Ebene Prozessverständnis zu erlangen. Dieses Prozessverständnis wird benötigt, um in den folgenden Projektphasen den Übergang der Forschungen auf regionale Skalen (Regionalisierung) zu ermöglichen. Die auf der in der nächsten Projektphase betrachteten regionalen Skala stattfindenden Prozesse sind nur mit diesem, bereits gewonnenen Prozessverständnis zufriedenstellend interpretierbar und verifizierbar. Einige Prozesse, wie die Herkunft, der Ort und die Quantität der Neubildung des Grundwassers im Basementaquifer sind nur auf der regionalen Skala zu klären. Ein erster Schritt in diese Richtung wurde schon mit der Betrachtung der Isotopenzusammensetzung der Grundwässer außerhalb des *Aguima*-Einzugsgebietes gemacht (Kapitel 2.7.2, 6.1, 6.2). In diesem Zusammenhang wurden bereits allgemeine Parameter wie elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert und Wassertemperatur (Kapitel 5), sowie der Flurabstand des Grundwassers während Trocken- und Regenzeit 2002 bestimmt. Aus den Flurabstandsdaten lässt sich bereits eine grobe Bestimmung der Grundwasserfließrichtung ableiten, die in Abb. 10.1 für Trocken- und Regenzeit dargestellt ist.

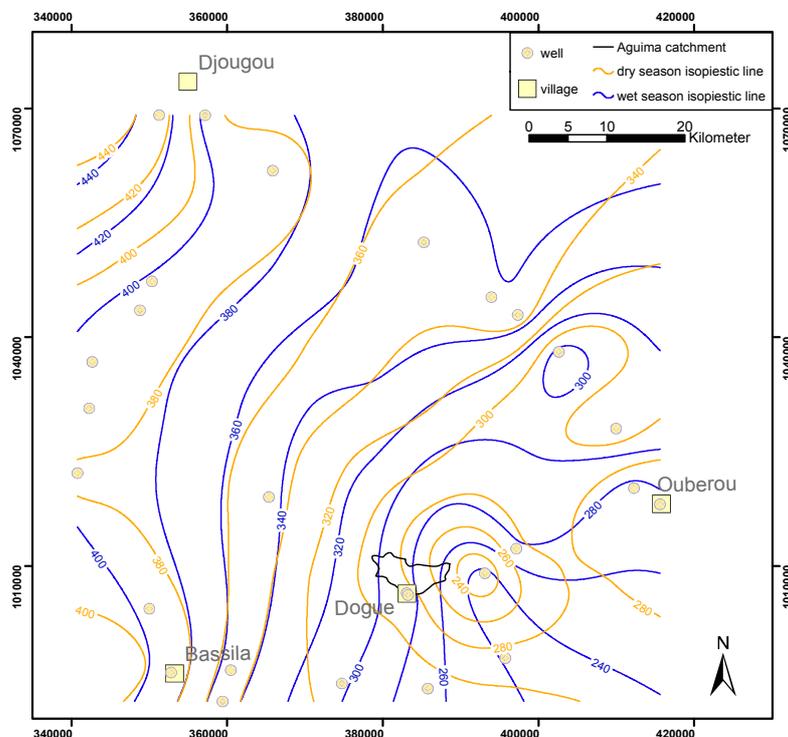


Abb. 10.1: Regionale Grundwassergleichkarte, basierend auf Stichtagsmessungen des Grundwasserflurabstandes in lokalen Trinkwasserbrunnen.

Fig. 10.1: Regional isopiestic line map, based on test date measurements of depth-to-water table in local fresh water wells.

Hierbei ist jedoch zu beachten, dass es sich um Stichtagsmessungen handelt und nur Brunnen beprobt werden konnten, die der aktuellen Trinkwasserversorgung der örtlichen Bevölkerung dienen. Die gemessenen Flurabstände in diesen Brunnen müssen also noch mit den Tagesgang der Wasserentnahme korrigiert werden. Eine solche Korrektur ist jedoch nur durch die Kombination von automatischen Wasserstandsaufzeichnungen und Pumpversuchen zur Bestimmung der Entnahmemenge zufriedenstellend möglich. Die Erfassung dieser Daten ist Bestandteil der folgenden Projektphase, die im Jahr 2003 bereits angelaufen ist. Trotz allem scheint sich die auf der Isotopenzusammensetzung, der hydrochemischen Analyse, der meteorologischen Daten und der strukturgeologischen Gegebenheiten basierende Vermutung eines Hauptgrundwasserneubildungsgebietes im NW des Arbeitsgebietes (SE-Ausläufer des Atacora-Gebirges, vgl. Kapitel 2, 5, 6, und 8) zu bestätigen. Ein regionales Grundwassermodell, das ebenfalls in der bereits angelaufenen zweiten Projektphase erstellt werden soll, wird über diesen Aspekt genauer Auskunft geben.

Unabhängig vom IMPETUS Projekt werden die Prozesse, die zu einer Peakaufspaltung beim Multitracerversuch in der ungesättigten Bodenzone der naturbelassenen Savannenlandschaft an Versuchsstandort FE02 führten (Kapitel 7.3.2) im Rahmen eines neuen Forschungsantrags detailliert untersucht.

11 Literatur

- ACRES, B. D., BLAIR-RAINS, A., KING, R., LAWTON, R. M., MITCHELL, A. J. & RACKHAM, L. J. (1985): African dambos; their distribution, characteristics and use.- *Zeitschr. f. Geomorph.*, Suppl., 52, 63-86,
- ADAM, K. S. & BOKO, M. (1993): *Le Bénin*.- 95 S., Cotonou (Les Éditions du Flamboyant/EDICEF).
- AFFATON, P., AGUIRRE, L. & MÉNOT, R.-P. (1997): Thermal and geodynamic setting of the Buem volcanic rocks near Tielé, Northwest Bénin, West Africa.- *Precambrian Research*, 82, 191-209,
- AFFATON, P., KRÖNER, A. & SEDDOH, K. F. (2000): Pan-African granulite formation in the Kabye Massif of northern Togo (West Africa): Pb-Pb zircon ages.- *Int. Journ. Earth Sci.*, 88, S. 778-790,
- AFFATON, P., RAHAMAN, M. A., TROMPETTE, R. & SOUHY, J. (1991): The Dahomeyide Orogen: Tectonothermal Evolution and Relationships with the Volta Basin.- In: DALLMEYER, R.D.; LÉCORCHÉ, J.P. (Eds.) (1991): *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*.- 405 S., 196 Fig., Berlin, Heidelberg, New-York (Springer).
- AFFATON, P., SOUGY, J. & TROMPETTE, R. (1980): The tectono-stratigraphic relationships between the upper Precambrian and lower palaeozoic Volta Basin and the Pan-African Dahomeyide orogenic Belt (West Africa).- *Am. J. Sci.*, 288, 224-248.
- APPELO, C. A. J. & POSTMA, D. (1999): *Geochemistry, Groundwater and Pollution*.- 536 S., Rotterdam (Balkema).
- ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROGEOLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT (1977): *Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate*.- *Geol. Jb.*, C19, S. 3-98, 30 Abb., 9 Tab., Hannover.
- ATTOH, K., DALLMEYER, R. D. & AFFATON, P. (1997): Chronology of nappe assembly in the Pan-African Dahomeyide orogen, West Africa: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages.- *Precambrian Res.*, 82, 153-171, Elsevier, Amsterdam.
- BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W. & WEIBER, R. (1994): *Multivariate Analysemethoden. Eine Anwendungsorientierte Einführung*.- 7. vollst. überarb. u. erw. Aufl.; 594 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
- BAKALOWICZ, M. (1994): *Water geochemistry: Water Quality and Dynamics*.- In: GIBERT, J. & DANIELOPOL, D. L. (Eds.): *Groundwater Ecology*.-
- BAUER, F. (2004): *Transportvorgänge in der ungesättigten Bodenzone (IMPETUS-Testfeld Aguima, Benin, Westafrika)*.- 107 S., Dipl. Arb. Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn [unveröff.].
- BEHNE, W. (1953): *Untersuchungen zur Geochemie des Chlor und Brom*.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 3 (4), 186-214.
- BEHRENS, H. (1971): *Untersuchungen zum quantitativen Nachweis von Fluoreszenzfarbstoffen bei Ihrer Anwendung als hydrologische Markierungsstoffe*.- *Geologica Bavaria*, 64, 120-131.
- BEHRENS, H. (1982): *Verfahren zum qualitativen und quantitativen Nachweis von nebeneinander vorliegenden Fluoreszenztracern*.- *Beitr. Geologie Schweiz - Hydrol.*, 28(I), 39-50, Bern.
- BEHRENS, H. (1988): *Quantitative Bestimmung von Uranin, Eosin und Pyranin in Gemischen mittels Fluoreszenzmessung bei definierten pH-Werten*.- *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, 39, 117-129, Graz.

- BEHRENS, H. (1994): Fluoreszenztracer, Eigenschaften und Anwendbarkeit.- In: DVWK (Hrsg.): Markierung von Grundwasser und oberirdischen Gewässern - Planung, Durchführung und Auswertung. 22-44, Bonn.
- BEYER, W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilung.- Wasserwirtschaft - Wassertechnik (WWT), 165-169, Berlin-Ost.
- BIALAS, Z. & KLECZKOWSKI, A. S. (1970): Über den praktischen Gebrauch von einigen empirischen Formeln zur Bestimmung des Durchlässigkeitskoeffizienten k.- (in poln. Sprache). *Archiwum Hydrotechniki*, 17.3. (1979), 405-417, mit russischer (S. 416) und englischer (S. 417) Zusammenfassung (Warschau).
- BMBF (2002): http://www.bmbf.de/media/press/pm_20020901-173.pdf
- BOHLEBER, A. (1992): Quantifizierung von Bodenwasserbewegungen unter kombiniertem Einsatz von Neutronen- und Gamma-Gamma-Sonde.- *Schr. Angew. Geol. Karlsruhe*, 18, 174 S., Karlsruhe.
- BREMER, H. (1995): Boden und Relief in den Tropen: Grundvorstellungen und Datenbank.- Relief, Boden, Paläoklima, 11, Berlin (Gebrüder Bornträger).
- BRIGGS, L. J. & MCCALL, A. G. (1904): An artificial root for inducing movement of soil moisture.- *Science*, 20, 566-569.
- BROOKS, R. H. & COREY, A. T. (1966): Properties of porous media affecting fluid flow.- *Proceedings, American Society of Civil Engineers, Irrigation and Drainage Division* 92, no. IR2, 61-87.
- BRUHN, N. (1990): Substratgenese-Rumpfflächendynamik, Bodenbildung und Tiefenverwitterung in saprolitisch zersetzten granitischen Gneisen aus Südindien. *Kieler Geogr. Schriften*, 74, Kiel.
- CABY, R. (1987): The Pan-African Belts Of West Africa From The Sahara Desert To The Gulf Of Benin.- In: *The Anatomy Of Mountain Ranges* (Edited by SCHAER, J.-P. & RODGERS, J.), S. 129-170, New Jersey (Princeton University Press).
- CARSEL, F. F. & PARRISH, R. S. (1988): Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics.- *Wat. Res. Research*, 24 (5), 755-769.
- CATCH, DIRECTION DE L'HYDRAULIQUE & INSTITUT DE RECHERCHE POUR LE DEVELOPPEMENT (1999): *Projet CATCH/Bénin : Présentation du site de l'Observatoire Hydrométéorologique de la Haute Vallée de l'Ouémé*.- Cotonou.
- CÉRON, J. C., PULIDO-BOSCH & A. & BAKALOWICZ, M. (1999): Application of Principal Components Analysis to the study of CO₂-rich thermomineral waters in the aquifer system of Alto Guadalentín (Spain).- *Hydr. Sci. J.*, 44, 929-942, 1999.
- CHILTON, J. P. & FOSTER, S. D. (1995): Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa.- *Hydrological Journal*, 3, 1, S. 36-49.
- CLARK, I. & FRITZ, P. (1997): *Environmental Isotopes in Hydrogeology*.- 328 S., Lewis Publishers, Boca Raton - New York.
- COOK, P. G. & HERCZEG, A. L. (Eds.) (2000): *Environmental tracers in subsurface hydrology*.- 529 S., Boston-Dordrecht-London (Kluwer).
- CRAIG, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters.- *Science*, 133, 1702-1703.
- DALLMEYER, R. D. & LECORCHE, J. P. (Eds.) (1991): *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*.- 405 S., 196 Fig., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag).
- DALTON, F. N. & VAN GENUCHTEN, M. TH. (1986): The TDR method for measuring soil water content and salinity.- *Geoderma*, 38, 237-250.

- DANSGAARD, W. (1964): Stable isotopes in precipitation.- *Tellus*, 5, 461-469.
- DARLING, W. G., EDMUNDS, W. M., KINNIBURGH, D. G. & KOTOUB, S. (1986): Sources of recharge to the Basal Nubian Sandstone Aquifer, Butana Region, Sudan.- In: *Isotope Techniques in Water Resources Development*. 205-224. Vienna (IAEA).
- DAVIS, J. C. (1986): *Statistics and data analysis in Geology*.- 2nd Edn., New York (Wiley).
- DAVIS, S.N. (1964): Silicia in streams and ground water.- *Amer. J. Sci.*, 262, 870-891.
- DE VRIES, J. J. & SIMMERS, I. (2002): Groundwater recharge: an overview of processes and challenges.- *Hydrogeol. J.*, 10 (1), 5-19.
- DESSARGUES, A. (Ed.) (2000): *Tracers and Modelling in Hydrogeology*.- IAHS, Publ. No. 262, 571 S.
- DIEKKRÜGER, B. (1996): SIMULAT - Ein Modellsystem zur Berechnung der Wasser und Stoffdynamik landwirtschaftlich genutzter Standorte. In: RICHTER, O., SÖNDGERATH, D. & DIEKKRÜGER, B. (Hrsg.): *Sonderforschungsbereich 179. Wasser- und Stoffdynamik in Agrarökosystemen. Abschlußbericht Band 1. Landschaftsökologie und Umweltforschung 24*. S. 30 - 47.
- DIEKKRÜGER, B., BORMANN, H., FASS, T., GIERTZ, S., JUNGE, B., REICHERT, B. & SKOWRONEK, A. (2002): Soil water dynamics, surface runoff, groundwater recharge and soil degradation on local to regional scale.- In: GSF - FORSCHUNGSZENTRUM FÜR UMWELT UND GESUNDHEIT GMBH, PROJEKTTRÄGER DES BMBF FÜR UMWELT- UND KLIMAFORSCHUNG (Hrsg.): *GLOWA Statusreport 2002*.- pp. 72-75.
- DILLON, P. & SIMMERS, I. (Eds.) (1998): *Shallow Groundwater Systems*.- 232 S., Rotterdam (Balkema).
- DIN 18130, TEIL 1 (1989): *Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwertes, Laborversuche*.- 7 S., Deutsches Institut für Normung, e. V., Berlin (Beuth).
- DIN 18196 (1970): *Bodenklassifikation für Bautechnische Zwecke und Methoden zum Erkennen von Bodengruppen*.- 7 S., Deutsches Institut für Normung, e. V., Berlin (Beuth).
- DIN 38402 TEIL 13 (): *Probenahme aus Grundwasserleitern*.- Deutsches Institut für Normung, e. V., Berlin (Beuth).
- DIN 4049-3 (1994): *Hydrogeologie, Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrogeologie*.- 78 S., Deutsches Institut für Normung, e. V., Berlin (Beuth).
- DIRECTION DE L'HYDRAULIQUE, INSTITUT DE RECHERCHE POUR LE DEVELOPPEMENT, UNIVERSITE NATIONALE DU BENIN (2000): *OHOVO - Observatoire Hydro-Météorologique de la Haute Vallée de l'Ouémé*.
- DVWK DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e.V. (1992): *Anwendung hydrogeochemischer Modelle*.- Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 100, 344 S., Hamburg-Berlin (Parey).
- DVWK DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e.V. (1992): *Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben*.- DVWK Fachausschuss "Grundwasserchemie", 42 S., Bonn.
- DVWK DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e.V. (1999): *Methoden für die Beschreibung der Grundwasserbeschaffenheit*.- Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau 125, 113 S., 2 Anh., Bonn.
- DVWK DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e.V. (1990): *Gewinnung von Bodenwasserproben mit Hilfe der Saugkerzen-Methode - DK 628.112.1 Wassergewinnung - DK 556.322.2 Bodenwasser Merkblätter des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau*, 217, 12 S., Hamburg-Berlin (Parey).

- EDMUNDS, W. M., FELLMAN, E., GONI, I. B. & PRUDHOMME, C. (2002): Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria.- *Hydrogeol. J.*, 10 (1), 205-215.
- EL-HADJ TIDJANI, M., AFFATON, P., LOUIS, P. & SOCOHOU, A. (1997): Gravity characteristics of the Pan-African Orogen in Ghana, Togo and Benin (West Africa).- *J. Afr. Earth Sci.*, 24, 3, 241-258.
- FAO (2003): www.fao.org/ag/agl/aglw/aquastat/main/index.stm.-
- FAURE, P. & VOLKOFF, B. (1998): Some factors affecting regional differentiation of the soils in the Republic of Benin (West Africa).- *Catena*, 32, S. 281-306.
- FEDDES, R. A. & ZARADNY, H. (1978): Model for simulating soil-water content considering evapotranspiration; discussion.- *J. Hydrol.*, Vol. 37 (3-4), pp. 393-397.
- FETTER, C. W. (1999): *Contaminant hydrogeology*.- 500 S., New Jersey (Prentice Hall).
- FETTER, C. W. (2001): *Applied hydrogeology*.- 598 S., 4th Ed., New Jersey (Prentice Hall).
- FLINT, A.L., FLINT, L.E., HEVESI, J.A., D'AGNESE, F., FAUNT, C. (2000): Estimating of regional Recharge and Travel Time Through the Unsaturated Zone in Arid Climates.- In: *Dynamics of Fluids in Fractured Rock*, Geophys. Monograph 122, S. 115-128, American Geophys. Union.
- FÖLSTER, H. (1969): Slope Development in SW-Nigeria During Late Pleistocene and Holocene.- *Beiträge zur Geomorphologie der wechselfeuchten Tropen*, Göttinger Bodenkundliche Berichte, 10, 3-56.
- FÖLSTER, H. (1983): *Bodenkunde - Westafrika (Nigeria, Kamerun)*.- Afrika-Kartenwerk, Beiheft W4. Berlin.
- FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. (1979): *Groundwater*.- 604 S., New Jersey (Prentice-Hall).
- FRITZ, P. & FONTES, J. C. (Eds.) (1980): *Handbook of environmental isotope geochemistry*, Vol. 1-3.- Amsterdam (Elsevier).
- FROELICH, K., GIBSON, J. J. & AGGARWAL, P. (2002): Deuterium Excess in Precipitation and its climatological significance.- submitted to *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* on 22.07.2002.
- GAT, J. R. (1980): The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation.- In: Fritz, P. & Fontes, J.-Ch. (Eds.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 1, *The Terrestrial Environment*, A.- 21-48, Amsterdam (Elsevier).
- GAT, J. R. & GONFIANTINI, R. (Eds.) (1981): *Stable Isotope Hydrology, Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*.- Techn. Rep. Ser. No. 210, 337 p., Vienna (IAEA).
- GERMANN, P. (1972): Eine Methode zur Gewinnung von kapillar gebundenem Bodenwasser.- *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 16, 146-155.
- GERMANN, P. F. (1990): Macropores and hydrologic hillslope processes.- In: ANDERSON, M. G. & BURT, T. P. (Eds.): *Process studies in hillslope hydrology*.- 327-363, Chichester (John Wiley and Sons).
- GIERTZ, S. (2004): *Analyse der hydrologischen Prozesse in den sub-humiden Tropen Westafrikas unter besonderer Berücksichtigung der Landnutzung am Beispiel des Aguima-Einzugsgebiets in Benin [vorläufiger Arbeitstitel]*.- Dissertation Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn [in Vorbereitung].
- GILLBRICHT, C. A. (1996): *Durchführung und Auswertung von Pumpversuchen - Anmerkungen für die Praxis*.- 60 S., Hamburg (Sörensen).
- GLÄSSNER, W., MEYER, D. E. & WOHNICH, S. (1995): *Handbuch für die Umweltsanierung - Hydro- und ingenieurgeologische Methoden bei der Boden- und Grundwassersanierung im Altlastenbereich*.- Sonderdruck; Berlin (Ernst & Sohn Verlag für Architektur

und technische Wissenschaften).

- GONFIANTINI, R. (1986): Environmental isotopes in lake studies.- In: FRITZ, P. & FONTES, J.-CH. (Eds.): Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 2, The Terrestrial Environment., B.- 113-168, Amsterdam (Elsevier).
- GOUDIE, A. S. (1996): The geomorphology of the seasonal tropics.- In: ADAMS, W. M., GOUDIE, A. S. & ORME, A. R. (Eds.): The physical geography of Africa. 148-160, Oxford (Oxford University Press).
- GRANT, N. K. (1969): The Late Precambrian to Early Palaeozoic Pan-African Orogeny in Ghana, Togo, Dahomey, and Nigeria.- Geol. Soc. Am. Bull., 80, 45-56, 5 Fig.
- GRIMBERG, A. (2003): Hydrogeochemische Charakterisierung der einzelnen Grundwasserstockwerke in der Niederrheinischen Bucht (entlang eines NE-SW Profils).- 91 S., Dipl. Arb. Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn [unveröff.].
- GROSSMANN, J. & UDLUFT, P. (1991): The extraction of soil water by the suction-cup method; a review.- Journal of Soil Science, 42 (1), 83-93.
- GRUNERT, J., MUND, J.-P. & CHRIST, T. (2000): Bas-Fonds, Dambos und Inland-Valleys - Vergleich und Systematisierung unterschiedlicher Definitionen von Talböden des tropischen Afrikas.- Freiburger Geogr. Hefte, 60, 29-46 (Festschrift R. Mäckel).
- GSF - FORSCHUNGSZENTRUM FÜR UMWELT UND GESUNDHEIT GMBH, PROJEKTTRÄGER DES BMBF FÜR UMWELT- UND KLIMAFORSCHUNG (Hrsg.) (2002): GLOWA Statusreport 2002.- 127 S., München
- GÜLER, C., THYNE, G. D., MCCRAY, J. E. & TURNER, A. K. (2002): Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data.- Hydrogeology Journal, 10, 455-474.
- HANTUSH, M. S. & JACOB, C. E. (1955): Non -steady radial flow in an infinite leaky aquifer.- Am. Geophys. Union Trans., 36, 95-100.
- HARTGE, K. H. & HORN, R. (1999): Einführung in die Bodenphysik.- 3. Aufl., überarb., 304 S., Stuttgart (ENKE).
- HAZELL, J. R. T., CRATCHLEY, C.R. & JONES, C. R. C. (1992): The hydrogeology of crystalline aquifers in northern Nigeria and geophysical techniques used in their exploration.- In: WRIGHT, E.P. (Ed.): The Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa.- Geol. Soc. Spec. Pup., 66, 155-182.
- HAZEN, A. (1893): Some physical properties of sand and gravels with special reference to their use in filtration.- Ann. Rep. Mass. State Bd. Health, 24, 541-556, Boston.
- HENDRICKX, J. & WALKER, G. (1997): Recharge from precipitation.- In: SIMMERS, I. (Ed.): Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas.- International Association of Hydrogeologists, 19, 19-111, Rotterdam (Balkeema).
- HOEKSTRA, P. & DELANEY, A. (1974): Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies.- J. Geophys. Res., 79, 1699-1708.
- HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie - Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie.- 441 S., 5. Aufl., Enke, Stuttgart.
- HÖTZL, H. (1973): Die Hydrologie und Hydrochemie des Einzugsgebietes der obersten Donau.- Steir. Beitr. Hydrogeol., 25, 5-102, Graz.
- HÖTZL, H. (1982): Statistische Methoden zur Auswertung hydrochemischer Daten.- DVWK-Schriften, 54, 1-69, Hamburg (Parey).
- HÖTZL, H. & WERNER, A. (1992): Tracer Hydrology, Proc. 6th Symp. On Water Tracing 21-26 Sept. 1992, Karlsruhe.- 464 p., Rotterdam (Balkema).

- IAEA-UNESCO (INTERNATIONAL HYDROLOGICAL PROGRAMME) (2000a): Environmental isotopes in the hydrological cycle - Principles and applications. Volume II: Atmospheric water.- IHP-V, Technical Documents in Hydrology, No. 39, Vol. II, Unesco, Paris.
- IAEA-UNESCO (INTERNATIONAL HYDROLOGICAL PROGRAMME) (2000b): Environmental isotopes in the hydrological cycle - Principles and applications. Volume IV: Groundwater - Saturated and unsaturated zone.- IHP-V, Technical Documents in Hydrology, No. 39, Vol. IV, Unesco, Paris.
- IAEA-UNESCO (INTERNATIONAL HYDROLOGICAL PROGRAMME) (2001): Environmental isotopes in the hydrological cycle - Principles and applications. Volume III: Surface Water.- IHP-V, Technical Documents in Hydrology, No. 39, Vol. III, Unesco, Paris.
- IMPETUS (2001): Integratives Management-Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika: Fallstudien für ausgewählte Flusseinzugsgebiete in unterschiedlichen Klimazonen.- Erster Zwischenbericht. [Unveröff. Projekt Bericht].
- IMPETUS (2002): Integratives Management-Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika: Fallstudien für ausgewählte Flusseinzugsgebiete in unterschiedlichen Klimazonen.- Zweiter Zwischenbericht. [Unveröff. Projekt Bericht].
- IMPETUS (2003): Integratives Management-Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika: Fallstudien für ausgewählte Flusseinzugsgebiete in unterschiedlichen Klimazonen.- Dritter Zwischenbericht. [Unveröff. Projekt Bericht].
- INGRAHAM, N. L. & TAYLOR, B. E. (1986): Hydrogen isotope study of large-scale meteoric water transport in Northern California and Nevada.- *J. Hydrology*, 15, 85 (1-2), 183-197.
- INGRAHAM, N. L. & TAYLOR, B. E. (1991): Light stable isotope systematics of large-scale hydrologic regimes in California and Nevada.- *Water Resources Research*, 27 (1), 77-90.
- ISSS WORKING GROUP RB (1998a) (1998): World reference base for soil resources. Introduction.- Deckers, J.A. , et al. (ed.). ISSS/ISRIC/FAO. Acco, Leuven, Belgium.
- ISSS WORKING GROUP RB (1998b) (1998): World reference base for soil resources.- Atlas, BRIDGES, E.M. et al. (ed.), ISSS/ISRIC/FAO. Acco, Leuven, Belgium.
- JENTSCH, G. (1992): Bilanzierung des Stoff- und Schadstoffeintrages in das Grundwasser unter besonderer Berücksichtigung der ungesättigten Zone "Böckinger Wiesen" (Baden-Württemberg).- *Schr. Angew. Geol. Karlsruhe*, 17, 254 S., Karlsruhe.
- JUNGE, B. (2004): Die Böden im oberen Ouémé-Einzugsgebiet (Benin/Westafrika) - Pedogenese, Klassifikation, Nutzung und Degradierung [vorläufiger Arbeitstitel].- Dissertation Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn [in Vorbereitung].
- KÄSS, W. (1998): Tracing Technique in Geohydrology.- 581 S., Rotterdam (Balkema).
- KÄSS, W. (1992): Geohydrologische Markierungstechnik.- In: MATTHESS, G. (Ed.): *Lehrbuch der Hydrogeologie*, 9, 519 S. 234 Abb., 30 Tab., 4 Taf., Berlin-Stuttgart (Gebrüder Bornträger).
- KENDALL, C. & McDONNELL, J. J. (1998): *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*.- 839 S., Amsterdam (Elsevier).
- KONERT, M., VANDENBERGHE, J. (1997): Comparisons of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction.- *Sedimentology*, 44, S. 523-535.

- KRANJC, A. (Ed.) (1997): Tracer Hydrology 97.- Proceedings of the 7th international Symposium on water tracing, Portoroz, Slovenia, 26-31 May 1997, 450 S., Rotterdam (Balkeema).
- KREFT, A. & ZUBER, A. (1978): On the physical meaning of the dispersion equation and its solution for different initial and boundary conditions.- Chem. Eng. Sci., 33, 1471-1480.
- KRUSEMAN, G. P. & DE RIDDER, N. A. (1990): Analysis and evaluation of pumping test data.- International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI), 47, 375 S., Wageningen.
- LEIBUNDGUT, CH. & WERNLI, H. R. (1988): Naphthionate - Another fluorescent dye.- Proc. 5th Int. Symp. Underground water Tracing (SUWT) Athen 1986, 167-177. Athens (IGME).
- LEIBUNDGUT, CH. (Ed.) (1995): Tracer Technologies for Hydrological Systems.- IAHS, Publ. No. 229, 319 S.
- LENDI, A. & ZUBER, A. (1970): Tracer dispersion in groundwater experiments.- Proc. Isotope Hydrol., 619-641, Vienna (IAEA).
- LES CLASSIQUES AFRICAINS (1999): Le relief du Bénin.- Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Abomey-Calavi.
- MALOSZEWSKI, P. & WERNER, A. (1992): Mathematical Modelling of Tracer Transport.- In: ASSOCIATION OF TRACER HYDROLOGY (ATH) (Ed.): Transport Phenomena in Different Aquifers (Investigations 1987-1992), Steir. Beitr. Z. Hydrogeologie, 43, 3-283, 1992.
- MALOSZEWSKI, P. & ZUBER, A. (1984): Interpretation of artificial and environmental tracers in fissured rocks with a porous matrix.- In: Isotope Hydrology, 1983, 635-651, Vienna (IAEA).
- MATTHEß, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers.- 499 S., 3. überarb. Aufl., 139 Abb., 116 Tab., Gebr. Bornträger, Berlin-Stuttgart.
- MCFARLANE, M. J. (1992): Groundwater movement and water chemistry associated with weathering profiles of the African surface in parts of Malawi.- In: WRIGHT, E.P. & BURGESS, W.G. (Eds.) (1992) : "The Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa.-", Geol. Soc. Spec. Pap., 66, 264. S, London.
- MENG, S. X., & MAYNARD, J. B. (2001): Use of statistical analysis to formulate conceptual models of geochemical behaviour: water chemical data from Botucatu aquifer in Sao Paulo State, Brazil.- J. Hydrol., 250, 78-97.
- MERLIVAT, L. & JOUZEL, J. (1979): Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation.- J. Geophys. Res., 84, 5029-5033.
- MONTHEITH, J. L. (1965): Evaporation and environment.- In: FOGY, G. T. (Ed.): Sympos. The state and movement of water in living organism.- 205-234, Cambridge (University Press).
- MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie.- In: Matthes, G. (ed.): Lehrbuch der Hydrogeologie, 8, 400 S., Berlin-Stuttgart (Gebrüder Bornträger).
- OFFICE BENINOIS DES MINES (1984): Notice Explicative de la Carte Géologique à 1 \ 200 000: Feuille Djougou-Parakou-Nikki.- 39.S., République Populaire du Benin, Ministre des Finances et de l'Économie.
- OFFICE BENINOIS DES MINES (1989): Notice Explicative de la Carte Géologique à 1\200.000, Feuilles Pira - Saé.- 77 S., République Populaire du Benin, Ministre des Finances et de l'Économie.

- O'NEIL, J. R. (1986): Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation.- In: VALLEY, J. W., TAYLOR, H. P. & O'NEIL, J. R. (Eds.): Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes.- Reviews in Mineralogy, 16, 1-40.
- ORTHMANN, B. (2004): Biodiversität im Aguija Arbeitsgebiet [vorläufiger Arbeitstitel].- Dissertation Universität Rostock. [in Vorbereitung].
- OTTO, R. (1992): Ein verfahren zur Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate unter Berücksichtigung ihrer örtlichen Verteilung.- Z. dt. geol. Ges., 143, 411-420.
- PARKHURST, D. L. & APPELLO, C. A. J. (1999): User's guide to PHREEQC (Version 2) -- a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations.- US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259: pp 312.
- PEMAN, H. L. (1956): Estimating evaporation.- Trans. Amer. Geophys. Union, 37, 43-46.
- POPESCU, B. M. (1995): Benin / Benin.- In: KULKE, H. (Ed.): Regional Petroleum Geology of the World, Part II: Africa, America, Australia and Antarctica.- Beitr. Regional. Geol. d. Erde, 22, 137-142, Stuttgart (Bornträger).
- REICHERT, B. (1991): Anwendung natürlicher u. künstlicher Tracer zur Abschätzung des Gefahrenpotentials bei der Wassergewinnung durch Uferfiltration.- Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, 13, 226 S., Karlsruhe.
- RENGER, M. & STREBEL, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften.- Wasser und Boden, 32 (8), S. 362-366.
- REPUBLIQUE DU BENIN, MINISTRE DU PLAN, MINISTRE DES MINES, PROJET DE PRE-INVESTISSEMENT (P.P.I), ASSOCIATION INTERNATIONALE POUR LE DEVELOPPEMENT (A.I.D.) (1997): Etude de la strategie nationale de gestion des ressources en eau du Benin. Volet A - Etudes specifiques. Rapport R2: Potentialites des aquiferes discontinus des formations du socle.- 52 S., 2. Annex., 2 Cards.
- ROHDENBURG, H. (1969): Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus Westafrika, besonders aus dem Schichtstufenland Südost-Nigerias.- Beiträge zur Geomorphologie der wechselfeuchten Tropen, Göttinger Bodenkundliche Berichte, 10, 57-152.
- ROST, A. (1978): Messung dielektrischer Stoffeigenschaften.- 206 S., Wiesbaden (Vieweg).
- ROUSSEL, J. & LESQUER, A. (1991): Geophysics and the Crustal Structure of West Africa.- In: DALLMEYER, R. D. & LÉCORCHÉ, J. P. (1991): "The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives".- 405 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- ROZANSKI, K., ARAGUÁS, L. & GONFIANTINI, R. (1993): Isotopic patterns in modern global precipitation.- In: SWART, P. K., LOHMANN, K. C., MCKENZIE, J. & SAVIN, S. (Eds): Climate Change in Continental Isotopic Records. American Geophysical Union, Geophysical Monograph No. 78, 1-36, Washington, D.C.
- SACHS, L. (1999): Angewandte Statistik - Anwendung statistischer Methoden.- 9. Aufl., 851 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- SCANLON, B. R. & COOK, P. G. (2002): Theme issue on groundwater recharge.- Hydrogeol. J., 10 (1), 3-4.
- SCANLON, B. R., HEALY, R. W. & COOK, P. G. (2002): Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge.- Hydrogeol. J., 10 (1), 18-39.
- SCHAFMEISTER, M.-TH. (1999): Geostatistik für die hydrogeologische Praxis.- 172 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHNABEL, P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde.- 15. Aufl., neubearb., erweitert 593 S., Heidelberg, Berlin (Spektrum Akademischer Verlag).

- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHNABEL, P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde.- 13. Aufl., 491 S., Stuttgart.
- SCHOLTEN, T. (1997): Genese und Erosionsanfälligkeit von Boden-Saprolit-Komplexen aus Kristallingesteinen in Swaziland.- *Boden und Landschaft*, 15, 195 S., 40 Abb., 30 Tab., 6 Karten, Giessen.
- SIMMERS, I. (1997): Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas.- *International Association of Hydrogeologists*, 19, 277 S., Rotterdam (Balkeema).
- SOPHOCLEOUS, M. (2002): Interactions between groundwater and surface water: the state of science.- *Hydrogeol. J.*, 10 (1), 52-67.
- STACHEDER, M. (1996): Die Time Domain Reflectometry in der Geotechnik.- *Schr. Angew. Geol.*, 40, I-XV 1-170, 170 S., Karlsruhe.
- STOLT, M. H. & BAKER, J. C. (1994): Strategies for studying saprolite and saprolite genesis.- In: CREMEENS, D. L., BROWN, R. B. & HUDDLESTON, J. H. (Eds.): *Whole Regolith Pedology*, Soil Science Society of America (SSSA) Spec. Pub., 34, 1-19.
- STONE, D. B., MOOMAW, C. L. & DAVIS, A. (2001): Estimating Recharge Distribution by Incorporating Runoff from Mountainous Areas in an Alluvial Basin in the Great Basin Region of the Southwestern United States.- *Ground Water*, 39, 6, S. 807-818.
- STUMM, W. & MORGAN, J.J. (1970): *Aquatic Chemistry*.- 583 S., New York (John Wiley & Sons).
- TAYLOR, R. G. & HOWARD, K. W. F. (1998): The dynamics of groundwater flow in the regolith of Uganda.- In: DILLON, P. & SIMMERS, I. (Eds.): *Shallow Groundwater Systems*, 232 S., Balkema, Rotterdam.
- TINDALL, J. A. & KUNKEL, J. R. (1999): *Unsaturated Zone Hydrology for Scientists and Engineers*.- 624 S., New Jersey (Prentice Hall).
- TOPP, G. C., DAVIS, J. L. & ANNAN, A. P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines.- *Water Resour. Res.*, 16, 574-582.
- UHLENBROOK, S. & LEIBUNDGUT, CH. (1997): Investigation of preferential flow in the unsaturated zone using artificial tracers.- In: KRANJIC (Ed.): *Tracer Hydrology 97*, 450 S., Balkema, 1997.
- UNEP (2002): *Global Environment Outlook 3 (GEO-3)*.- 416 S., UNEP.
- UREY, H. C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances.- *Journal of Chemical Society*, 1947, 562-581.
- VAN GENUCHTEN, M. TH. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils.- *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898.
- VILLENEUVE, M. & CORNÉE, J. J. (1994): Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic.- *Precambrian Res.*, 69, 307-326, Elsevier, Amsterdam.
- VOIGT, H.-J. (1990): *Hydrogeochemie*.- 310 S., Springer, Berlin - Heidelberg - New York.
- VÖLKEL, J. (1999): Charakterisierung saprolitischer Verwitterung im südwestlichen Moldanubikum durch röntgendiffraktometrische Untersuchungen.- *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, 5-6, 289-304, Stuttgart.
- WERNER, A. (1998): TRACI - An example for mathematical tracing-interpretation-model.- In: Käss, W. (1998): *Tracing Technique in Geohydrology*.- 377-381.
- WERNER, A. (1998): Hydraulische Charakterisierung von Karstsystemen mit künstlichen Tracern.- *Schr. Angew. Geol. Karlsruhe*, 51, 169 S., Karlsruhe.

- WERNLI, H. R. (1986): Naphthionat - ein neuer Fluoreszenztracer zur Wassermarkierung.- DGM, 30 (1), 16-19, Koblenz.
- WORKING PARTY ON STABILIZATION FROM THE HYDROCHEMISTRY TEAM OF THE GERMAN CHEMISTS ASSOCIATION (1981): Preservation of water samples.- Water Research, 15, S. 233-241.
- WRIGHT, E. P. (1992): The hydrogeology of crystalline basements in Africa.- In: WRIGHT, E.P. & BURGESS, W.G. (Eds.): The Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa.- Geol. Soc. Spec. Pap., 66, 264. S, London.
- WRIGHT, E. P. & BURGESS, W. G. (Eds.) (1992): The Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa.- Geol. Soc. Spec. Pap., 66, 264. S, London.