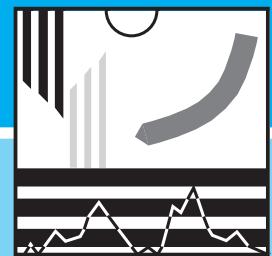


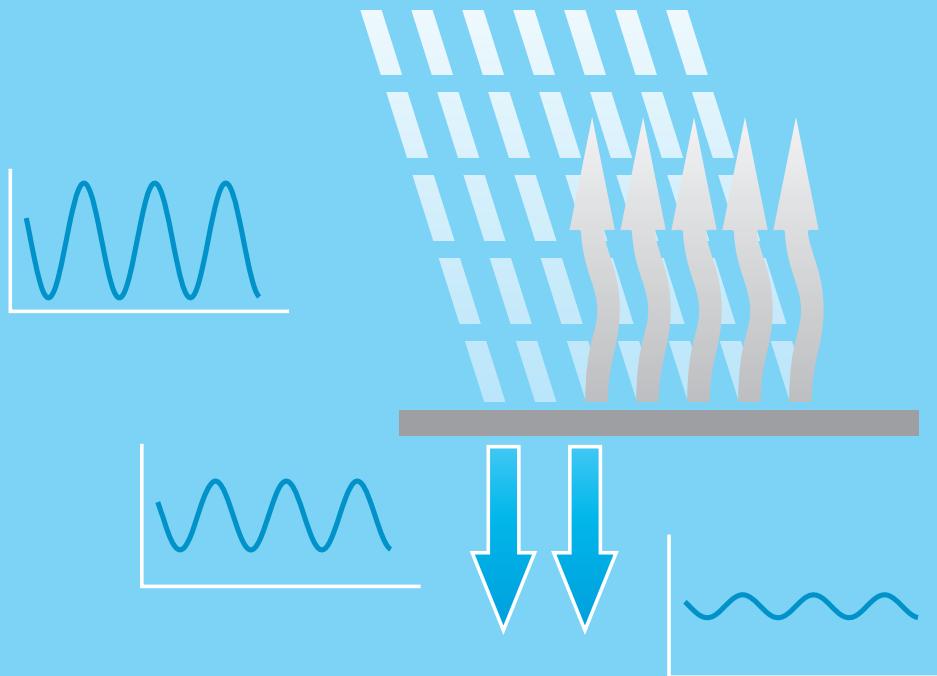
# FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE



Band 16

Paul Königer

## Tracerhydrologische Ansätze zur Bestimmung der Grundwasserneubildung



Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br.

Paul Königer

**Tracerhydrologische Ansätze zur Bestimmung der Grundwasser-  
neubildung**

Unterstützt durch / Supported by:

Förderverein Hydrologie an der Albert-Ludwigs-Universität  
Freiburg im Breisgau

FREIBURGER SCHriften ZUR HYDROLOGIE

---

Band 16

Paul Königer

**Tracerhydrologische Ansätze zur  
Bestimmung der Grundwasserneubildung**

2003

Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.

## **Freiburger Schriften zur Hydrologie**

Herausgegeben von / Edited by:

Prof. Dr. Christian Leibundgut

Prof. Dr. Siegfried Demuth

Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.

Schriftleitung / Editorial office:

Ingeborg Vonderstraß

© Copyright: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br., 2003

Verlag und Vertrieb / Published and saled by:

Institut für Hydrologie

Universität Freiburg i. Br.

im Selbstverlag

Anschrift / Address: Fahnenbergplatz, D-79098 Freiburg i. Br.

Germany

ISSN 0945-1609

## Vorwort

Die Entwicklung und der Einsatz von Tracermethoden ist ein langjähriger Forschungs- und Arbeitsschwerpunkt des Institutes für Hydrologie der Universität Freiburg. Deshalb ist es besonders erfreulich, dass nun – nach den Bänden FSH 7 und FSH 8 – wiederum ein Beitrag in der Reihe FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE erscheint, der sich schwerpunktmäßig mit dem Einsatz von Tracern in der Wasserforschung befasst. Anders als in den früheren Beiträgen wird hier insbesondere die Anwendung in der ungesättigten Zone untersucht.

Tracermethoden sind ein Werkzeug in der Hydrologie und deshalb naturgemäß ein Instrument zur Bearbeitung und Lösung konkreter wissenschaftlicher und praktischer Fragestellungen. Ziel dieser Forschungsarbeit war die Ausweisung der Grundwasserneubildung im ehemaligen Auenwald des südlichen Oberrheins westlich von Hartheim. Ausgehend von einer bestehenden Hypothese, dass dort die Grundwasserneubildung gleich Null sei, wurden Tracerverfahren zur Überprüfung eingesetzt. Neben natürlichen Tracern wurde Deuterium als künstlicher isotopischer Tracer verwendet.

Der Autor konnte nachweisen, dass die Versickerung nicht vernachlässigbar klein ist, sondern dass sie in Abhängigkeit von der Variabilität der Wasserbilanzgrößen Niederschlag und Verdunstung beträchtlich sein kann.

Weiterhin konnte Herr Dr. Königer aufzeigen, dass sich die qualitative Auswirkung von Flusswasser im Grundwasser über Isotopengehalte bestimmen lässt und dass sie sich von Bewertungen, die allein aus dem Grundwasserstand erfolgen, unterscheidet. In der Praxis angewendet stellt dies besonders für Wasserversorgungsunternehmen zur Schutzgebietsabgrenzung in Flussnähe eine wertvolle methodische Bereicherung dar.

Wir danken Herrn Dr. Paul Königer nicht nur für diesen Beitrag, den er im Rahmen seiner Dissertation erarbeitet hat, sondern insbesondere auch für seinen außergewöhnlich hohen Einsatz bei den schwierigen Feldversuchen, die den erfolgreichen Abschluss überhaupt möglich machten. Weiterhin danken wir Herrn Prof. Dr. Helmut Mayer vom Meteorologischen Institut der Universität Freiburg für die zur Verfügung gestellten Daten, die Möglichkeit, das Gelände der forstmeteorologischen Station zu nutzen und die jahrelange enge und fruchtbare Zusammenarbeit. Dank sei auch der Universität Freiburg für die Bewilligung eines Promotionsstipendiums im Rahmen des Landesgraduiertenförderungsgesetzes (LGFG) ausgesprochen.

Die Herausgeber

*Christian Leibundgut und Siegfried Demuth*











# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung.....</b>	<b>III</b>
<b>Extended English Summary.....</b>	<b>V</b>
<b>1 Einleitung.....</b>	<b>1</b>
<b>2 Problemstellung und Zielsetzung.....</b>	<b>3</b>
<b>3 Theoretische Grundlagen.....</b>	<b>5</b>
3.1 Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung.....	5
3.1.1 Allgemeine Methoden in der gesättigten Zone.....	6
3.1.2 Allgemeine Methoden in der ungesättigten Zone.....	7
3.1.3 Ableitung aus dem Abfluss des Vorfluters.....	7
3.1.4 Hydrometeorologische Wasserbilanz.....	7
3.2 Mikrometeorologischer Ansatz zur Bestimmung der Verdunstung.....	8
3.3 Bestimmung der Grundwasserneubildung mit tracerhydrologischen Ansätzen.....	10
3.3.1 Tritiummethode.....	11
3.3.2 Chloridmethode.....	12
3.3.3 Stabile Isotope.....	13
3.3.3.1 Interpretation stabiler Isotope in der gesättigten Zone.....	15
3.3.3.2 Interpretation stabiler Isotope in der ungesättigten Zone.....	17
3.3.4 Künstliche Markierungen.....	18
<b>4 Untersuchungsgebiet und Forstmeteorologische Messstelle Hartheim des     Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg.....</b>	<b>20</b>
4.1 Lage und geologische Einordnung des Untersuchungsgebietes.....	21
4.2 Klima im zentralen Teil des südlichen Oberrheingrabens.....	21
4.3 Forstmeteorologische Messstelle Hartheim.....	20
4.4 Bodenuntersuchungen und Bodeneigenschaften.....	23
4.5 Hydrologie und Hydrogeologie.....	24
4.6 Frühere Isotopenuntersuchungen im Untersuchungsgebiet.....	26
<b>5 Vorgehensweise.....</b>	<b>28</b>
5.1 Untersuchungszeitraum und Messprogramm.....	28
5.2 Bodenwassergewinnung.....	29

5.3	Isotopenanalytik.....	31
5.3.1	Vorbehandlung.....	31
5.3.2	Internationale Standards und Fehler der Isotopenanalytik.....	32
<b>6</b>	<b>Ergebnisse und Diskussion.....</b>	<b>36</b>
6.1	Wasserhaushaltsbilanz und Isotopenuntersuchungen im Niederschlag.....	36
6.1.1	Niederschlag.....	36
6.1.2	Verdunstung nach der BREB – Methode.....	39
6.1.3	Beurteilung des Bodenwasserspeichers.....	41
6.1.4	Versickerung aus der Wasserbilanz.....	41
6.1.5	Isotopische Beschaffenheit des Niederschlags.....	42
6.1.6	Fazit.....	45
6.2	Untersuchungen in der gesättigten Zone.....	46
6.2.1	Grundwasserdynamik in der Rheinaue bei Hartheim.....	46
6.2.2	Uferfiltration während Hochwasser im November 1998.....	48
6.2.3	Beurteilung von Uferfiltration während der gesamten Periode.....	52
6.2.4	Fazit.....	57
6.3	Untersuchungen in der ungesättigten Zone.....	58
6.3.1	Infiltrationsversuche.....	58
6.3.2	Beregnungsversuche.....	60
6.3.3	Trockendeposition von Uraninpulver an vier Profilen.....	63
6.3.4	Isotopenuntersuchung an tieferen Bodenprofilen.....	64
6.3.5	Isotopenuntersuchung in der oberen Bodenschicht.....	67
6.3.6	Fazit.....	70
6.4	Charakterisierung der Wasserkomponenten über den Deuteriumexzess.....	71
6.4.1	Niederschlag.....	71
6.4.2	Rhein und Grundwasser.....	73
6.4.3	Bodenwasser.....	73
6.4.4	Fazit.....	75
<b>7</b>	<b>Schlussfolgerungen und Ausblick.....</b>	<b>76</b>
<b>Verzeichnis der Symbole.....</b>	<b>78</b>	
<b>Verzeichnis der Abkürzungen .....</b>	<b>80</b>	
<b>Literatur .....</b>	<b>81</b>	

# Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war die quantitative Bestimmung der Grundwasserneubildung am Standort der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim während einer dreijährigen Untersuchungsperiode von November 1997 bis Oktober 2000. Mikrometeorologische Messungen zur Wasserhaushalts- und Strahlungsbilanz werden dort vom Meteorologischen Institut der Universität Freiburg seit mehr als dreißig Jahren kontinuierlich vorgenommen. Aufgrund geringer Mengen an Niederschlag, relativ hoher Verdunstung und anthropogen verursachter Absenkung des Grundwasserspiegels ist die Rheinaue bei Hartheim als Trockenstandort zu klassifizieren. Der Boden weist geringes Speichervermögen und hohe Durchlässigkeit auf, ein kapillarer Grundwasseraufstieg ist bei 7 m Flurabstand in der Aue auszuschließen.

Tracerhydrologische Verfahren zählen zu den präzisesten Methoden für die Bestimmung der Grundwasserneubildung. In der vorliegenden Arbeit wurden natürliche Tracer in der gesättigten und ungesättigten Zone sowie künstliche Tracer in der ungesättigten Zone (Beregnungsversuche und Trockenmarkierung) angewendet. Schließlich erfolgte die Ermittlung der Grundwasserneubildung über die Wasserhaushaltsbilanz. Der Schwerpunkt liegt auf der Anwendung der leichten stabilen Isotope des Wassermoleküls Deuterium und Sauerstoff-18. Sie wurden in dieser Arbeit sowohl als natürliche als auch als künstliche Tracer verwendet.

Mikrometeorologische und hydrometeorologische Untersuchungen zu Evapotranspiration, Niederschlag und Bodenwasserspeicherung während der dreijährigen Beobachtungsperiode zeigten überdurchschnittlich feuchte Verhältnisse im Versuchsgebiet, die insbesondere durch hohe Niederschläge im Jahr 1999 verursacht waren. Aus der Wasserbilanz errechnete sich eine direkte Grundwasserneubildung von 5 mm für das hydrologische Jahr 1998, von 200 mm für 1999 und 100 mm für 2000. Die Wasserbilanzgrößen zeigten eine hohe zeitliche Variabilität. Die Isotopengehalte im Niederschlag wurden an der Messstelle ermittelt und als Isotopeninput für die Untersuchungen in der gesättigten und ungesättigten Zone verwendet.

Untersuchungen in der gesättigten Zone zeigten, dass Umweltisotope für die Bestimmung der direkten Grundwasserneubildung nicht verwendet werden konnten. Der Einfluss der indirekten Grundwasserneubildung während Hochwasserereignissen des Rheins überdeckt die Signale durch infiltrierten Niederschlag. Der Anteil an Uferfiltrat ist in der Rheinaue bedeutend größer als der Anteil an direkter Grundwasserneubildung. Über die gesamte Untersuchungsperiode waren Schwankungen der Isotopengehalte im Grundwasser zu beobachten, woraus der Einfluss von Rheinuferfiltrat und dessen Anteil interpretiert werden konnte.

In der ungesättigten Zone wird durch Versuche mit künstlichen Tracern die Beurteilung von Versickerungstiefen und Fliessgeschwindigkeiten möglich. Im Untersuchungsgebiet gelangte bei diesen Versuchen Wasser in Tiefen bis 140 cm und war bei einer Durchwurzelungstiefe von nur ca. 40 cm für Pflanzen nicht mehr verfügbar. Deuterium bewährte sich als künstlicher Tracer für Untersuchungen in der ungesättigten Zone und zeigte mit Uranin vergleichbare Ergebnisse.

Der Isotopengehalt im Bodenwasser von tiefen Profilen lässt im Allgemeinen Rückschlüsse auf infiltrierten Niederschlag und oberflächennahe Verdunstung zu. Im Versuchsgebiet wurden innerhalb eines Jahres vier Profile entnommen und die Änderung der Isotopenkonzentration auf Wasserbewegung interpretiert. Zwischen zwei Profilnahmen im August und November 1999 änderte sich die Isotopenkonzentration über die gesamte Mächtigkeit. Eine sichere quantitative Bestimmung konnte daher nicht erfolgen.

Kontinuierliche Beobachtungen der Isotopengehalte im oberen Bereich der ungesättigten Zone ermöglichen jedoch die Bestimmung der Dämpfungstiefe und ergaben bei ca. 200 cm eine Abschwächung des jahreszeitlichen Signals auf 1%. Die Ermittlung von Fliessgeschwindigkeiten aus der Anpassung von Sinuskurven an die saisonalen Schwankungen resultierte in Werten um 1 bis 2 cm pro Tag. Sie charakterisieren im Gegensatz zu den Sickergeschwindigkeiten aus den Markierversuchen den langsameren Matrixfluss.

Eine Interpretation der Sauerstoff-18-Deuterium - Beziehung und des Deuteriumexzesses veranschaulicht den Einfluss von Evaporation auf die verschiedenen Wasserkomponenten im Untersuchungsgebiet. Das Bodenwasser der obersten Bodenschicht zeigte den stärksten Einfluss. Schwankungen des Deuteriumexzesses im Bodenprofil konnten nicht eindeutig jahreszeitlichen Signalen zugeordnet werden, weil der Deuteriumexzess im Niederschlag keine Unterschiede aufwies. Die Parameter der „Local Meteoric Water Line“ stimmen sehr gut mit denen benachbarter Stationen im Oberrheingraben überein.

Für die Untersuchungsperiode ergab sich die Grundwasserneubildung quantitativ aus der Wasserhaushaltsbilanz des Kiefernwaldes. Mit Tracermethoden war der Nachweis von Versickerung qualitativ möglich. Somit ist die Grundwasserneubildung in der Hartheimer Rheinaue nicht vernachlässigbar, sondern kann in Abhängigkeit von der Variabilität der anderen Wasserhaushaltsgrößen beträchtlich sein.

## Extended English Summary

The aim of this study was to estimate groundwater recharge at the Forest Meteorological test site Hartheim during the investigation period from November 1997 to October 2000. The Meteorological Institute of the Freiburg University has conducted continuous micrometeorological measurements of water balance and radiation components at this test site for more than thirty years. Small amounts of rainfall, high evapotranspiration and lowering of the groundwater level lead to classifying the area as almost semi arid. The soil is characterized by a low water storage capacity and a high permeability. A distance of seven meters to the groundwater table suggests that capillary rise and groundwater uptake are neglectable.

Tracer methods are known to be the most precise methods to estimate groundwater recharge. In this work, environmental tracer methods were applied in the saturated and unsaturated zone, and artificial tracers were used in the unsaturated zone (sprinkling experiments and dry powder deposition). A main focus was the application of the light stable water isotopes deuterium and oxygen-18. In this study they were used as environmental and artificial tracers. The derived recharge results were compared with water balance calculations using the Bowen Ratio Energy Balance method for calculation of evapotranspiration.

Micrometeorological and hydrometeorological investigations of evapotranspiration, precipitation and soil water storage point out relatively wet conditions during the three-year period of investigation. These were mainly caused by high rainfall amounts during the year 1999. Water balance calculations resulted in 5 mm recharge during the hydrological year 1998, 200 mm for 1999 and 100 mm for 2000. The water balance components showed a high temporal variability. Isotope contents in precipitation measured at the test site showed a clear seasonal variability and were thus used as input for studies of the saturated and unsaturated zone.

Investigations carried out in the saturated zone showed that environmental tracers could not be used for an estimation of direct recharge in this case. The influence of the nearby Rhine river by causing bank filtration during flood events dominated the isotopic signature in the flood plain aquifer. However, isotopic variations in the groundwater were observed over the whole period and were interpreted for bank filtration amounts.

Experiments with artificial tracers allowed an interpretation of penetration depths and flow velocities in the unsaturated zone. Infiltrated water at the study site reached a depth of 140 cm where soil water loss due to transpiration can be neglected. The root depth is smaller than 40 cm. The observed results for applied deuterium are similar to that of fluorescein and showed that deuterium is a useful tracer for studies in the unsaturated zone.

The isotope content of soil water in deep profiles usually reflects the influence of infiltrated precipitation and evaporation and can be interpreted for groundwater recharge using the signature method. Four profiles at the Hartheim test site were excavated to a depth of 180 cm. Between two profiles that were taken in August and November 1999 the water moved to the entire depth of the profiles.

Continuous observations of isotope content in the upper 40 cm of the soil layer allowed an estimation of the dampening depth of the isotope signature and suggests a dampening to 1% within 200 cm. Flow velocities calculated using a sine curve fit resulted in values of 1 to 2 cm per day. In contrast to the artificial tracer experiments these flow velocities reflect slower matrix flow.

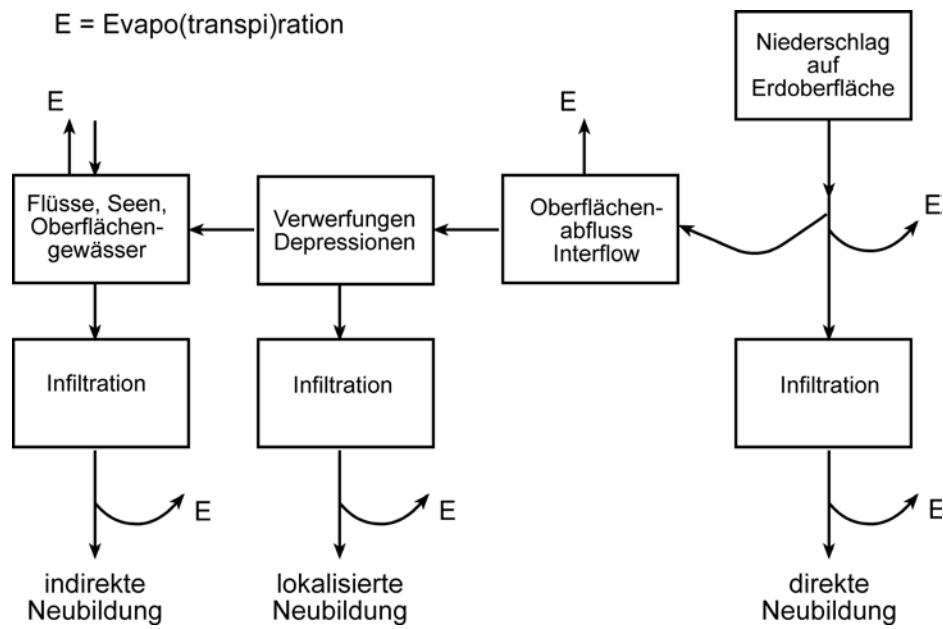
Finally, the analysis of oxygen-18 deuterium relation and deuterium excess values revealed the influence of evaporation on the different water components of the investigated area. The soil water of the uppermost layer is influenced most strongly. Variations of the deuterium excess observed in the soil profiles could not be definitively interpreted as seasonal variations because these variations were not observable in precipitation. The parameters of the local meteoric water line at the test site are close to those of two other stations in the upper Rhine valley.

During the investigation period a quantitative estimation of direct groundwater recharge was possible using water balance calculations for the Hartheim pine forest. Tracer methods proved that direct recharge occurred but could not be evaluated quantitatively. However as opposed to some earlier hypotheses, it can be concluded that direct groundwater recharge is not neglectable at the Meteorological test site. In fact, in relation to the variable water balance components it even is considerable.

# 1 Einleitung

Grundwasserneubildung wird allgemein als Zugang von Wasser zum Grundwasserkörper definiert (DIN 4049 1993). Hierzu zählt die flächenhafte Infiltration von Niederschlag, die als direkte Grundwasserneubildung bezeichnet wird, und die indirekte Grundwasserneubildung, wozu infiltrierendes Oberflächenwasser linear entlang von Gerinnen und punktuell in Schwinden zählt (LEIBUNDGUT et al. 1997). LERNER (1997) unterscheidet für semi-aride und aride Gebiete zusätzlich zu direkter und indirekter Grundwasserneubildung eine „lokalisierte“ Neubildung (localized recharge), um die Infiltration von Niederschlag an Verwerfungen und Depressionen von der Infiltration aus Oberflächengewässern zu unterscheiden (Abb. 1.1).

Mit dieser Definition wird nicht explizit zwischen Neubildung der verschiedenen Grundwasservorkommen in Kluft-, Karstgesteinen oder porösen Sedimenten unterschieden, obwohl Fliessbewegungen und Infiltrationsprozesse hier sehr verschieden sind. Deshalb verwendet ARMBRUSTER (2002) in einem flächendetaillierten Ansatz zur Berechnung der direkten Grundwasserneubildung im Maßstab 1:200 000 verschiedene Ansätze für poröse und Kluftaquifere. Zur Bestimmung der Grundwasserneubildung wird dort ein „soil vegetation atmosphere transfere (SVAT)“ Modell verwendet, das zur Berücksichtigung der Abflussbildung in Festgestein- und Hangbereichen modifiziert ist. Die Ausführungen in der vorliegenden Arbeit beziehen sich auf die Grundwasserneubildung in porösen Grundwasserleitern.



**Abb. 1.1 Verschiedene Mechanismen der Grundwasserneubildung in (semi-)ariden Gebieten** (verändert nach LERNER 1997)

Die Grundwasserneubildung eines Gebiets (als Wassermenge in mm/a oder als Spende in l/s km<sup>2</sup>) ist wie Niederschlag, Verdunstung und Abfluss ein Bilanzglied der Wasserhaushaltsgleichung. Sie wird oft gleichgesetzt mit dem im Gerinne abtrennabaren Basisabfluss und ist daher für die Abflussbildungsforschung von besonderer Bedeutung. Infiltrierendes Wasser wird durch mikrobiologische Prozesse und mechanische Filterung in den Bodenschichten gereinigt. Durch die Bodenauflage wird das Grundwasser vor anthropogenen Verunreinigungen geschützt. Grundwasser ist deshalb als Naturressource sehr wertvoll. Die Nutzung von Grundwasser nimmt gegenwärtig aufgrund wachsender Urbanisierung, Industrialisierung und intensiverer Bewirtschaftung von Landflächen vor allem in ariden und semiariden Gebieten stark zu. Der Schutz und die nachhaltige Nutzung von Grundwasservorkommen ist deshalb zukünftig von besonderer Bedeutung. Eine Voraussetzung hierfür ist die möglichst genaue Bestimmung der Grundwasserneubildung.

Es sind zahlreiche Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung bekannt, wobei meist die Art der Problemstellung die Anwendbarkeit einzelner Methoden bestimmt. Sowohl bei großräumigen Wasserbilanzierungen als auch bei lokalen Untersuchungen (z.B. zum Schutz von Grundwasser bei Kontamination) ist die Kenntnis der Grundwasserneubildung nötig. Die zeitliche Auflösung solcher Untersuchungen kann wenige Tage (z.B. in Karstgebieten) oder große Zeiträume (z.B. bei der Erkundung von Endlagerstätten) umfassen.

Tracerhydrologische Methoden, worunter isotopenhydrologische Ansätze und Markierverfahren zusammengefasst werden, bieten als eigenständige Messmethode in der Hydrologie einen unabhängigen Ansatz zur Bestimmung der Grundwasserneubildung. Sie stellen eine elegante und sensible Möglichkeit dar, Fließzeiten, Fließwege und Mischungsverhältnisse von Wasser nachzuvollziehen. Insbesondere isotopenhydrologische Untersuchungen haben sich zur Bestimmung der Grundwasserneubildung in Trockengebieten bewährt. Als natürliche Tracer verwendet zeigen stabile Isotope den Einfluss von Niederschlag und Flusswasser in Grundwasserkörper und Boden. In der ungesättigten Zone können Isotope zudem als künstliche Tracer eingesetzt werden um die Bewegung von Sickerwasser zu verfolgen.

In dieser Arbeit werden an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg (FMIF) verschiedene Ansätze zur Bestimmung der Grundwasserneubildung angewandt und verglichen. Das Untersuchungsgebiet weist geringe Jahressummen an Niederschlag auf, denen relativ hohe Verdunstung gegenüber steht. Zudem ist das Grundwasser im Untersuchungsgebiet aufgrund der Rheinbegradigung abgesenkt. Daher ist eine Klassifizierung als Trockenstandort angebracht. Um die Wasserbilanz in diesem Gebiet abzusichern, wurden Felduntersuchungen durchgeführt, die den Zeitraum von November 1997 bis Oktober 2000 umfassen.

## 2 Problemstellung und Zielsetzung

Die Motivation für die vorliegende Arbeit resultiert aus Ergebnissen langjähriger Untersuchungen zu Strahlungs-, Energie-, und Wasserhaushaltsgrößen an der forstmeteorologischen Messstelle des Meteorologischen Institutes. Zahlreiche kontinuierliche Datenreihen liegen dort in hoher zeitlicher Auflösung vor. Die Verdunstung wurde an der Messstelle über verschiedene Verfahren zum Teil mit messtechnisch sehr aufwendigen Methoden ermittelt. Diese Untersuchungen zeigen, dass die reale Verdunstung die Menge des eingehenden Niederschlags zeitweise übertreffen kann. Die Meteorologische Forschung ist interessiert, an einer Präzisierung der Methodik zur Bestimmung der Evapotranspiration, was den Vergleich verschiedener Verfahren erfordert. Aus der Wasserbilanz wird die Ermittlung der Bilanzgröße Verdunstung nur möglich, wenn die restlichen Bilanzgrößen genau bestimmt werden können. Weil zudem bodenkundliche Untersuchungen am Standort Hartheim keine nennenswerte Grundwasserneubildung zeigten, wurde bisher die Versickerung von Niederschlag vernachlässigt und davon ausgegangen, dass der gesamte Niederschlag wieder verdunstet. Aufgrund relativ hoher Leitfähigkeit und geringer Speicherkapazität des Bodens ist dieser Sachverhalt aus hydrologischer Sicht jedoch nicht ohne weiteres einsichtig.

Das Paradoxon, dass auch bei relativ geringem Wasserangebot Versickerung stattfinden kann, ist für aride und semiaride Klimazonen der Erde typisch. Neben der Niederschlagsmenge ist die Niederschlagsintensität maßgebend für stattfindende Versickerung. Niederschlagsereignisse sind zwar in Trockengebieten relativ selten, können aber dann mit hoher Intensität auftreten. Systematische Fehler bei der Ermittlung der Bilanzgrößen Niederschlag und Verdunstung erschweren vor allem bei geringen Sickerwassermengen eindeutige Aussagen zur Grundwasserneubildung aus der Wasserbilanz. Aufgrund der Variabilität der Eingangsgrößen können die Bilanzierungsergebnisse von Jahr zu Jahr stark variieren, was bei einer zeitlich begrenzten Untersuchung als wichtiger Faktor hinzu kommt. Vor allem die Jahre 1990 und 1991 sowie 1992 und 1993 sind im Oberrheingraben als sehr trockene Perioden im letzten Jahrzehnt zu bezeichnen.

Für die Bestimmung der direkten Grundwasserneubildung in der Mikroskala sind nicht alle in der Literatur vorgeschlagenen Methoden anwendbar. Eine Vorauswahl muss getroffen werden. In der anthropogen stark beeinflussten Rheinaue bei Hartheim sind Schwankungen des Grundwasserspiegels infolge von Hochwasserereignissen, stauregulierte Vorflut und für eine Aue untypische Vegetation (kultivierter Kiefernforst) zu beachten. Zudem lassen geringe Jahresniederschläge nur relativ geringe Grundwasserneubildungsraten erwarten.

Sowohl in Trockengebieten, wo nur von geringen Grundwasserneubildungsraten auszugehen ist, als auch in humiden Klimazonen wurden Isotopenmethoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung erfolgreich angewendet. Durch den flächenhaften Eintrag der natürlichen Isotope kann auf die Herkunft des Wassers und die Neubildungsrate eines Grundwasserleiters geschlossen werden. Am Standort wird durch die Untersuchung von Profilen eine Interpretation der vertikalen Wasserbewegung möglich. Die Verbindung von Sauerstoff-18 und Deuterium im Deuteriumexzess ermöglicht zusätzlich Aussagen zur

Verdunstung, da hierbei beide Isotope im verbleibenden Wasser verschieden stark angereichert werden.

Diese Arbeit soll durch die Ermittlung der direkten Grundwasserneubildung beitragen zur Absicherung der hydrometeorologischen Wasserbilanz an der Forstmeteorologischen Messstelle. Grundsätzlich wird zur Untersuchung der Grundwasserneubildung empfohlen, möglichst verschiedene unabhängige Ansätze miteinander zu kombinieren und die Ergebnisse zu vergleichen. Tracermethoden zählen für die Bestimmung der Grundwasserneubildung zu den genauesten Methoden (SCANLON et al. 2002) und sollen in dieser Untersuchung in der gesättigten und ungesättigten Zone angewendet und beurteilt werden. Die Wasserbilanzmethode, bei der in Hartheim neben Niederschlag und Verdunstung nur der unterirdische Abfluss bzw. die Grundwasserneubildung als Abflusskomponente zu berücksichtigen ist, dient zum Vergleich. Die Eignung verschiedener Tracer und unterschiedliche methodische Ansätze werden unter den gegebenen Bedingungen miteinander vergleichbar. Neben Untersuchungen an Lysimetern bieten Tracermethoden einen direkten Einblick in Versickerungs- und Transportprozesse in der ungesättigten Zone. Diese Prozesse, die in der Bodenmatrix, an präferentiellen Fließwegen und Makroporen unterschieden werden, sollen durch diese Ansätze bewertet werden.

Zudem wird durch diese Standortuntersuchung über die Absicherung der Wasserbilanz an der Messstelle Hartheim hinaus eine Präzisierung von Modellierungsansätzen und eine Validierung von bestehenden Modellen möglich. Eine Diskussion von Fehlerbereichen, die allen hydrologischen und hydrometeorologischen Größen anhaften, wird durch eine in sich geschlossene Untersuchung am Standort möglich.

## 3 Theoretische Grundlagen

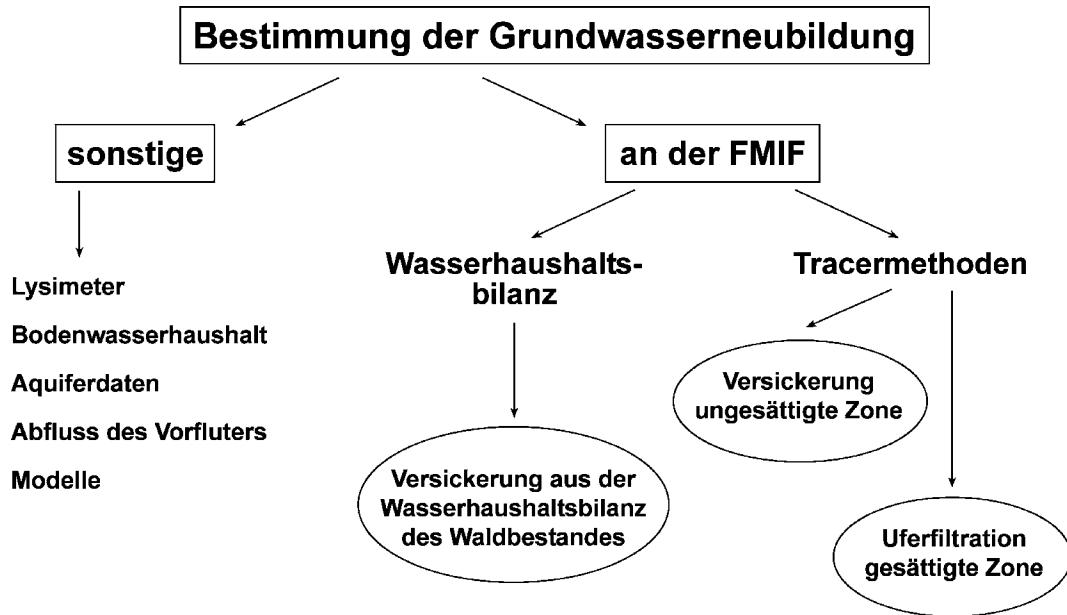
### 3.1 Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung

Eine umfassende Darstellung der Methoden zur Bestimmung der direkten Grundwasserneubildung für den mitteleuropäischen Klimabereich wurde vom Arbeitskreis Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft ausgearbeitet (RENGER et al. 1977). Dort werden Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung mit Lysimeter, in der ungesättigten Zone, der gesättigten Zone, aus dem Abfluss im Vorfluter und über die Wasserhaushaltsgleichung dargestellt. Tracerhydrologische Methoden sind einerseits im Ansatz zur Bestimmung der Grundwasserneubildung aus dem Bodenwasserhaushalt über die Tritiummethode und andererseits über die Chloridbilanz eingebunden. Weiter liegen mehrere Tagungsbände mit Beiträgen zur tracerhydrologisch gestützten Bestimmung der Grundwasserneubildung vor (IAEA 1984, SIMMERS 1987, CAUSSE et al. 1998). Ergebnisse des „NATO Advanced Research Workshops on Estimation of Natural Recharge of Groundwater“ (SIMMERS 1987) wurden in einem speziellen Band zur Grundwasserneubildung von LERNER et al. (1990) zusammengefasst. Ein aktueller Forschungsstand ist in einem Beitrag von DE VRIES et al. (2002) in einem Sonderband des Hydrogeological Journal zum Thema Grundwasserneubildung dargestellt.

Tritium, das als konservativer Tracer besonders zur Markierung von Sickerwasser geeignet ist, wird aufgrund ökologischer Bedenken kaum noch als künstlicher Tracer eingesetzt. Andererseits kann Tritium als natürlicher Tracer nur noch mit hohem Messaufwand verwendet werden, da die Tritiumaktivität, die durch Nuklearwaffentests in den fünfziger und sechziger Jahren in die Umwelt injiziert wurden, allmählich unter die Nachweisgrenze absinkt. Dadurch werden die stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 häufiger für tracerhydrologische Forschungen eingesetzt.

Im Hinblick auf eine geplante Regionalisierung wurde die Bestimmung der Grundwasserneubildung von Experten 1996 diskutiert und ist in Band 5 der Freiburger Schriften zur Hydrologie zusammengefasst (LEIBUNDGUT et al. 1997). Hier unterteilt PESCHKE in Standorts- und Gebietsuntersuchungen. Den ersteren werden grundsätzlich experimentelle Untersuchungen (Lysimeter, Boden- Saugspannungsuntersuchungen) und Simulationsverfahren in der ungesättigten Bodenzone zugeordnet (analytische, numerische und empirische Modelle). Analysen von Abflussganglinien aus Einzugsgebieten und Wasserhaushaltsuntersuchungen stellen dagegen Gebietsuntersuchungen dar.

Im Folgenden werden zunächst allgemeine Verfahren zur Bestimmung der Grundwasserneubildung und deren Verwendbarkeit im Kontext der Problemstellung der gegenwärtigen Arbeit diskutiert. Dann wird genauer auf die Wasserbilanzmethode eingegangen, die in dieser Arbeit angewendet wird. Schließlich werden tracerhydrologische Ansätze genauer besprochen und auf unterschiedliche Anwendungen in der gesättigten und ungesättigten Zone eingegangen (vgl. Abb. 3.1).



**Abb. 3.1 Schematische Darstellung der Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung und methodische Ansätze an der forstmeteorologischen Messstelle des Meteorologischen Instituts (FMIF) in Hartheim**

### 3.1.1 Allgemeine Ansätze in der gesättigten Zone

Zu den Methoden, die in der gesättigten Zone angewendet werden, zählt die sogenannte Wasserwerksmethode (RENGER et al. 1977), die eine Auswertung der Fördermengen von Wasserwerken oder speziell hierfür durchgeführten Pumpversuchen umfasst. Unter den Voraussetzungen eines definierten Einzugsgebiets der Brunnen, von stabilen Grundwasserstandsverteilungen und eines bekannten oder vernachlässigbaren Abflusses in, oder Infiltration aus Vorflutern, kann die Grundwasserneubildung aus dem mittleren Fördervolumen in einem gegebenen Zeitintervall bezogen auf das Einzugsgebiet ermittelt werden. In dieser Untersuchung kann diese Methode nicht verwendet werden, da die nächstgelegene Wassergewinnung der Freiburger Energie- und Wasserversorgung in Hausen a.d.M. auf der Rhein-Niederterrasse in ca. 6 km Entfernung liegt. Aussagekräftige Pumpversuche können aufgrund der sehr hohen Durchlässigkeit des Aquifers nur bei großer Förderleistung mit starken Pumpanlagen durchgeführt werden, die für diese Untersuchung nicht zur Verfügung standen.

Die Auswertung von Grundwasserstandsänderungen ermöglicht die Bestimmung der direkten Grundwasserneubildung, wenn die Änderungen ausschließlich auf Niederschlag zurückzuführen sind. Der Aquifer darf nicht durch Hochwasserereignisse naheliegender Vorfluter beeinflusst sein, was in dieser Untersuchung durch die geringe Distanz zum Rhein nicht gegeben ist. Dann müssen nämlich verschiedene Wasserkomponenten unterschieden werden, die an der Grundwasservorratsänderung beteiligt sind (direkte Grundwasserneubildung durch Niederschlag, indirekte durch Uferfiltrat, aufgestautes Grundwasser).

Weiter können kalibrierte Grundwasserströmungsmodelle Aussagen zur Grundwasserneubildung ermöglichen. Diese Modelle werden auf Untersuchungsgebiete angepasst, indem Punktmessungen über Regionalisierungsverfahren auf größere Flächen übertragen werden. Am Institut für Hydrologie werden Grundwassermodele in anderen Arbeitsgruppen angewendet und vorgestellt (SCHREMPP 2001).

### **3.1.2 Allgemeine Ansätze in der ungesättigten Zone**

Unter den Ansätzen in der ungesättigten Zone wird die Bestimmung der Grundwasserneubildung über Lysimeter häufig angewendet. Es sind verschiedene Ausführungen von Lysimeteranlagen bekannt, die alle den Einbau ungestörter Bodenmonolithe erfordern, was mit erheblichem Aufwand verbunden ist. Eine direkte Messung des Anteils an versickern dem Wasser wird dadurch möglich, ist allerdings nicht uneingeschränkt auf andere und größere Flächen übertragbar. Die Ergebnisse sind stark abhängig von der Vegetation und den Bodeneigenschaften der Lysimeteranlage. Lysimeter sind zudem sehr teuer und können deshalb für die Problemlösung in dieser Arbeit nicht verwendet werden, sie wären aber sehr nützlich.

Kontinuierliche Wassergehalts- oder Saugspannungsmessungen im Boden erlauben Aussagen zur Bodenwasserbilanz und ermöglichen die Bestimmung von Sickerwassermengen. Eine Instrumentierung mit hoher zeitlicher Auflösung in mehreren Horizonten ist jedoch ebenfalls mit erheblichem Kostenaufwand verbunden. Eine Kalibrierung der Sonden in Abhängigkeit der vorliegenden Bodeneigenschaften stellt ein weiteres Problem dar, vor allem bei hohem Skelettanteil und geringer Bodenfeuchte.

### **3.1.3 Ableitung aus dem Abfluss des Vorfluters**

Aus Analysen der Abflussganglinie lässt sich der Oberflächenabfluss und der auf abströmendes Grundwasser zurückzuführende Basisabfluss unterscheiden. Es werden Verfahren nach Schröder (Statistik der Trockenwetterabflüsse), nach Wundt und Kille (MoMNQ- und MoMNQr-Verfahren, erweitert nach Demuth) oder nach Nattermann und Maillet (A<sub>u</sub>-Linienverfahren) unterschieden (DEMUTH 1993). Alle Verfahren erlauben eine Abschätzung des Basisabflusses aus den Messreihen des Abflusses, der bei bekanntem Einzugsgebiet mit der Grundwasserneubildung gleichgesetzt werden kann. Dieser Rückchluss auf Grundwasserneubildung ist in dieser Arbeit nicht möglich, da kein abgeschlossenes Einzugsgebiet vorliegt und der Abfluss des Restrheins durch stauregulierte Zuleitung stark anthropogen beeinflusst ist.

### **3.1.4 Hydrometeorologische Wasserbilanz**

Die Grundwasserneubildung hängt von der zeitlichen und räumlichen Variabilität der Komponenten der Wasserbilanzgleichung ab. Ohne Berücksichtigung einer Schneedecke lässt sich die Wasserbilanzgleichung für Zeitspannen unter einem Jahr wie folgt darstellen:

$$N = A + ET + \Delta W_B \quad (3.1)$$

Hierbei stellt  $N$  den Niederschlag [mm],  $A$  den Abfluss [mm],  $ET$  die Verdunstung [mm] und  $\Delta W_B$  die Wasservorratsänderung im Boden [mm] dar. Bei der Betrachtung von längeren Zeiträumen wird die Wasservorratsänderung im Boden vernachlässigbar. Findet auf der betrachteten Raumeinheit kein oberirdischer Abfluss statt, so ist  $A$  als unterirdischer Abfluss der Grundwasserneubildung gleichzusetzen.

Bei Wäldern setzt sich der am Waldboden ankommende Teil von  $N$ , der Bestandsniederschlag (oder effektiver Niederschlag)  $N_0$ , aus den Komponenten durchfallender Niederschlag  $N_d$ , abtropfender Niederschlag  $N_t$  und Stammabfluss  $N_{st}$  zusammen:

$$N_0 = N_d + N_t + N_{st} \quad (3.2)$$

Die Summe aus  $N_d$  und  $N_t$  wird als Kronendurchlass bezeichnet. Die Interzeption  $I$  bestimmt sich aus:

$$I = N - N_0 \quad (3.3)$$

$I$  wird im allgemeinen auf  $N$  bezogen und daher in Prozent angegeben.

Die präzise Bestimmung der Komponenten aus (3.2) und (3.3) erfordert einen hohen Aufwand an messtechnischen Installationen. Er vergrößert sich deutlich, wenn zusätzlich die Wasserflüsse an der Oberfläche des Waldbodens und im Waldboden zu ermitteln sind.

## 3.2 Mikrometeorologischer Ansatz zur Bestimmung der Verdunstung

Für die Bestimmung der Verdunstung (ET) von Waldbeständen existieren neben der Wasserbilanzgleichung (3.1), die auch als hydrologische Methode bezeichnet wird (u.a. JAEGER 1999b), mikrometeorologische Methoden, die jeweils horizontale Homogenität von Gelände und Wald voraussetzen. Dazu zählen die Bowen Ratio Energy Balance-Methode (BREB), die Eddy-Korrelations-Methode, die aerodynamische Profil-Methode und die Priestley-Taylor-Methode oder der Penman-Monteith-Ansatz. Die BREB- und die Eddy-Korrelations-Methode sind die mikrometeorologischen Verfahren, die aufgrund ihrer Genauigkeit am häufigsten zur Bestimmung der Verdunstung von Wäldern angewendet werden. Die BREB-Methode wird in dieser Untersuchung angewendet und im Folgenden ausführlicher beschrieben.

Ausgangspunkt der BREB-Methode ist die Energiebilanzgleichung eines Waldes (OHMURA 1982, GEHRELS 1999, PEREZ et al. 1999):

$$Q + H + \lambda E + S = 0 \quad (3.4)$$

mit Strahlungsbilanz  $Q$  [W/m<sup>2</sup>], turbulentem Strom fühlbarer Wärme  $H$  [W/m<sup>2</sup>], turbulentem Strom latenter Wärme  $\lambda E$  [W/m<sup>2</sup>] und Bestandes- / Bodenwärmestrom  $S$  [W/m<sup>2</sup>].

Vertikale Energieströme in (3.4) werden positiv gezählt, wenn sie einen Energiefluss zur Bezugsfläche (Bestandesoberfläche) hin beschreiben; ist der Energiefluss von der Bezugsfläche weg gerichtet, werden Energieströme negativ.  $Q$  und  $S$  lassen sich direkt über Messungen bestimmen.  $H$  und  $\lambda E$  müssen aus Vertikalprofilen von potentieller Temperatur  $\Theta$  und spezifischer Luftfeuchtigkeit  $s$  ermittelt werden. Dazu sind in Wäldern Messtürme erforderlich, deren Höhe über die „Roughness Sublayer“ hinausgeht. Diese Schicht umfasst den Bestandesraum („Canopy Layer“) sowie eine Schicht darüber. Insgesamt beträgt die vertikale Mächtigkeit der „Roughness Sublayer“ etwa die doppelte Bestandeshöhe. Solch hohe Messtürme existieren bei forstmeteorologischen Messstellen kaum, so dass die Profilmessungen von Luft- und Feuchttemperatur, aus denen sich  $\Theta$  und  $s$  berechnen lassen, meistens in der „Roughness Sublayer“ über Wäldern erfolgen. Die Gültigkeit der Ähnlichkeitstheorien, die die Grundlage für mikrometeorologische Berechnungen bilden, ist für jeden Waldstandort zu prüfen.

$H$  und  $\lambda E$  lassen sich nach der BREB-Methode wie folgt bestimmen:

$$H = c_p \cdot A_H \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z} \quad (3.5)$$

$$\lambda E = \lambda \cdot A_{\lambda E} \cdot \frac{\partial s}{\partial z} \quad (3.6)$$

mit spezifischer Wärme  $c_p$  der Luft bei konstantem Druck, Austauschkoeffizient  $A_H$  für fühlbare Wärme, Höhe  $z$ , Verdunstungswärme  $\lambda$  und Austauschkoeffizient  $A_{\lambda E}$  für latente Wärme. Unter Berücksichtigung der Gültigkeit der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie gilt:

$$A_H = A_{\lambda E} \quad (3.7)$$

Daraus folgt für das Bowen-Verhältnis  $\beta$ :

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \frac{c_p \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z}}{\lambda \cdot \frac{\partial s}{\partial z}} \quad (3.8)$$

Mit (3.4) folgt aus (3.8):

$$\lambda E = \frac{-(Q + S)}{(1 + \beta)} \quad (3.9)$$

Der Term  $-(Q + S)$  wird oft als verfügbare Energie bezeichnet. Die Verdunstung  $ET$  ergibt sich aus (3.10):

$$ET = \frac{\lambda E}{\rho_w \cdot \lambda} \quad (3.10)$$

mit der Wasserdichte  $\rho_w$ , die benötigt wird, um für eine bestimmte Zeiteinheit  $\lambda E$  [ $\text{W/m}^2$ ] in ET [mm] umzurechnen.

Die Berechnung von Tagessummen der Verdunstung erfolgt aus ermittelten Stundenwerten über die Eingangsdaten Strahlungsbilanz, Bestandes- / Bodenwärmestrom, Trocken- und Feuchttemperaturen in 16 und 23 m Höhe. OHMURA (1982) beschreibt Bedingungen, die eine kritische Überprüfung der Berechnungen erfordern. Dazu zählen Fehler bei der Messung von Strahlungsbilanz und der Bestimmung von Bestandes- / Bodenwärmestrom oder Situationen mit  $\beta$  um  $-1$ , weil dann  $\lambda E$  nicht mehr über (3.9) berechnet werden kann. Problematisch ist zudem, wenn die Gradienten von Temperatur oder Luftfeuchte gering werden und instrumentell nicht mehr auflösbar sind. Dies ist oft bei Morgen- und Abenddämmerung der Fall, wo sich die Richtungen der Energieflüsse umdrehen. Daher müssen bei der Berechnung von Tagesmittelwerten objektive Korrekturverfahren verwendet und verworfene Werte extrapoliert werden. In der aktuellen Arbeit wurden Datenlücken mit dem Mittel aus den entsprechenden Stundenwerten des Monats ersetzt.

### **3.3 Bestimmung der Grundwasserneubildung mit tracerhydrologischen Ansätzen**

Wasserinhaltsstoffe und chemisch physikalische Eigenschaften des Wassers können dazu benutzt werden, um Wasserherkunft, -transportwege, -verweilzeiten und hydrologische bzw. hydrometeorologische Prozesse zu untersuchen. Unter tracerhydrologischen Ansätzen werden hier allgemein Ansätze verstanden, bei denen natürliche und / oder künstliche Tracer verwendet werden. Zu den natürlichen Tracern (oder Umwelttracern) zählen Stoffe, die bereits im Wasserkreislauf enthalten sind und nicht zur Untersuchung in ein System eingebracht werden. Auch Stoffe, die aufgrund anthropogener Ursachen wie Wasserverschmutzung, Kernwaffenversuche oder Emissionen aus Kernkraftwerken ins Wasser gelangen und zu tracerhydrologischen Zwecken benutzt werden können, werden als natürliche Tracer bezeichnet. Ebenso sind Stoffe aus der geologischen Umgebung (z.B. Silikat, Sulfat, Chlorid, Radon), aus dem Wirkungsgefüge des Ökosystems (z.B. gelöster organischer Kohlenstoff, Nitrat) oder auch chemisch-physikalische Veränderungen (z.B. Temperatur, Leitfähigkeit, Isotopenkonzentration) tracerhydrologisch nutzbar und als natürliche Tracer zu bezeichnen.

Der Arbeitsbereich in der Hydrologie, der Konzentrationsunterschiede von stabilen und radioaktiven Isotopen untersucht und als Tracer verwendet, wird mit dem Begriff Isotopenhydrologie bezeichnet (MOSER et al. 1980, CLARK et al. 1997, KENDALL et al. 1998, MOOK 2001). Unter den Isotopen, die in der Hydrologie bevorzugt verwendet werden, sind stabile und radioaktive Isotope zu unterscheiden. Beide werden oft als Umweltisotope zusammengefasst. Die leichten, stabilen Isotope Deuterium, Kohlenstoff-13, Stickstoff-15, Sauerstoff-18, Silizium-32 und Schwefel-34 werden zunehmend in der hydrologischen Forschung eingesetzt. Zu den radioaktiven Isotopen, die in der Grundwasserforschung Anwendung finden, zählen beispielsweise Tritium (auch Tritium/Heilium-3-Methode), Kohlenstoff-14, Krypton-85, Iodid-129, Radon-222.

Künstliche Tracer (oder Markierstoffe) werden im Gegensatz zu natürlichen Tracern speziell zur experimentellen Untersuchung in den Wasserkreislauf eingebracht. Hierzu zählen Fluoreszenztracer, Salze, Sporen und andere Driftstoffe (LEIBUNDGUT et al. 1982 und 1995, LEIBUNDGUT 1998, KÄSS 1998). Da Isotopengehalte künstlich verändert werden können (An- oder Abreicherung), sind sie in konzentrierter Form für spezielle Untersuchungen tracerhydrologisch nutzbar (z. B. Tritium und zunehmend Deuterium). So angewendet überdecken sie die schon im System enthaltenen natürlichen Signale und sind dann als künstliche Tracer zu bezeichnen.

Speziell zur Untersuchung der Grundwasserneubildung wurden künstliche und natürliche Tracer eingesetzt. LERNER et al. (1990) unterscheiden dabei drei verschiedene Ansätze:

- „Signature method“ oder Peakversatz-Methode
- „Throughput method“ oder Bilanzmethode
- „Turnover-“ oder „Transit time calculations“ mittels mathematischer Modellierung

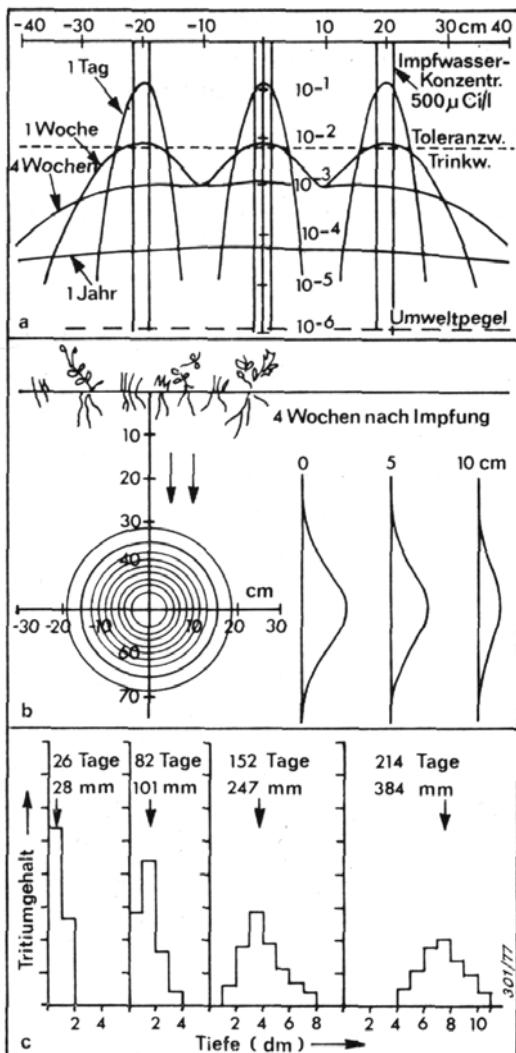
In der gesättigten Zone sind künstliche Tracer zur Untersuchung der Grundwasserneubildung nur bedingt einsetzbar. Oft stehen großen Mengen an Grundwasser nur relativ geringe Mengen aus Versickerung oder Uferfiltration gegenüber. Hier bieten sich bevorzugt natürliche Tracer an. In der ungesättigten Zone dagegen werden Markierstoffe zur Untersuchung von Versickerung, Wasserbewegung und Grundwasserneubildung immer mehr angewendet (ATH 2001) und ergänzen damit die Ansätze mit natürlichen Tracern.

Von besonderer Bedeutung für die Tracerhydrologie sind die Isotope der Atome des Wassermoleküls Deuterium ( $^2\text{H}$ ) und Sauerstoff-18 ( $^{18}\text{O}$ ) sowie Tritium ( $^3\text{H}$ ). Sie sind als Atome an das Wassermolekül angelagert und beschreiben damit die Wasserbewegung nahezu konservativ. Konzentrationsänderungen treten nur bei Phasenübergängen auf (Fraktionierung). Die Messung erfolgt massenspektrometrisch bzw. radiometrisch im Falle von Tritium.

### 3.3.1 Tritiummethode

Tritium ist in hydrologischen Untersuchungen als natürlicher und künstlicher Tracer vielfach verwendet worden. In Folge von oberirdischen Kernwaffenversuchen in den fünfziger und sechziger Jahren wurde Tritium in den Wasserkreislauf injiziert. Von der International Atomic Energy Agency (IAEA) wurde ein Messnetz zur Erfassung der Tritiumkonzentrationen im Niederschlag aufgebaut, wo auch die stabilen Isotope Sauerstoff-18 und Deuterium mit aufgenommen wurden. Diese Daten sind über das Internet frei zugänglich ([www.iaea.org/programmes/ripc/ih](http://www.iaea.org/programmes/ripc/ih)).

Als künstlicher Tracer wurde Tritium zur Untersuchung der Wasserbewegung in der ungesättigten Zone eingesetzt. Die hierbei angewendete Vorgehensweise ist als Tritiummethode bekannt und exemplarisch für künstliche Markierungen bzw. für die Peakversatz-Methode („signal method“) in Abb. 3.2 aufgezeigt (RENGER et al. 1979).



**Abb. 3.2 Tritiummarkierung im Boden**  
(nach RENGER et al. 1977)

a) Zeitliche Entwicklung der Tracerkonzentrationsverteilung (Konzentration in logarithmischem Maßstab!) einschließlich molekularer Diffusion am Beispiel einer Linienimpfung aufgrund von drei Punktimpfungen gelegt wurde (Diffusionskonstante  $D=1,5 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$ , Bodenfeuchte 20 Vol.-%, durch Kastenverteilung idealisierte Anfangskonzentration). Bei typischer Impflösung von  $500 \mu\text{Ci/l}$  ( $1,5 \cdot 10^8 \text{ TU}$ ) ist der Tritiumgehalt der Bodenfeuchte schon nach vier Wochen unter den für Trinkwasser geltenden Toleranzwert der ersten Strahlenschutzverordnung abgesunken: Umweltpegel 200 TU typisch für T-Gehalt flacher Grundwässer.

b) Tritiumverteilung im Schnitt quer zur Impflinie in 50 cm Tiefe, 4 Wochen nach Impfung. Links: Isolinien bei Konzentrationsunterschieden von Linie zu Linie von jeweils  $1/10$  des T-Gehalts im Maximum; rechts: T-Vertikalverteilung wie bei Probenahme mit dem Bohrstock in verschiedenen Abständen von der Impflinie zu finden.

c) Abwärtsbewegung einer im Sommer an der Bodenoberfläche aufgebrachten Tritiummarkierung in einem lehmigen Boden (mittlere Feuchte anfangs 20 Vol.-%) mit Angabe der seit der Tracereingabe verstrichenen Zeit und der Niederschlagsmenge.

Weil der Einsatz von Tritium als Markierstoff aufgrund ökologischer und radiotoxikologischer Bedenken kaum noch bewilligt wird und andererseits die natürliche Tritiumaktivität (Bomben Tritium) selbst mit Anreicherungsmethoden unter die Nachweisgrenze absinkt, gewinnen die stabilen Isotope auch für die Untersuchung der Grundwasserneubildung zunehmend an Bedeutung.

### 3.3.2 Chloridmethode

Chlorid wurde häufig als natürlicher Tracer zur Bestimmung der Grundwasserneubildung verwendet. Bei dieser Methode wird aus den Chloridgehalten in Niederschlag und Grundwasser auf den Anteil an neugebildetem Wasser zurückgerechnet. Chlorid wird durch Verdunstung im Boden angereichert und gelangt dann mit erhöhten Konzentrationen ins Grundwasser (RENGER et al. 1977, LERNER et al. 1990).

$$G = N \cdot C_N / C_{GW} \quad (3.11)$$

Über die Niederschlagsmenge  $N$  [mm/a], deren Chloridgehalt  $C_N$  [mg/l] und den Chloridgehalt des Grundwassers  $C_{GW}$  [mg/l] lässt sich die Neubildungsrate  $G$  [mm/a] nach (3.11) für lange Zeiträume abschätzen. Als Randbedingungen werden vorausgesetzt, dass sich alle Prozesse im Gleichgewicht befinden und für Chlorid kein anderer Eintragsweg besteht (d.h. keine geogene und anthropogene Beeinflussung). Weiter wird angenommen, dass sich Chlorid als Tracer konservativ verhält.

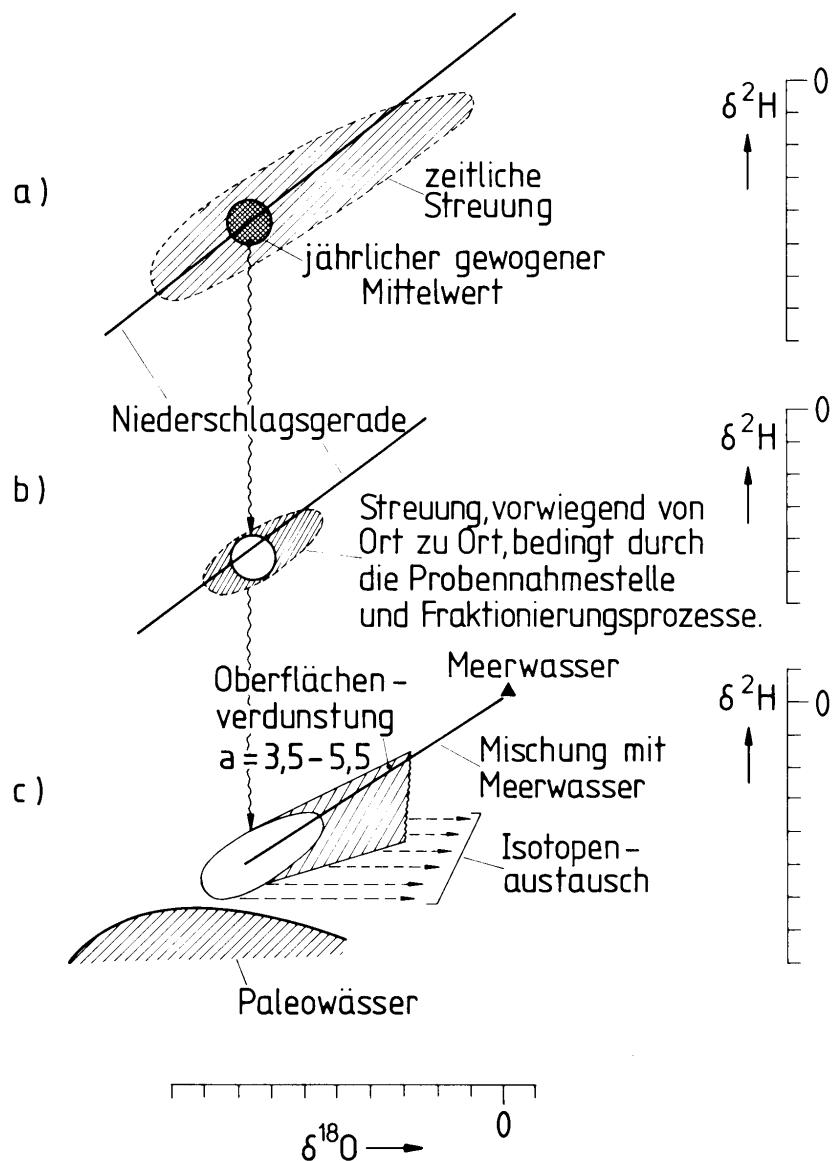
Für diese Arbeit ist die Methode von untergeordneter Bedeutung, da das Grundwasser im Versuchsgebiet aufgrund des Kalibergbaus im Oberrheingebiet erhöhte Chloridkonzentrationen aufweist. Die Methode wird bevorzugt in ariden und semiariden Gebieten angewandt und ermöglicht eine Abschätzung der langfristigen Grundwasserneubildung.

### 3.3.3 Stabile Isotope

Ein Schwerpunkt dieser Arbeit liegt in der Anwendung von Sauerstoff-18 und Deuterium als natürliche Tracer. In Abb. 3.3 ist die Veränderung des Isotopengehalts auf dem Weg zum Grundwasser dargestellt.

Der auf die Landoberfläche fallende Niederschlag kann bezüglich des Isotopengehalts charakteristische Tendenzen aufweisen, die verschiedenen Effekten zugeordnet werden. Es werden Kontinental- und Mengeneffekt unterschieden und die auf die Temperaturabhängigkeit der Isotopenfraktionierung zurückzuführende Beziehung der saisonalen, Breiten- und Höhenabhängigkeit (MOSER et al. 1980). Der Kontinentaleffekt beschreibt die Abnahme der schwereren Isotope mit zunehmender Kontinentalität und der Mengeneffekt die Abreicherung stabiler Isotope mit zunehmender Niederschlagsmenge. Der Höheneffekt drückt die abnehmende Konzentration an schweren Isotopen mit zunehmender topografischer Höhe aus, was auf die zunehmende Abkühlung aufsteigender Luftmassen zurückzuführen ist. Ebenso temperaturbedingt sind die an vielen Orten zu beobachtenden saisonalen Schwankungen des Isotopengehalts im Niederschlag (Jahreszeiteneffekt), mit negativeren Werten während der Wintermonate. Bei Standortuntersuchungen treten nur der Mengeneffekt und der Jahreszeiteneffekt in Erscheinung. Bis 1976 wurden Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte bezüglich des Standards SMOW (Standard Mean Ocean Water) ausgedrückt, der in seiner Isotopenzusammensetzung in etwa dem Meerwasser entspricht, aber nicht als reale Wasserprobe existierte. Von der IAEA wurde deshalb ein Isotopenstandard Vienna-SMOW (V-SMOW) realisiert, dessen Isotopenverhältnisse nahezu mit SMOW übereinstimmen (MOSER et al. 1980) (vgl. Kap. 5.3).

An der Bodenoberfläche findet durch Evaporation eine Anreicherung von schweren Molekülen im verbleibenden Wasser statt, während Transpiration aus dem Bodenkörper in aller Regel nicht zu einer Veränderung des Isotopengehalts führt (DAWSON et al. 1997). In der ungesättigten Zone führen dann Diffusions- und Mischungsprozesse zur Dämpfung des Signals aus dem Niederschlag oder ggf. aus dem Oberflächenwasser. In der gesättigten Zone sind Veränderung im Isotopengehalt durch Mischung mit anderen Wasserkomponenten (zuströmendes Grundwasser, Uferfiltrat, auch Paläowässer) und durch Austausch mit Isotopen aus dem Gestein, z. B. bei hohem Kalkgehalt, möglich.



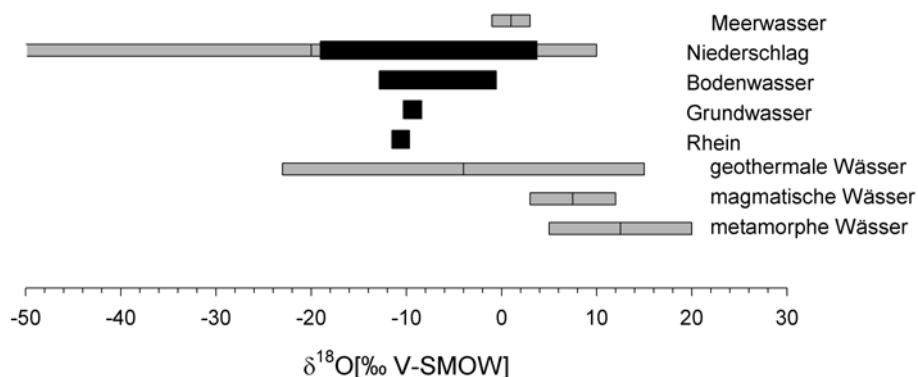
**Abb. 3.3** Schematische Darstellung der Änderung der  $\delta^2\text{H}$  und der  $\delta^{18}\text{O}$  Werte beim Übergang vom a) Niederschlag über das b) Sickerwasser der ungesättigten Zone zum c) Grundwasser. Die  $\delta$ -Wert-Skalen sind willkürlich. Die lokalen Streuungen in Zone b) sind u.a. durch Evapotranspiration und die Niederschlagsverteilung bedingt. a: Steigung der  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Grafen (MOSER et al. 1980)

Alle beschriebenen Effekte sind auf chemisch-physikalische Eigenschaften zurückzuführen, die Wassermoleküle durch die isotopisch bedingten Massenunterschiede aufweisen. Einige dieser Eigenschaften sind in Tabelle 3.1 dargestellt.

**Tab. 3.1 Physikalische Eigenschaften von  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $^2\text{H}_2\text{HO}$  und  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  im Vergleich**  
(nach HOEFS 1997)

Eigenschaften	$\text{H}_2\text{O}$	$^2\text{H}_2\text{HO}$	$\text{H}_2^{18}\text{O}$
Dichte [20°C, in g/cm <sup>3</sup> ]	0,997	1,1051	1,1106
Temperatur der größten Dichte [°C]	3,98	11,24	4,30
Schmelzpunkt [760Torr, in °C]	0,00	3,81	0,28
Siedepunkt [760Torr, in °C]	100,00	101,42	100,14
Dampfdruck [bei 100°C, in Torr]	760,00	721,60	
Viskosität [bei 20°C; in cPoise]	1,002	1,247	1,056

Die Bereiche, in denen Sauerstoff-18 Konzentrationen in natürlichen Wässern auftreten, sind in Abb. 3.4 dargestellt. Im Untersuchungsgebiet in Hartheim gemessene Konzentrationen in Niederschlag, Bodenwasser, Grundwasser der Aue und des Rheins sind zum Vergleich schwarz eingezeichnet. Dabei wird deutlich, dass die Gehalte in Grundwasser und Rhein weniger stark schwanken als die in Niederschlag und Bodenwasser.



**Abb. 3.4 Sauerstoff-18 Konzentrationen in natürlichen Wässern** (nach CLARK et al. 1997) **und in Komponenten des Untersuchungsgebietes Hartheim (in schwarz)**

### 3.3.3.1 Interpretation stabiler Isotope in der gesättigten Zone

In der gesättigten Zone können Schwankungen der Isotopengehalte durch indirekte und direkte Grundwasserneubildung verursacht sein. Die Bestimmung der direkten Grundwasserneubildung aus der gesättigten Zone ist nur möglich, wenn das Isotopensignal im Grundwasser auf den Niederschlag zurückzuführen ist und die Auswirkung anderer Komponenten (z.B. Uferfiltrat) auszuschließen ist.

Eine Separation von Mischungskomponenten kann erfolgen, wenn sich die beitragenden Wasserkomponenten signifikant voneinander unterscheiden. Je größer die Konzentrationsunterschiede sind, um so genauer ist die Bestimmung der unbekannten Komponente möglich. Sie erfolgt aus der Wasserbilanz- (3.12) und Stoffbilanzgleichung (3.13):

$$K_M = \sum_{i=1}^n K_i \quad (3.12)$$

$$C_M \cdot K_M = \sum_{i=1}^n C_i \cdot K_i \quad (3.13)$$

Die Anwendung auf Mehrkomponentensysteme erfordert mehrere, voneinander unabhängige Tracer. Mit einem Tracer ist die Berechnung aus der Zweikomponenten-Mischungsgleichung (3.14) möglich, die sich aus (3.12) und (3.13) ergibt:

$$\frac{K_1}{K_M} = \frac{C_2 - C_M}{C_2 - C_1} \quad (3.14)$$

Hier sind  $C_1$  und  $C_2$  die Tracerkonzentration [mg/l oder ‰] der Wasserkomponenten  $K_1$  und  $K_2$ , bzw.  $C_M$  die Konzentration der Mischwasserkomponente  $K_M$ . Bei diesem Ansatz werden weitere Komponenten vernachlässigt und zudem konservativer Stofftransport vorausgesetzt. Wenn infiltrierter Niederschlag  $K_1$  [ $\text{m}^3$  oder  $\text{m}^3/\text{s}$ ] und Grundwasser  $K_2$  als einzige Komponenten beitragen, kann der Anteil von  $K_1$  im Mischwasser  $K_M$  aus der Mischungsgleichung bestimmt werden.

Ebenso kann diese Methode zur Bestimmung der indirekten Grundwasserneubildung benutzt werden, wenn während Hochwasserereignissen der Anteil an direkter Grundwasserneubildung vernachlässigbar ist (Kap. 6.2). Aus Abb. 3.4 wird ersichtlich, dass sich die Isotopenkonzentration in den Mischungskomponenten Grundwasser und Rhein genügend voneinander unterscheiden. Eine quantitative Bestimmung des Anteils an Uferfiltrat erfordert zusätzliche Informationen über die Mengen der Mischungskomponenten, was durch die Volumenbetrachtung nach UBELL (1987a) möglich wird.

$$V_{t_1 \rightarrow t_2} = n_{sp} \cdot F_i \cdot 1\text{km} \quad (3.15)$$

Dabei wird die Vorratsänderung  $V$  in [ $\text{m}^3/\text{km}$ ] für die Zeitspanne  $t_1$  bis  $t_2$  nach (3.15) berechnet. Hierfür wird der speichernutzbare Hohlraumanteil  $n_{sp}$  und ein Flächenanteil der Grundwasserstandsänderung  $F_i$  verwendet, die mit einer Breite des Querprofils von einem Kilometer zu einem Volumenanteil multipliziert wird.

Eine weitere Methode zur Bestimmung der Grundwasserneubildung wird über mathematische Transportmodelle möglich („lumped parameter models“ oder „black-box models“). Sie können durch die Bestimmung der mittleren Verweilzeit  $t_t$  des Wassers (bzw. eines konservativen Tracers) in einem System die Abschätzung der Grundwasserneubildung ermöglichen, wenn das mobile Grundwasservolumen  $V_m$  bekannt ist (LERNER et al. 1990):

$$G = \frac{V_m}{t_t} \quad (3.16)$$

Zur Bestimmung der mittleren Verweilzeit müssen Input- und Output- Konzentrationen eines Grundwasserfließsystems zueinander in Beziehung gesetzt werden (MALOSZEWSKI et al.1983, 1996, 2001, YURTSEVER 1995). Das System muss sich im Gleichgewicht befinden, d.h. konstanten Durchfluss und konstantes Volumen aufweisen. Für stabile Isotope lässt sich folgende Beziehung formulieren:

$$C(t) = \int_0^{\infty} C_m(t-t') g(t') dt' \quad (3.17)$$

Die zeitlich variable Konzentration eines konservativen stabilen Isotops im Output des Systems wird mit  $C$ , die im Input mit  $C_{in}$  bezeichnet. Als „response function“ oder Wichtungsfunktion stellt  $g(t')$  die zeitliche Verteilung des stabilen Isotops im Output dar. Es werden verschiedene Modellansätze diskutiert, die  $g(t')$  beschreiben (z.B. Piston Flow Model, Exponential Model, Combined Exponential Piston Flow Model, Dispersions Model). Für diese Untersuchung eignet sich das Dispersionsmodell (DM), dessen Wichtungsfunktion in (3.18) dargestellt ist:

$$g(t') = (4\pi P_D t' / t_t)^{-1/2} t'^{-1} \exp[-(1-t'/t_t)^2 / (4P_D t' / t_t)] \quad (3.18)$$

Hier werden mittlere Verweilzeit  $t_t$  und Dispersionsparameter  $P_D$  als Modellparameter verwendet. Bei diesem Ansatz sind die Isotopengehalte im Niederschlag als Inputsignal  $\delta_{in}$  aus den Niederschlagsmengen  $N_i$ , den Isotopenkonzentrationen im Niederschlag  $\delta_i$ , der mittleren Konzentration im Grundwasser  $\delta_0$  und Infiltrationskoeffizienten  $\alpha_i$  für eine Anzahl von  $n$  Zeitschritten nach (3.19) zu berechnen.

$$\delta_m(t) = \delta_0 + [\alpha_i N_i (\delta_i - \delta_0)] / (\sum_{i=1}^n \alpha_i N_i / n) \quad (3.19)$$

Der so berechnete Input wird mit der gewählten Wichtungsfunktion verknüpft und dann möglichst gut an die gemessenen Werte angepasst, indem die Modellparameter verändert werden. Die dadurch ermittelte theoretische oder modellierte Output-Reihe ist durch die Angabe einer Güte der Modellierung über das Sigma-Kriterium zu bewerten:

$$\sigma = \left[ \sum_{i=1}^n (C_{m_i} - C_i)^2 \right]^{1/2} / n \quad (3.20)$$

Hierbei ist  $C_{m_i}$  die jeweils modellierte Konzentration und  $C_i$  die gemessene Konzentration der Output-Reihe. Die Anpassungsgüte ist nach dieser Definition besser, je kleiner der ermittelte Wert für  $\sigma$  ist.

In dieser Arbeit wurde dieser Ansatz benutzt, um Uferfiltrat des Rheins und unbeeinflusstes Grundwasser zu bilanzieren. Eine ausführlichere Beschreibung findet sich in MALOSZEWSKI et al. (1983, 1996, 2001) oder YURTSEVER (1995).

### 3.3.3.2 Interpretation stabiler Isotope in der ungesättigten Zone

In der ungesättigten Zone werden stabile Isotope meist nach der Peakversatz Methode interpretiert (SAXENA 1987, ALLISON 1998, GEHRELS 1998). Dafür müssen Bodenprofile auf Isotopen- und Wassergehalt untersucht werden und der Abstand zwischen markanten Isotopenkonzentrationen (Sommer- oder Winterpeaks) in den verschiedenen Tiefen  $z_i$  messbar sein. Es lässt sich dann die Wassermenge  $G$  ermitteln, die zwischen den betreffenden Zeitpunkten in die Bodenzone gelangte:

$$G = \int_{z_1}^{z_2} \theta(z) dz \quad (3.21)$$

Die Geschwindigkeit, mit der sich das Wasser in der ungesättigten Zone bewegt, lässt sich über (3.22) ermitteln:

$$v = \frac{z_2 - z_1}{\Delta t} \quad (3.22)$$

Hier bezeichnet  $\Delta t$  den identifizierbaren Zeitabstand zwischen den Peaks in den Tiefen  $z_1$  und  $z_2$ . Sind die Profile nicht tief genug um mehrere saisonale Peaks zu erfassen, so kann diese Methode auch auf mehrere Profile in zeitlichem Abstand angewendet werden, wenn dadurch ein zeitlicher Versatz zu verfolgen ist.

Eine weitere Möglichkeit, die Wasserbewegung in der ungesättigten Zone abzuschätzen, besteht in der Interpretation der saisonalen Schwankungen der Isotopengehalte und dessen Dämpfung mit zunehmender Tiefe durch Anpassung von Sinuskurven (MALOSZEWSKI et al. 1983, UNNIKRISHNA et al. 1995, DEWALLE et al. 1997, GEHRELS 1999).

$$\delta^2 H = x + a \cdot [\cos(ct - \phi)] \quad (3.23)$$

Hier sind  $\delta^2 H$  die modellierten Deuteriumkonzentrationen [‰ V-SMOW],  $x$  der mittlere Deuteriumgehalt [‰ V-SMOW] der entsprechenden Reihe,  $a$  die Amplitude der Deuteriumschwankungen [‰ V-SMOW],  $c$  die Radialfrequenz der jährlichen Schwankungen (bzw.  $0,017214$  oder  $2\pi/365$ ) [rad],  $t$  die Zeit [d] nach Beginn der Untersuchung und  $\phi$  die Phasenverschiebung [rad].

Mit dem Ansatz der exponentiellen Verteilung der Tracerverweilzeiten folgt für die Bestimmung der mittleren Verweilzeit die Beziehung (3.24):

$$t_t = c^{-1} \left[ (a_{z2}/a_{z1})^{-2} - 1 \right]^{0.5} \quad (3.24)$$

wobei  $a_{z1}$  und  $a_{z2}$  die Amplituden der Signale in Input- und Output-Reihe symbolisieren bzw. in Niederschlag an der Bodenoberfläche und weiteren Bodentiefen. Eine Dämpfungstiefe des Isotopensignals lässt sich über die Veränderung der Amplitude nach (3.25) oder über die Phasenverschiebung nach (3.26) abschätzen.

$$d_h = [\ln(a_{z2}/a_{z1})/(z_2 - z_1)]^{-1} \quad (3.25)$$

$$d_h = [(ct_{\max_{z2}} - ct_{\max_{z1}})/(z_2 - z_1)]^{-1} \quad (3.26)$$

Hierbei stellt  $d_h$  die Dämpfungstiefe [m] dar, bei der das Isotopensignal des Niederschlags auf 37 % reduziert ist. Eine Dämpfungstiefe, bei der das Signal auf 1% reduziert ist, wird erreicht, indem man mit 4,61 multipliziert (DEWALLE et al.1997). Die Zeiten  $t_{\max_{z1}}$  und  $t_{\max_{z2}}$  sind die Zeitpunkte der Maximalkonzentrationen in den Reihen der Tiefe  $z_1$  bzw.  $z_2$  [m].

### 3.3.4 Künstliche Markierungen

Markierstoffe werden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung hauptsächlich in der ungesättigten Zone eingesetzt (LERNER 1990). Auch Isotope können als künstliche Tracer verwendet werden, wie in Kap. 3.2.1 für Tritium bereits ausgeführt wurde. Die Auswertung der Messwerte erfolgt meist über die Peakversatz- und, wenn Stofferhalt gewährleistet ist, über die Bilanzierungsmethode. Zur Markierung wurden auch Wässer mit charakteristischen Sauerstoff-18- und Deuteriumgehalt verwendet (z.B. ATH 2001). Im Gegensatz zu den Umweltisotopen können Markierversuche nur am Standort (point scale) angewendet werden und erlauben nur über Regionalisierungsverfahren Aussagen über größere Flächen.

In dieser Untersuchung werden Uranin und konzentriertes Deuterium sowie isotopisch abgereichertes Wasser (Sauerstoff-18) als künstliche Tracer verwendet. Uranin wird seit über hundert Jahren zur Wassermakierung eingesetzt (KÄSS 1998) und ist als nahezu konservativer Tracer bekannt. Beim Einsatz in der ungesättigten Zone ist aber neben der Lichtempfindlichkeit auch mikrobiologischer Abbau und Sorption stärker zu bewerten als bei Untersuchungen im Grundwasser. Zudem ist die Rücklösung des Tracers aus dem Bodenwasser und Substrat mit erhöhtem Aufwand verbunden.

Deuterium kann im Handel in konzentrierter Form bezogen werden, ist aber aufgrund der Kosten nur für Untersuchungen rentabel, bei denen mit relativ geringen Wassermengen zu rechnen ist (ungesättigte Zone, Lysimeter, Laborversuche). Zudem ist die Verfälschung des natürlichen Isotopengehalts durch größere Versuche als negativ zu bewerten. Die Markierung mit Deuterium fordert aufgrund der empfindlichen Analytik einen sehr verantwortungsvollen Umgang bei der Berechnung der Einspeisemenge, da zu hohe Konzentrationen in den zu messenden Proben Schaden für die Routineanalytik bedeuten können.

Weil künstliche Markierungen in der ungesättigten Zone Aussagen über Fliesswege, Verweilzeiten, Fliessgeschwindigkeiten und Wasserbilanzen erlauben, werden sie auch verstärkt zur Prozessforschung eingesetzt. Dabei werden neben Salzen und Fluoreszenztracer auch andere Farbstoffe verwendet, die aufgrund starker Sorption eine Visualisierung der Wasserbewegung und damit eine Interpretation von dominierenden Transportwegen (Matrixfluss, Makroporen – schnelle Fliesswege) ermöglichen (VAN OMNEN et al. 1989, HANGEN et al. 1998, WEILER 2001).

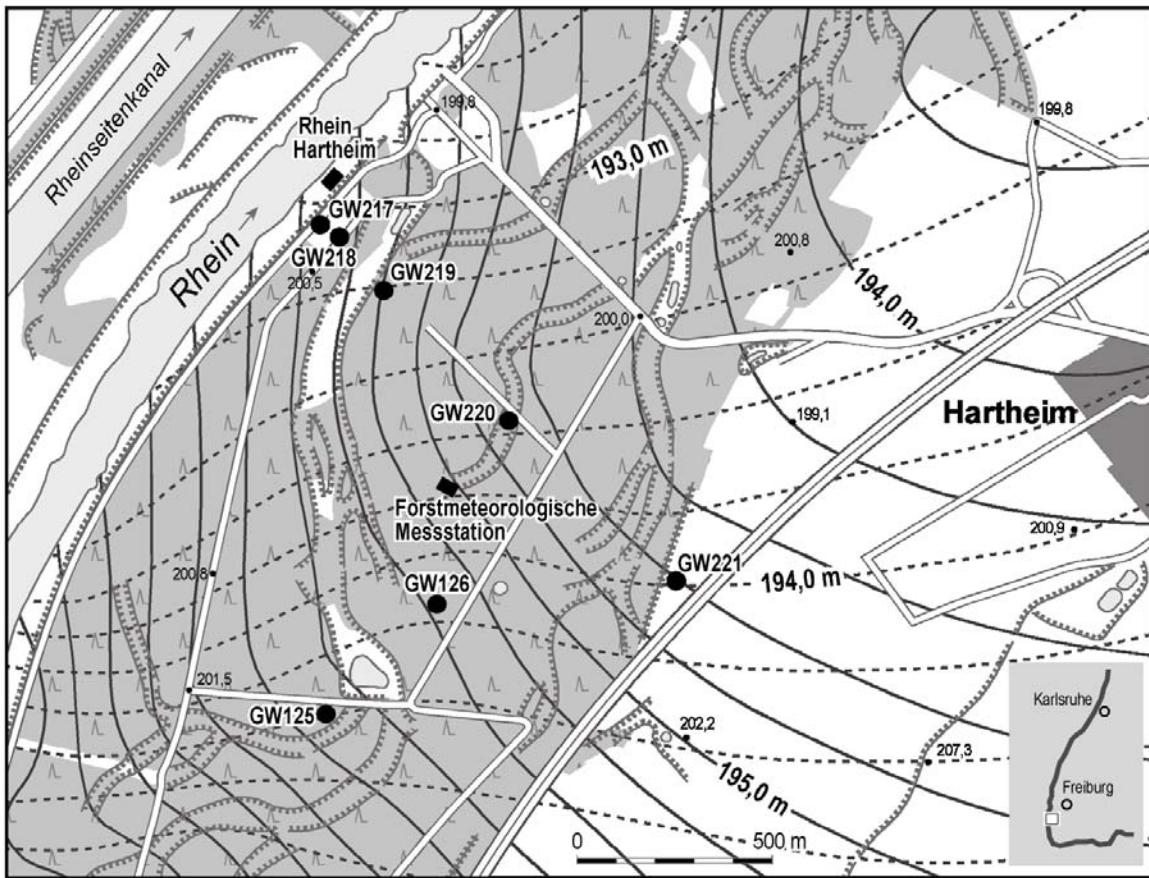
## 4 Untersuchungsgebiet und Forstmeteorologische Messstelle Hartheim des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg

### 4.1 Lage und geologische Einordnung des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Oberrheingraben bei Hartheim 25 km südwestlich von Freiburg (Abb. 4.1). Es umfasst die nähere Umgebung der Forstmeteorologischen Messstelle, die 1969 in der Rheinaue angelegt wurde. Der natürliche Zustand der Aue ist stark durch regulierende wasserwirtschaftliche Maßnahmen am Rhein überformt. Der Charakter einer Naturlandschaft ist verloren.

Die Ausbildung des Oberrheingebietes als Grabenbruch mit einer Länge von rund 300 km, einer durchschnittlichen Breite von 40 km und einem Gesamt-Verwerfungsbeitrag zwischen Grabenfüllung und Grabenflanke von bis zu 4000 m an der östlichen Grabenseite begann im frühen Tertiär. Relativbewegungen sind auch heute noch messbar (HENNINGSEN et al. 1998). Die Auffüllung des Grabens mit fluviatilen Sedimenten (Schotter und Kies) setzte gleichzeitig ein, so dass sich heute über den jurassischen Gesteinen mächtige tertiäre und quartäre Ablagerungen befinden. Die tertiären Sedimente, die sich aus dem erodierten Material der mesozoischen Schichten zusammensetzen, die Schwarzwald und Vogesen einst auflagen, sind im Oberrheingraben um 2000 m mächtig (GEYER et al. 1991). Diese werden in der inneren Grabenzone von über 100 m mächtigen quartären Ablagerungen überlagert. Hierbei handelt es sich vorwiegend um alpine Kiese und Sande, die mit zunehmendem Abstand vom Rhein mit weniger stark gerundeten Sanden und Kiesen der Randgebirge vermischt sind. Die quartären Ablagerungen bilden die Rheinniederterrasse, die während der letzten würmzeitlichen Aufschüttungsphase entstand. Infolge fluviatiler Erosion entstand im Holozän die Rheinaue (GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN WÜRTTEMBERG 1977). Im Untersuchungsgebiet weist die Rheinaue eine Breite von 4 bis 5 km auf. Die als Hochgestade bezeichnete Terrassenstufe hat dort eine Höhe von ungefähr 2 m. Das Grundwasservorkommen im Oberrheingraben ist mit rund 50 Mio. m<sup>3</sup> das wichtigste Grundwasserreservoir Europas (TRÉMOLIÈRES et al. 1993).

Als Folge von Rheinbegradigung und Ausbau wurde der Grundwasserspiegel abgesenkt und verursachte ein Trockenfallen der ursprünglichen Aue. Die ehemaligen Seitenarme des Rheins sind heute als flache, langgestreckte Mulden im Gelände sichtbar und sind ein Hinweis auf bevorzugte Fliessbahnen und Inhomogenitäten im Untergrund (vgl. Abb. 4.1). Die durch die Baumaßnahmen induzierte Grundwasserabsenkung bewirkte eine Veränderung der Vegetation. Die ursprüngliche Auevegetation wurde in den 60er Jahren durch Pflanzen ersetzt, die bezüglich der Wasseranforderung anspruchsloser sind. Aufgrund der Grundwasserabsenkung und dem Trockenfallen der Aue wird das Gebiet oft als Hartheimer Trockengebiet bezeichnet.

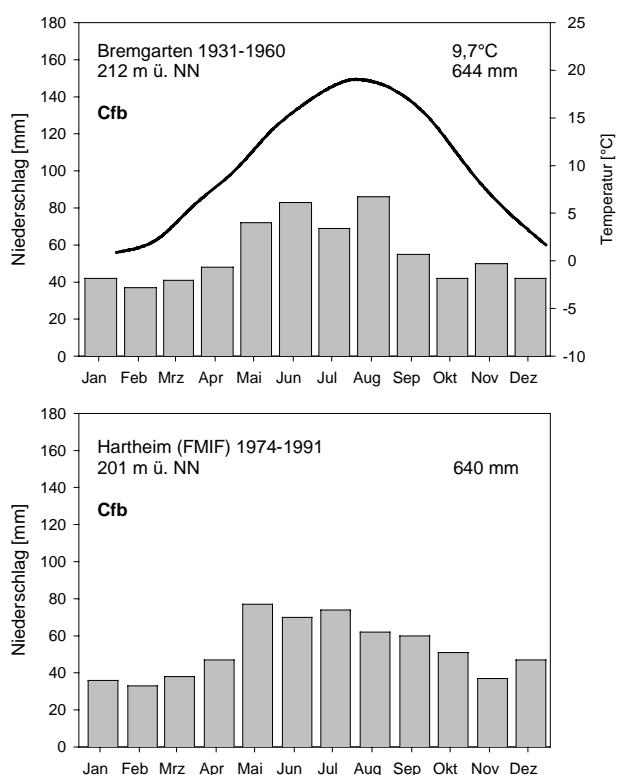


**Abb. 4.1** Überblick über das Untersuchungsgebiet mit Grundwassermessstellen (GW) und Grundwassergleichen während mittlerem Wasserstand am 13.10.1998 (gestrichelte Linien) und während eines Hochwassers am 5.11.1998 (durchgezogene Linien)

## 4.2 Klima im zentralen Teil des südlichen Oberrheingrabens

Das Klima im zentralen Teil des südlichen Oberrheingrabens ist durch hohe Temperaturen und geringe Niederschläge gekennzeichnet. An diesen speziellen Ausprägungen sind unter anderem föhnartige Effekte zwischen den randlichen Gebirgen Vogesen und Schwarzwald und der Rheinebene beteiligt.

Nach KESSLER et al. (1988) ergeben sich an der Klimastation Bremgarten aus Beobachtungen der Periode 1931-1960 Jahresmitteltemperaturen von 9,7°C, was dieses Gebiet als eines der wärmsten in Deutschland ausweist. Die jährlichen Niederschlagssummen ergeben für die Station Bremgarten ein langjähriges Mittel von 644 mm (vgl. Abb. 4.2). Der größte Teil der Niederschläge mit ca. 400 mm fällt während der Vegetationsperiode in den Monaten April bis September. Die Zahl der Tage mit Niederschlägen von mindestens 0,1 mm Ergiebigkeit beträgt 170,3 (KESSLER et al. 1988).



**Abb. 4.2 Klimadiagramme für Bremgarten und die benachbarte Station Hartheim** (Werte aus JAEGER et al. 1996 und JAEGER 1997)

Als Zeiger des milden Klimas ist auch die im Winter nur geringe Anzahl der Tage mit Schneefall bzw. kaum geschlossener Schneedecke und die nur geringe Anzahl der Tage mit Temperaturen unter Null Grad zu bewerten. Nach SCHÄFER (1977) ist unter den klimatischen Bedingungen des Oberrheingebiets ein Jahresniederschlag von mindestens 800 mm nötig, um den Wasserverbrauch von Vegetation und Verdunstung zu decken.

### 4.3 Forstmeteorologische Messstelle Hartheim

Die Forstmeteorologische Messstation des Meteorologischen Instituts (FMIF) wird seit mehr als 30 Jahren im Waldbestand der Rheinaue ( $47^{\circ}56'04''$ N,  $7^{\circ}36'2''$ E bzw. Gauß-Krüger-Koordinaten RW 32 95 399, HW 53 10 195 und 201 m ü. NN) für kontinuierliche meteorologische und hydrologische Messungen zur langfristigen Analyse des Energie- und Wasserhaushalts betrieben. Eine ausführliche Beschreibung der Messstation und ausgewählter Messdaten finden sich in JAEGER 1978, JAEGER et al. 1996 und MAYER et al. 2000. Der in den sechziger Jahren neuangelegte Kiefernwald ermöglicht als weitgehend homogene Fläche optimale Bedingungen zur Übertragung von Punktmessungen auf eine größere Waldfläche.

Die effektive Klimaklassifikation nach Köppen ergibt für die südliche Oberrheinebene eine Einordnung zur feucht-gemäßigten Klimazone (Cfb). Für differenziertere Betrachtungen müssen aber, wie der REKLIP - Klimaatlas dokumentiert, die orographischen Einflüsse des stark gegliederten Gebiets berücksichtigt werden (MAYER et al. 2000 nach FIEDLER 1995). Das Untersuchungsgebiet fällt dabei in die naturräumliche Einheit Rheinebene von Basel bis Breisach.

Der Temperaturverlauf im Untersuchungsgebiet ist als relativ gleichmäßig zu bezeichnen, mit Januar als kältestem (aber positiven Monatsmittel) und Juli als heißestem Monat.

In der südlichen Oberrheinebene sind im Mittel 70 bis 80 Tage pro Jahr mit Nebelbildung zu verzeichnen. Die meisten Nebeltage treten von Oktober bis Januar auf; die wenigsten Nebeltage weist der Juli auf (MAYER et al. 2000). Die Hauptwindrichtung ist vorwiegend aus Südsüdwest.

Die FMIF ist mit Messinstrumenten ausgerüstet, die sich größtenteils an zwei Messtürmen (15 m und 30 m Höhe) und im Waldbestand befinden. Der Ausbau der Messtürme wurde in den vergangenen Jahren mit dem Wachstum der Bäume abgeglichen. An den Messtürmen befinden sich in verschiedenen Niveaus Messsensoren zur Bestimmung von Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Lufttemperatur, Luftfeuchte, sowie zur Messung der Komponenten der Strahlungsbilanz. Bodentemperaturen und Bodenwärmestrom werden im Waldbestand gemessen und die Bodenfeuchte wird mit TDR und durch gravimetrische Analyse von regelmäßig entnommenen Bodenproben ermittelt. Alle Sensoren sind mit einem zentralen Datenlogger verbunden. Es werden alle 30 Sekunden Messungen aufgenommen und Mittelwerte und Summen alle volle Stunde aufgezeichnet.

Der Niederschlag wird auf den Türmen in 15 m und 30 m Höhe sowie im Waldbestand an Sammelrinnen und als Stammabfluss kontinuierlich quantitativ bestimmt. Zudem wurden für diese Untersuchung auf den Messtürmen und im Waldbestand Niederschlagssammler zur qualitativen Beprobung des Niederschlags auf Isotope eingerichtet.

Neben der langfristigen Untersuchung von Wasser- und Energiebilanz im Hartheimer Kiefernwald liegt ein Schwerpunkt auf der Untersuchung von Evapotranspiration von Waldflächen. Im Mai 1992 fanden in interdisziplinärer Forschungsarbeit Vergleichsmessungen (HartX92) im Rahmen einer Intensivmessphase des REKLIP Projekts statt, bei der über mehrere Wochen die Verdunstung von verschiedenen Instituten mit unterschiedlicher Methodik aufgenommen wurde (JAEGER et al. 1996, VOGT et al. 1996).

## 4.4 Bodenuntersuchungen und Bodeneigenschaften

Im Rahmen dieser Arbeit konnte auf zahlreiche Ergebnisse aus vorhergehenden bodenkundlichen Untersuchungen zurückgegriffen werden. VOGEL (1969) beschreibt die Arbeiten, die nach der Stockrodung an der oberen Bodenauflage und während der Wiederaufforstung des Auwalds vorgenommen wurden. Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt und zur Versickerung wurden von HÄDRICH (1979) und SCHÄFER (1977) während der Jahre 1973 bis 1979 durchgeführt. In diesen Arbeiten wird die Bodenauflage ausführlich charakterisiert und typisiert.

Demnach ist der Boden im Untersuchungsgebiet nach der Grundwasserabsenkung als anthropogen beeinflusste Kalkpaternia-Pararendzina (Fluvisol) mit Zweischichtprofil anzusprechen. Dem sandig-schluffigen Oberboden mit einer Mächtigkeit von 20 bis 60 cm folgt sandiger Kies (SCHÄFER 1977). Die Wurzelmasse befindet sich überwiegend in den oberen 35 cm, wobei die ersten 10 cm besonders stark durchwurzelt sind.

Von TRÜBY (1983) wurden Untersuchungen zu Nährstofftransport und -umsatz bei Bewässerung des Bodens beschrieben und zudem Homogenitätsbetrachtungen der Bodenauflage dargestellt. Die obere Bodenschicht besitzt eine Feldkapazität von 35,4 Vol.% (118,6 mm), der Welkepunkt liegt bei 12 Vol.%, (38 mm) mit Raumgewichten des Substrats von 1,05 bis 1,41 g/cm<sup>3</sup>. Die nutzbare Feldkapazität liegt für eine im Mittel 40 cm mächtige Bodenschicht bei rund 80 mm. Im Gegensatz hierzu besteht die darunter folgende Schicht aus sandig-kiesigem Material mit einer geringeren Feldkapazität von 3,5 Vol.% und einem

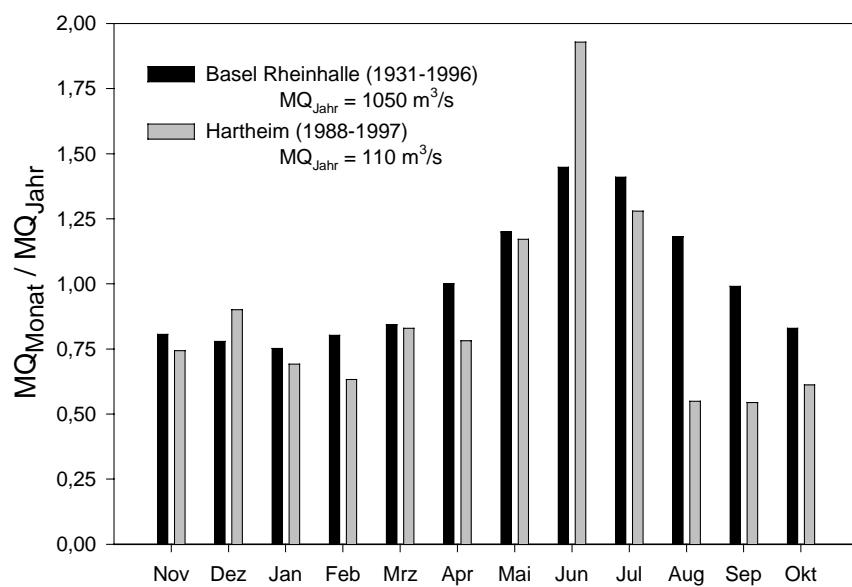
Welkepunkt bei 1,2 Vol.%. Das Raumgewicht des Kiessubstrats liegt hier um 1,92 g/cm<sup>3</sup>. Die ungesättigte Zone reicht an der Messstelle bis ca. 7 m unter Flur.

Nach Untersuchungen von STURM (1993), der an knapp 1500 Bohrstockuntersuchungen Bodenmächtigkeitsverteilungen aufgenommen hat, variiert die Mächtigkeit der oberen Bodenauflage zwischen 15 und 80 cm. Derzeit werden Arbeiten zur Beurteilung der räumlichen Variationen der Bodenmächtigkeiten im Untersuchungsgebiet durchgeführt und in Karten festgehalten (JAEGER, mündliche Mitteilung).

Die Entnahme von Bodenproben zur Wasser- und Isotopengehaltsbestimmung fand während dieser Arbeit in der näheren Umgebung der FMIF, hauptsächlich auf der westlichen Seite der Messstation statt.

## 4.5 Hydrologie und Hydrogeologie

Neben den Schwarzwaldflüssen Möhlin und Neumagen, deren Einzugsgebiete bis in den Hochschwarzwald reichen, ist der Rhein als Vorfluter im Untersuchungsgebiet das wichtigste Gewässer. Das Einzugsgebiet des Rheins reicht bis in den zentralen Bereich der Alpen, und die Isotopengehalte und das Abflussregime sind durch die Schneeschmelze geprägt. Die Höchstwerte der Wasserführung treten gewöhnlich im Juni und Juli auf (vgl. Abb. 4.3).



**Abb. 4.3 Abflussregime des Rheins bei Basel und des Restrheins bei Hartheim**  
(nach Werten des Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuchs und des Wasser- und Schifffahrtsamts Freiburg)

Die historischen Baumaßnahmen zur Rheinregulierung und Kanalisierung zählen zu den bedeutendsten wasserbaulichen Eingriffen im südwestdeutschen Raum. Die Absenkung des Grundwassers, die zu Beginn der Rheinkorrektur beabsichtigt war, um eine Trockenlegung der Sumpfgebiete zu erreichen, ist längst über ihr ursprüngliches Ziel hinaus geschritten und hat merklich zu einem Verlust des an anderen Orten meist unter Naturschutz stehenden Ökosystems Aue geführt.

Im Untersuchungsgebiet ist der Rhein heute in den Rheinseitenkanal und den Alt- oder Restrhein aufgeteilt. Seit der Inbetriebnahme der Staustufe Fessenheim im Jahre 1956 verbleibt dem Restrhein nur noch eine Restwassermenge von 20 m<sup>3</sup>/s im Winterhalbjahr und 30 m<sup>3</sup>/s im Sommerhalbjahr, soweit nicht mehr als 1200 m<sup>3</sup>/s im Rhein abfließen (GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN WÜRTTEMBERG 1977). Übersteigt der Abfluss im Rheinseitenkanal diese Menge, so wird wenn nötig überschüssiges Wasser in den Restrhein abgeleitet. Der betonierte Rheinseitenkanal, der zur Stromgewinnung und Schifffahrt genutzt wird, steht nicht mit dem Grundwasserkörper in Verbindung. Durch die stetige Eintiefung des alten Rheinbetts liegt der Grundwasserspiegel im Mittel um 7 m unter Flur. Bei Hochwasserereignissen sind Grundwasserstandsänderungen in Entfernung bis zu mehreren Kilometern messbar. Neben der Abschwächung von Hochwasserwellen als positivem Effekt bedeutet dies auch einen qualitativen Einfluss von Oberflächenwasser auf das Grundwasser.

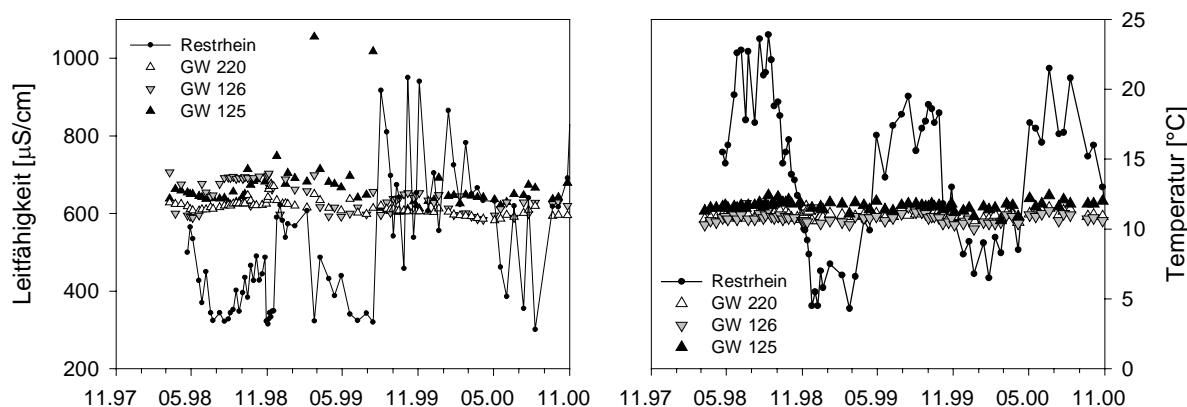
Neben den tieferen tertiären Sedimenten sind im inneren Rheingrabenbereich vor allem die quartären Schotter und Kiese der oberen hundert Meter in nennenswertem Maß grundwasserführend. Die Durchlässigkeitsbeiwerte liegen im vorwiegend alpinen Material um eine Zehnerpotenz höher ( $> 10^{-3}$  m/s) als in Schwarzwaldmaterial. Bei Niedrigwasserführung des Rheins bewegt sich das Grundwasser vom Schwarzwaldrand her mit einem relativ hohen Gefälle von 10 ‰ westwärts auf den Rhein zu und biegt dann unter Gefälleabnahme auf rund 1 ‰ in die Nordwest- bzw. Nordrichtung um (GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN WÜRTTEMBERG 1977). In Abb. 4.1 sind die Grundwassergleichen während mittlerer Abflussverhältnisse im Restrhein und während Hochwasser dargestellt. Der Einfluss von Hochwasser auf die Grundwasserverhältnisse wird in Kap. 6.2. detailliert diskutiert.

**Tab. 4.1 Beprobte Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet Hartheim**

Messstelle	LfU-Nr. Bezeichnung	Koordinaten RW/HW	Entfernung zum Rhein [m]	Verfilterung von - bis [m u. GOK]	mittlerer Wasserstand [m ü. NN]
GW 125	125/020-8	33 95002 / 53 11039	850	13-103	194,14
GW 126	126/020-2	33 95350 / 53 11251	950	12-50	194,05
GW 217	217/020-	33 95020 / 53 12290	75	8-11	192,97
GW 218	218/020-2	33 95060 / 53 12241	125	8-11	193,07
GW 219	219/020-8	33 95190 / 53 12111	285	7-10	193,07
GW 220	220/020-0	33 95425 / 53 11860	635	6-9	193,35
GW 221	221/020-0	33 95925 / 53 11500	1265	8-11	193,62

Die während dieser Untersuchung beprobten Messstellen sind in Abb. 4.1 ersichtlich. Neben den Grundwassermessstellen der Hartheimer Reihe, womit die fünf Messstellen GW 217 bis GW 221 in senkrechter Anordnung zum Rhein bezeichnet werden, wurden zwei weitere Messstellen GW 125 und GW 126 sowie der Abfluss des Rheins an der Abflussmessstelle Hartheim beprobt. Die amtliche Bezeichnung, die Lage und Entfernung zum Rhein sowie der Ausbau und der mittlere Wasserstand der Grundwasserpegel sind in Tab. 4.1 zusammengefasst. Zusätzliche Pegel, die zur Erstellung der Grundwassergleichen in Abb. 4.1 und zur Beurteilung von Uferfiltratanteilen verwendet wurden, sind in LOHNER (1999) ausführlich beschrieben.

Eine hydrochemische Typisierung des Grundwassers ist ausführlich in GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN WÜRTTEMBERG (1977) vorgenommen worden. Großen Einfluss auf die hydrochemischen Verhältnisse haben anthropogene Einflüsse wie Stoffeintrag aus den landwirtschaftlich intensiv genutzten Flächen der Niederterrasse, Versickerungen aus Kalibergbau und Oberflächenwasser (Flüsse, Baggerseen aus Kiesabbau). Während der gesamten Untersuchungszeit wurden Leitfähigkeit und Temperatur an den Messstellen aufgenommen (vgl. Abb. 4.4). Die erhöhten Leitfähigkeitswerte sind vor allem auf die Versickerung des Kalibergbaus südlich des Untersuchungsgebiets zurückzuführen.



**Abb. 4.4 Leitfähigkeit (links) und Temperatur (rechts) in Restrhein und den kontinuierlich beprobten Grundwassermessstellen während der Untersuchungsperiode von November 1997 bis Oktober 2000**

## 4.6 Frühere Isotopenuntersuchungen im Untersuchungsgebiet

Die International Atomic Energy Agency (IAEA) betreibt im Rahmen des „Global Network of Isotopes in Precipitation“ (GNIP) die Beobachtungsstationen Karlsruhe (120 m ü. NN), wo Isotopenmesswerte von 1979 bis 1995 vorliegen, die Station Weil am Rhein (249 m ü. NN) mit Messwerten von 1988 bis 1998 und die Station Feldberg (1493 m ü. NN) mit Messwerten von 1981 bis 1985 (IAEA 2000). Die Stationen lassen sich mit entsprechender Höhenkorrektur auf das Versuchsgebiet übertragen. Die Daten für diese Messstationen sind über das Internet erhältlich (<http://isohis.iaea.org>).

HERDEG (1993) führte Untersuchungen zu Grundwasserneubildung und Uferfiltratanteil im Einzugsbereich des Wasserwerks Hausen durch. In dieser Arbeit werden flächenhaft Isotopendaten (Sauerstoff-18 und Tritium) während des Untersuchungszeitraumes 1988 bis 1990 von Grundwassermessstellen und Oberflächengewässern dargestellt. Der Einfluss durch Uferfiltrat aus Möhlin und Neumagen wird im Einzugsgebiet des Wasserwerkes deutlich. Es werden mehrjährige Messreihen zur flächenhaften Kartierung von Uferfiltratanteilen verwendet. Die Isotopenmessungen für die Messstellen in der Rheinaue zeigen Uferfiltratanteile um 30 bis 40 %.

Im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden Württemberg (LfU) führte die Firma Hydroisotop Isotopengehaltsbestimmungen (Deuterium, Tritium, Kohlenstoff-13, Kohlenstoff-14 und Sauerstoff-18) an Grundwässern im Oberrheingraben durch (LfU 1999). Dabei wurden 1993, 1994 und 1998 im südlichen Oberrheingraben und auch an Messstellen im Untersuchungsgebiet Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehaltsbestimmungen vorgenommen. Hauptgegenstand dieser Untersuchung waren Altersbestimmungen und Gruppierung der Grundwässer verschiedener Tiefen. Am 19.8.1998 wurden an der Grundwassermessstelle Hartheim im oberen Bereich (27-33 m) für Sauerstoff-18 Werte von -9,06 ‰ und für Deuterium von -63,6 ‰ gemessen. Im tieferen Bereich (108-120 m) wurden Werte für Sauerstoff-18 von -9,10 ‰ und für Deuterium von -65,1 ‰ ermittelt.

## 5 Vorgehensweise

### 5.1 Untersuchungszeitraum und Messprogramm

Die Felduntersuchungen umfassen den Zeitraum von November 1997 bis Oktober 2000. Für die Interpretation der saisonalen Variabilität von Isotopengehalten liegen damit knapp dreijährige Messreihen vor, was für Interpretationen die saisonale Effekte einschließen empfohlen wird (CLARK et al. 1997). Eine Modellierung von Isotopengehalten im Grundwasser setzt möglichst langjährige Messreihen im Niederschlag voraus (MALOSZEWSKI et al. 1996). Isotopenuntersuchungen im Niederschlag werden an zahlreichen Stationen weltweit seit über dreißig Jahren durchgeführt. Im Gegensatz hierzu sind längere Beobachtungen für Oberflächen- und Grundwasser eher selten. Auch Isotopenuntersuchungen im Bodenwasser sind bisher nur für kürzere Zeitabschnitte durchgeführt worden.

An der FMIF wurde der Niederschlag als wöchentliche Sammelprobe an sechs unterschiedlichen Stellen über den gesamten Untersuchungszeitraum gesammelt. Zwei Sammler wurden auf den Messtürmen in 30 m und 15 m Höhe zur qualitativen Beprobung des Niederschlags über den Baumkronen (Freilandniederschlag FN) installiert. Im Kiefernbestand wurde durchfallender und abtropfender Niederschlag mit einer sechs Meter langen Sammelrinne und mittels Auffangtrichter gesammelt, der im Folgenden als Bestandesniederschlag BN bezeichnet wird. Der Stammabfluss (SA) wurde an zwei Bäumen mit Manschetten aufgefangen, die um den Stamm gelegt wurden.

Die mikrometeorologischen Größen zur Bestimmung der Verdunstung werden an der FMIF kontinuierlich erfasst. Niederschlagsmengen, Lufttemperatur und Luftfeuchte (16 m und 23 m), Komponenten der Strahlungsbilanz und Bodenwärmestrom, liegen über den gesamten Untersuchungszeitraum als Stundenwerte aus den Messungen des Meteorologischen Institutes vor.

Um Veränderungen der Isotopengehalte im Grundwasser interpretieren zu können, sollten alle Wasserkomponenten bekannt sein, die den Grundwasserkörper beeinflussen. In der Rheinaue wurden an den Messstellen GW 125, GW 126 und GW 220 kontinuierlich Wasserproben gesammelt. Zudem wurde am Restrhein Abflussmessstelle Hartheim des Wasser- und Schiffahrtsamtes beprobt. Die Messungen wurden über einen Zeitraum von drei Jahren in ein- bis zweiwöchigem Abstand vorgenommen. Die Grundwasserproben wurden nach den Richtlinien zur qualitativen Untersuchung von Grundwasser entnommen (DVKW 1992). Dabei wurde 50 cm unter Grundwasserstand für ca. 10 Minuten abgepumpt, um die Entnahme von im Messrohr stehendem Wasser zu vermeiden. Gleichzeitig wurden die wasserchemisch-physikalischen Feldparameter Leitfähigkeit, Temperatur, pH-Wert und Sauerstoffgehalt aufgenommen. An mehreren Terminen wurden Stichproben aus dem Grundwasser entnommen und im Labor auf Anionen ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) und Kationen ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) analysiert. Der Wasserstand wird am Restrhein und den Grundwassermessstellen der Hartheimer Reihe mit Schreibpegeln erfasst, die vom Wasser- und Schiffahrtsamt Freiburg und der Gewässerdirektion Breisach betreut werden. Für diese Untersuchung wurden die verfügbaren Stundenwerte zu Tagesmittelwerten zusammengefasst.

Ab April 1998 wurden bei den Geländefahrten auch Bodenproben aus der oberen Bodenschicht in 0–2 cm, 2–20 cm und 20–40 cm Tiefe entnommen. Die Bodenproben wurden luftdicht verpackt und gekühlt bis zur Analyse im Labor gelagert. Dort wurde der Bodenwassergehalt gravimetrisch bestimmt und Bodenwasser für die Isotopenanalyse mit Hilfe der Toluol-Extraktionsmethode entzogen. An mehreren tiefen Profilen wurde in zeitlich unregelmäßigem Abstand der Isotopengehalt des Bodenwassers untersucht und Markierungsversuche vorgenommen.

Während dieser Untersuchung wurden künstliche Markierungen in Form von Beregnungsversuchen mit Uranin, Deuterium und Sauerstoff-18 sowie Versuche mit Uranin als Pulver (Trockendeposition) durchgeführt. Die Versuche sollen eine qualitative Beurteilung und Abschätzung der Bodenwasserbewegung unter trockenen Bedingungen ermöglichen. Die Durchführung der Versuche ist in Kap. 6.3 aufgeführt. Die im Labor notwendige Aufbereitung und Analytik wird im Folgenden beschrieben.

## 5.2 Bodenwassergewinnung

Weil für die Untersuchung der Isotopengehalte im Bodenwasser eine größere Menge an Bodensubstrat nötig ist, wurden die Bodenproben im Gelände nicht mit dem Bohrstock sondern mit einem Spaten entnommen. Es wurden jeweils ca. 500 g Bodenprobe pro Horizont ausgestochen und in dicke Plastikbeutel verpackt. Im Labor wurden die Bodenproben bis zur Bestimmung des Wasser- und Isotopengehalts kühl gelagert.

Für die Rücklösung von Uranin, das bei den Markierungsversuchen eingesetzt wurde, werden 20 g der entnommenen Bodenprobe mit 20 ml N-N-Dimethylformamid (DMF) und 5 ml destilliertem Wasser als Lösungsmittel versetzt. Die Proben werden über 24 h Stunden auf dem Schütteltisch bewegt und dann der Tracergehalt im zugegebenen Wasser fluorometrisch bestimmt (KARNUTH 2000).

Im Gegensatz zu Tensiometer- und Saugspannungssonden weist die gravimetrische Bestimmung des Bodenwassergehalts den Nachteil auf, dass Messungen nicht zeitlich hochauflösen und kontinuierlich vorgenommen werden können. Da eine Kalibrierung von Sonden im Gelände jedoch gravimetrisch erfolgen muss, ist bei der gravimetrischen Bestimmung von einer größeren Genauigkeit auszugehen. Zur Bestimmung des Bodenwassergehalts wurden jeweils ca. 2 g Substrat in drei Parallelproben abgewogen und bei 105 °C getrocknet. Aus Feucht- und Trockengewicht des Substrats wird der Wassergehalt nach (5.1) errechnet:

$$W_{Vol\%} = \frac{M_{feucht} - M_{trocken}}{M_{trocken}} \cdot d_B \cdot 100 \quad (5.1)$$

Hierbei sind  $W_{Vol\%}$  der Wassergehalt [Vol %],  $M_{feucht}$  bzw.  $M_{trocken}$  die Feucht- und Trockenmasse des Bodens [g] und  $d_B$  die Lagerungsdichte [ $g/cm^3$ ]. Für die Lagerungsdichte des Bodens wurden Werte von  $1,205 g/cm^3$  in der oberen Bodenschicht und von  $1,9 g/cm^3$  im tieferen kieshaltigen Bereich verwendet (HÄDRICH 1979).

Weil zur Sicherheit eine Wiederholung der Messungen möglich sein soll, ist für die Isotopenanalyse eine Probenmenge von mindestens 20 ml erforderlich. Die Entnahme von Bodenwasser im Gelände wird üblicherweise an Lysimetern, mit Saugkerzen oder Rinnen vorgenommen. Eine kontinuierliche Beprobung ist dann nur unter günstigen Voraussetzungen möglich (z.B. hoher Bodenwassergehalt, geeignetes Substrat oder nur nach Niederschlagsereignissen). Bei der Untersuchung von Isotopengehalten ist insbesondere bei geringer Bodenfeuchte eine Fraktionierung bei der Probennahme möglich (BRODERSON et al. 2000). Deshalb wurde in dieser Untersuchung Bodenwasser aus den im Gelände entnommenen Bodenproben extrahiert.

Für die Extraktion von Bodenwasser zur Untersuchung auf Isotopengehalte bieten sich mehrere Alternativen an. WALKER et al. (1994) bewerten vier verschiedene Methoden im internationalen Vergleich, an dem sich 14 Labors beteiligten. Dort wurden Vakuumdestillation, azeotrope Destillation (mit Hexan, Kerosin oder Toluol), Mikrodestillation mit Zink und Wassergewinnung durch Zentrifuge angewendet. Weiter sind Methoden durch Equilibrierung mit Wasser bekannten Isotopengehalts und durch Auspressen des Bodenwassers bekannt (ATH 2001, ARAGUAS-ARAGUAS et al. 1995). Zu den am häufigsten angewendeten Verfahren zählen jedoch die Vakuumdestillation und die azeotrope Destillation. Ein Vergleich der beiden Methoden führten INGRAHAM et al. (1992) durch.

Bei der Vakuumdestillation wird unter Vakuum ein Temperaturgradient zwischen der Bodenprobe und dem Auffanggefäß erzeugt. Die Bodenprobe wird erhitzt und das Wasser in einer Kältefalle (flüssiger Stickstoff) entzogen. Dadurch können auch sehr geringe Wassermengen (auch Pflanzensaft) quantitativ gewonnen werden. In Labors werden oft verschiedene Heiztemperaturen und Extraktionszeiten verwendet, was einen Vergleich der Ergebnisse erschwert. Die Methode ist relativ schnell und außer den Anschaffungskosten entstehen nur noch Kosten an Verbrauchsmaterialien (ARAGUAS-ARAGUAS et al. 1995).

In dieser Arbeit wurde die azeotrope Destillation mit Toluol angewendet, die in REVESZ et al. (1990) beschrieben wird. Die Methode beruht auf der Grundlage, dass Wasser und Toluol bei 84,1 °C ein azeotropes Gemisch bilden. Ein azeotropes Gemisch hat die Eigenschaft, dass sich der Siedepunkt des Gemisches von denen der Teilkomponenten unterscheidet. Wird eine Bodenprobe mit Toluol versetzt und erhitzt, so verdampft zunächst das Gemisch, bis eine der Komponenten verbraucht ist, dann verdampft die restliche Komponente (Wasser bei 100 °C und Toluol bei 110 °C). Beim Abkühlen wird Wasser von Toluol überschichtet. Reste an Toluol können mit Hilfe von Wachs aus der Wasserprobe entfernt werden. Die Extraktionsdauer ist abhängig vom Wassergehalt der Probe. Hier wurde je Probe ca. 45 bis 60 Minuten extrahiert. Die anschließende Abkühlungsphase der Probe dauert rund zwei Stunden. Die Methode ist relativ einfach, billig, schnell und vielseitig anwendbar. Nach INGRAHAM et al. (1992) und KENDALL et al. (1998) ist die azeotrope Destillation präziser als die Vakuumextraktion.

Sowohl für die Vakuumextraktion als auch für die azeotrope Destillation liegen die Fehlerbereiche aufgrund der nötigen Vorbehandlung über denen der Isotopenanalytik. Vor allem unvollständige Extraktion von Bodenwasser oder Verlust von Wasser während der Extraktion (Kondensationstropfen, Lecks in der Apparatur) sind Ursache für größere Abweichungen. WALKER et al. (1994) fanden im Laborvergleich bei geringen Wassergehal-

ten (kleiner 3%) und unterschiedlichen Extraktionsmethoden Abweichungen bis zu 30 ‰ für Deuterium- und 3,5 ‰ für Sauerstoff-18 Analysen.

LAUTENSCHLAGER (1999) untersuchte für die hier angewandte Extraktionsmethode die zu erwartenden Messfehler in Abhängigkeit von Bodenwasser- und Isotopengehalt des Initialwassers („doping experiments“). Bei geringem Wassergehalt der Bodenproben wurden für Deuterium um 13 ‰ und für Sauerstoff-18 um 1 ‰ zu niedrige Werte ermittelt. Bei höheren Bodenwassergehalten waren die Konzentrationen bzgl. Deuterium um bis zu 6 ‰ und bzgl. Sauerstoff-18 um 0,4 ‰ zu niedrig.

## 5.3 Isotopenanalytik

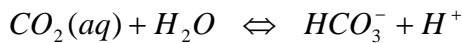
### 5.3.1 Vorbehandlung

Eine spezielle Aufbereitung von natürlichen Wässern im Labor ist mit Ausnahme der Gewinnung von Bodenwasser kaum notwendig. Beim Filtrieren oder Zentrifugieren von schwebstoff- oder sedimenthaltigen Proben besteht die Gefahr der Veränderung der Konzentrationen durch Verdunstung. Bei der Analyse von Sauerstoff-18 wirkt sich Sediment nicht störend aus, da die Equilibrierung mit CO<sub>2</sub>-Gas nicht beeinflusst wird. Paraffin oder Öl dagegen, das häufig zur Verhinderung der Verdunstung in Sammelgefäß gegeben wird, kann sich negativ auswirken. Dies muss bei der Probenvorbereitung beachtet werden. Bei der Deuteriumanalyse können wasserstoffhaltige organische Stoffe eine Verfälschung der Ergebnisse bewirken.

Im Isotopenlabor am Institut für Hydrologie werden die relativen Atommassen der Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 mit einem „Isotope Ratio Mass Spectrometer“ (IRMS) vom Typ Delta S der Firma Finnigan/MAT im dualen Einlassverfahren gemessen. Dabei werden mehrmals abwechselnd Proben- und Referenzgas unter gleichen Bedingungen in die Messröhre eingeleitet. Dies ermöglicht im Vergleich zum kontinuierlichen Einlassverfahren (continuous flow inlet) eine höhere Genauigkeit bei allerdings geringerem Proben durchsatz. Da die Messung nur an Gasen durchgeführt werden kann, müssen die Wasserproben zuerst über eine geeignete Vorbehandlung in Messgase überführt werden. Dafür ist das Labor ausgerüstet mit einer CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O Equilibriereinheit (EQ-UNIT) für die Sauerstoff-18 Messungen und einem H/Device mit Chrom Reduktionsmethode für die Deuterium Messungen. Dabei bestimmt die Probenvorbereitung weitgehend die Genauigkeit der Analyse (MOSER et al. 1980).

Für die Equilibriereinheit wird eine Probemenge von 5 ml benötigt. Die Probe wird bei 16 °C im Wasserbad mit CO<sub>2</sub>-Gas versetzt. Bei konstanter Bewegung der Proben werden die Sauerstoff-18 Isotope der Wasserprobe reproduzierbar über das gelöste Hydrogencarbonat mit denen des CO<sub>2</sub>-Gases ausgetauscht. Die Austauschreaktion ist temperaturabhängig:



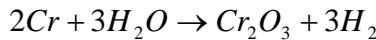


Dabei lässt sich die Isotopenaustauschreaktion wie folgt formulieren:



Nach einer Equilibrierzeit von mindestens 480 Minuten wird das CO<sub>2</sub> Gas zur Messung in den Massenspektrometer geleitet. Die Messung von 24 Proben dauert insgesamt ca. 16 Stunden. Die Umrechnung auf internationale Standards erfolgt über Laborstandards, von denen pro Serie jeweils sechs mitgemessen werden. Eine Kontrolle wird durch zwei Testwasserproben möglich.

Zur Bestimmung des Deuteriumgehaltes wird aus 1 ml Probegefäß 1 µl Probevolumen automatisch in den Reduktionsofen des H/Devices eingespritzt, der mit Chrompulver gefüllt und auf 900 °C aufgeheizt ist (AVAK et al. 1995; GEHRE et al. 1996). Dabei wird Wasser quantitativ zu Wasserstoff reduziert:



Die Messung von 30 Proben dauert ca. 8 h. Es werden pro Serie 4 Laborstandards und zwei Testwasserproben mit gemessen.

### 5.3.2 Internationale Standards und Fehler der Isotopenanalytik

Isotopenkonzentrationen werden als δ-Wert [%] relativ zu einem Standard ausgedrückt, wie in (5.2) definiert ist:

$$\delta_{\text{Probe}} = \left( \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{St}}}{R_{\text{St}}} \right) \cdot 1000 [\%] \quad (5.2)$$

Hierbei bezeichnet δ<sub>Probe</sub> den Isotopengehalt an δ<sup>18</sup>O bzw. δ<sup>2</sup>H und R<sub>Probe</sub> bzw. R<sub>STD</sub> das Verhältnis der Messsignale von Masse 44 zu 46 für CO<sub>2</sub> bzw. von Masse 2 zu 3 für Wasserstoff. Beim „Dual inlet“-Verfahren werden alle Proben relativ zu CO<sub>2</sub> bzw. H<sub>2</sub> Referenzgas gemessen. Mit (5.3) wird dann ein δ-Wert aus den Isotopenverhältnis 44/46 (bzw. 2/3) der Probe und 44/46 (bzw. 2/3) des Referenzgases errechnet.

Um die Messwerte, die zunächst nur auf ein Referenzgas bezogen sind, mit anderen Labors vergleichbar zu machen, müssen Laborstandards mitgemessen werden. Der Isotopengehalt der Laborstandards muss gegenüber internationalen Standards eingemessen sein. Sauerstoff-18 und Deuterium werden auf den internationalen Standard „Vienna Standard Mean Ocean Water“ (V-SMOW) bezogen, der als Wasserprobe bei der IAEA in Abständen von zwei bis drei Jahren bezogen werden kann. Beim Einmessen der Laborstandards wird mit Hilfe von zwei weiteren Standards „Greenland Ice Sheet Precipitation“ (GISP) und „Standard Light Antarctic Precipitation“ (SLAP) (vgl. Tab. 5.1) eine Normalisierung

der Isotopenmessungen vorgenommen (COPLEN 1988, NELSON 2000). Die  $\delta$ -Werte dieser Standards und die am Isotopenlabor verwendeten Laborstandards sind in Tabelle 5.1 aufgelistet.

**Tab. 5.1  $\delta$ -Werte der internationalen Standards und der am Institut für Hydrologie verwendeten Laborstandards**

Standards	Bezeichnung	$\delta^{18}\text{O}$ [%‰ V-SMOW]	$\delta^2\text{H}$ [%‰ V-SMOW]
*V-SMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water	0,00	0,0
*GISP	Greenland Ice Sheet Precipitation	-24,79	-189,7
*SLAP	Standard Light Antarctic Precipitation	-55,50	-428,0
Laborstandard M	aus Meerwasser	0,85	6,0
Laborstandard G	aus Gletscherwasser	-14,86	-109,1
Test $\text{H}_2\text{O}$	Lokales Grundwasser	-9,29	-65,0

\*Werte aus MOOK (2001)

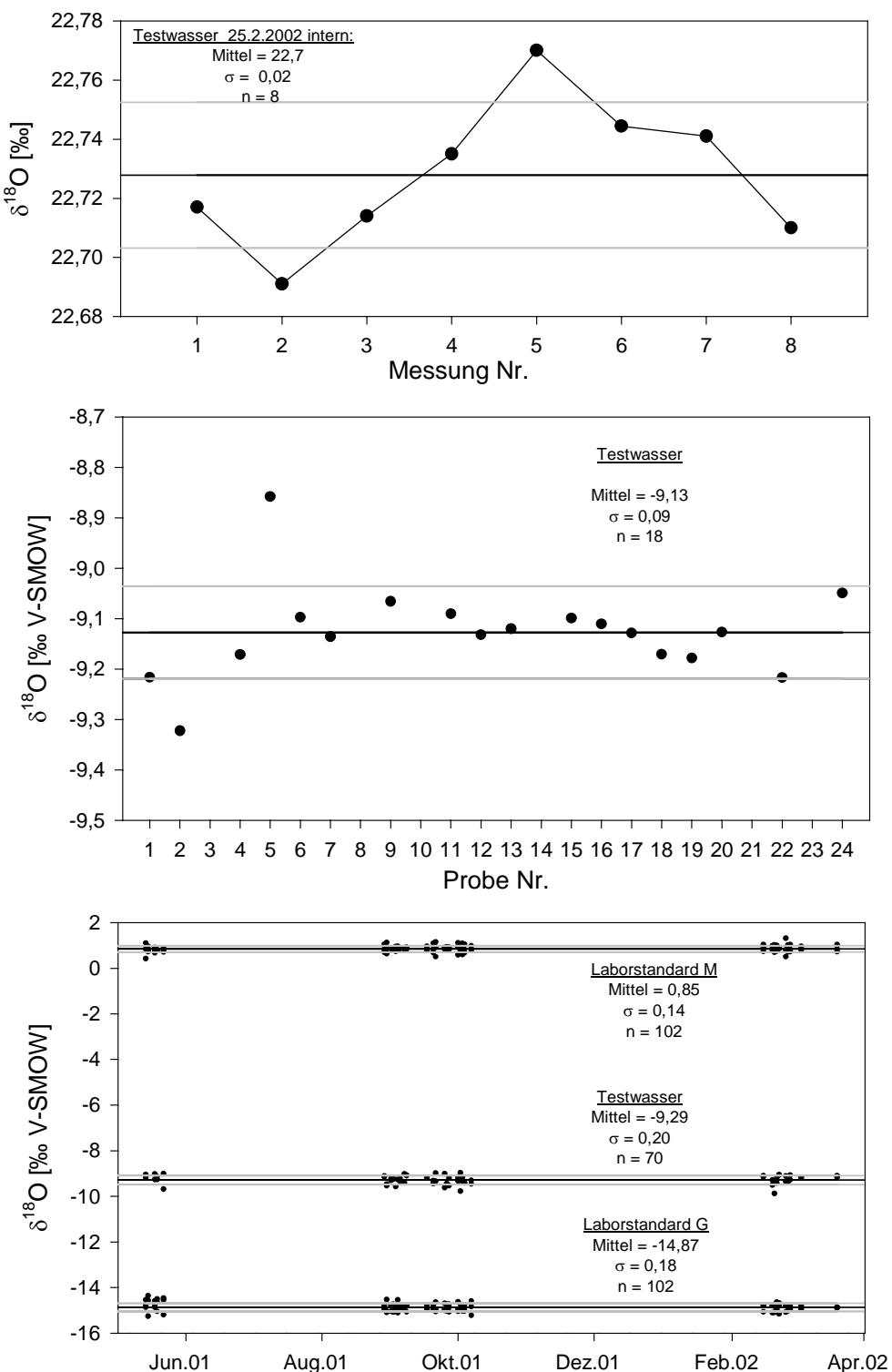
Die Beziehung auf V-SMOW kann über (5.3) vorgenommen werden, wenn nur auf einen Standard bezogen wird:

$$\delta_{\text{Probe}(i.\text{St})} = \delta_{\text{Probe}(L.\text{St})} + \delta_{L.\text{St}(i.\text{St})} + [(\delta_{\text{Probe}(L.\text{St})} \cdot \delta_{L.\text{St}(i.\text{St})})/1000] \quad (5.3)$$

Dabei stehen i.St für internationaler Standard und L.St für Laborstandard. Eine Normalisierung oder Streckung wird durch die Verwendung zweier Standards (V-SMOW/SLAP Skala) vorgenommen (NELSON 2000).

Bei Angaben zur Genauigkeit der Isotopenanalytik wird zwischen internen und externen Fehlern unterschieden. Ein interner Fehler beschreibt die analytische Genauigkeit, die durch den Massenspektrometer vorgegeben ist. Eine Gasprobe wird mehrmals hintereinander im Massenspektrometer gemessen. Die interne Messgenauigkeit ist vom Hersteller vorgegeben und ermöglicht eine Gerätekontrolle. Sie liegt für das hier verwendete Gerät bei rund 0,02 ‰ (BRAND 1996). Externe Fehler dagegen beinhalten auch Fehler die durch die Probenvorbereitung entstehen. Diese Beurteilung ist möglich, wenn gleiche Wasserproben identisch vorbehandelt und dann zur Messung in den Massenspektrometer eingeleitet werden.

Ein Fehler der Isotopenanalytik ist schwerer zu beurteilen, denn er ist innerhalb kurzer Zeiträume (z. B innerhalb einer Serie oder eines Tages) im allgemeinen kleiner als über längere Zeiträume. Über längere Zeiträume sind die Geräteeinstellungen und Laborkonditionen schwerer stabil zu halten, was sich auf die Messgenauigkeit auswirkt. Die Beurteilung wird oft über Gasproben vorgenommen, die von Zeit zu Zeit gemessen werden. Ein Eindruck der Variabilität der Isotopenanalytik ist auch möglich, wenn neben den Laborstandards, mit deren Hilfe auf V-SMOW/SLAP normalisiert wird, zusätzlich eine Wasserprobe mit gemessen wird, die einen Vergleich ermöglicht und die Schwankungen aufzeigt (vgl. Abb. 5.1).



**Abb. 5.1 Fehlerbereiche für Sauerstoff-18 Messungen. Oben: Interne Messgenauigkeit einer Probe (nicht standardisiert). Mitte: Messgenauigkeit gleicher Proben innerhalb einer Serie. Unten: Messgenauigkeit von Proben über den Zeitraum von 10 Monaten**

In Abb. 5.1 ist der interne und externe Fehler für Sauerstoff-18 Messungen veranschaulicht, der sich aus Laboranalysen ableiten lässt. Es resultieren Standardabweichungen um 0,02 ‰ für die interne Messung, um 0,09 ‰ für Messungen innerhalb einer Serie und um 0,2 ‰ für einen Zeitraum von knapp einem Jahr. Für mehrjährige Untersuchungen sind Standardabweichungen von 0,2 ‰ für Sauerstoff-18 Messungen und 1 ‰ für Deuterium Messungen anzusetzen. Die Genauigkeit kann innerhalb einer Serie besser sein (Abb.5.1 B). Die Lücken in den längeren Reihen ergeben sich durch die Umstellung auf Deuteriummessungen, da die Isotopenmessungen nur im Wechsel vorgenommen werden können.

## 6 Ergebnisse und Diskussion

### 6.1 Wasserhaushaltsbilanz und Isotopenuntersuchungen im Niederschlag

Auswertungen zur mittleren Wasserbilanz auf Basis von längeren Zeiträumen wurden bereits von KESSLER et al. (1988) für das Untersuchungsgebiet veröffentlicht. In dieser Arbeit wird eine detaillierte Analyse von Tagesmittelwerten der Wasserbilanz und eine Betrachtung von besonderen Ereignissen während der Periode von November 1997 bis Oktober 2000 an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg (FMIF) vorgenommen. Dadurch soll ein Vergleich mit den Ergebnissen der tracerhydrologischen Untersuchungen möglich werden, die in Kapitel 6.2 und 6.3 vorgestellt werden. Zudem werden in diesem Kapitel Isotopengehalte im Niederschlagswasser diskutiert, die während der Untersuchungsperiode an der FMIF an sechs verschiedenen Stellen in wöchentlichem Abstand gesammelt wurden. Frühere Arbeiten zum Wasserhaushalt des Untersuchungsgebiets finden sich außerdem bei STURM (1999), JAEGER (1997) und HÄDRICH (1979).

Aufgrund von relativ geringen Niederschlägen und hoher Verdunstung ist das Klima des zentralen Bereichs des südlichen Oberrheingrabens als trocken einzustufen (vgl. Kap. 4). Das Untersuchungsgebiet wird oft als Hartheimer Trockengebiet bezeichnet, wobei dieser Ausdruck aber auf die Grundwasserabsenkung und die dadurch bedingten Auswirkungen auf die Vegetation zurückzuführen ist.

#### 6.1.1 Niederschlag

Neben den Niederschlagsdaten der FMIF liegen für diese Untersuchung Werte der naheliegenden Stationen des Deutschen Wetterdienstes Hartheim-Ort (2,6 km Entfernung zur FMIF), Bremgarten (4,1 km) und Neuenburg (>20 km) in monatlicher Auflösung von 1979 bis 1994 vor, die in den Meteorologischen Jahrbüchern des DWD veröffentlicht sind (DWD 1979 bis 1994). Weiterhin sind korrigierte Werte der Stationen Hartheim-Ort und Neuenburg in täglicher Auflösung von 1961 bis 1996 vorhanden (Datensatz des DWD). Vergleiche der gemessenen Niederschlagsmengen an der FMIF mit den Stationen Hartheim-Ort und Bremgarten des DWD wurden von JAEGER (1984, 1985, 1986) durchgeführt. Dort zeigte sich keine Inhomogenität bei der Betrachtung von Jahressummen, jedoch bei der Betrachtung von Zeiträumen kleiner als Halbjahressummen.

Ein Vergleich der langjährigen Niederschlagssituation mit der des Untersuchungszeitraums November 1997 bis Oktober 2000 ermöglicht eine witterungsbezogene Bewertung und klimatologische Einordnung dieser Periode (vgl. Tab. 6.1 und Abb. 6.1). In Tab. 6.1 sind neben den Mittelwerten über die jeweils verfügbaren Zeiträume der einzelnen Stationen in Klammern die Werte für gleiche Zeiträume zusammengestellt, so dass ein Vergleich der Stationen untereinander besser gewährleistet ist.

Die südlicher und höher liegende Station Neuenburg weist die höchste mittlere Niederschlagsjahressumme auf. Für die näher gelegenen Stationen Bremgarten und Hartheim-Ort liegen die Mittel der unkorrigierten Reihe um 700 mm und damit rund 50 mm höher als an der FMIF. Die vom Deutschen Wetterdienst korrigierten Reihen von Hartheim-Ort und Neuenburg sind zusätzlich um 70 mm höher.

**Tab. 6.1 Vergleich der mittleren Jahresniederschläge an den Stationen Neuenburg, Bremgarten, Hartheim-Ort und Hartheim-FMIF**

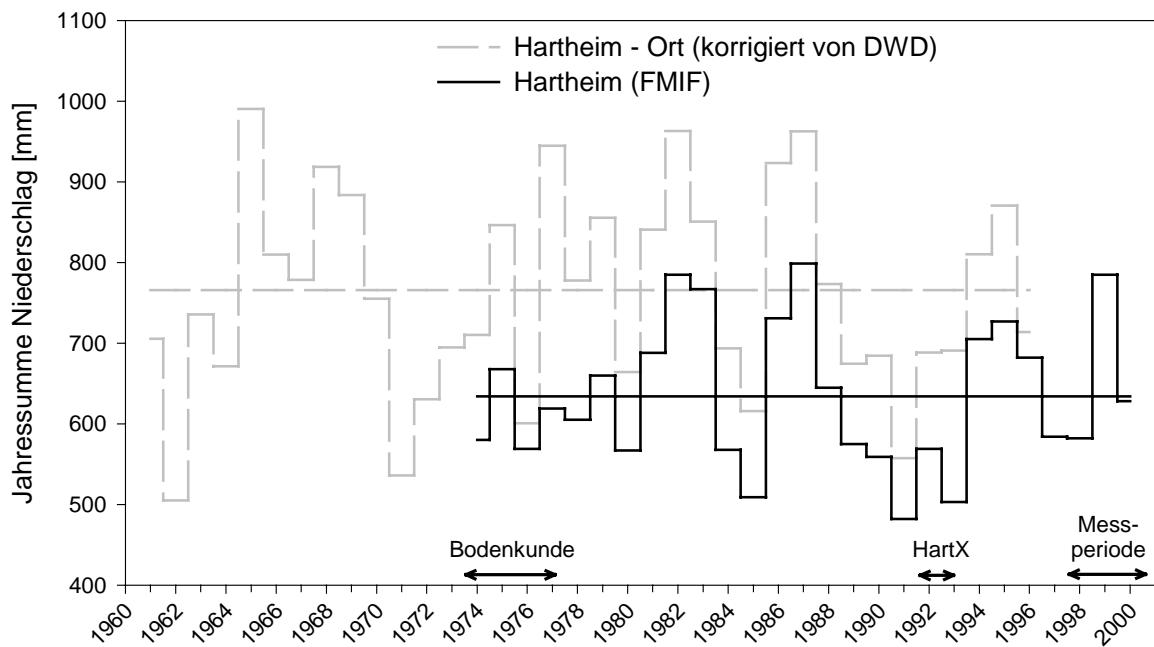
Station	Lage [m ü. NN.]	Zeitraum [Jahr]	Niederschlag [mm]
Neuenburg (DWD)	229	1979-1994	733
Neuenburg korrigiert (DWD)	229	1960-1996 (1979-1994)	799 (807)
Bremgarten (DWD)	212	1979-1994	677
Hartheim-Ort (DWD)	205	1979-1994	694
Hartheim-Ort korrigiert (DWD)	205	1960-1996 (1979-1994)	759 (766)
Hartheim (FMIF)	201	1974-2000 (1979-1994)	634 (632)

Der Vergleich der Datenreihen legt die Frage nach der Niederschlagskorrektur an der FMIF nahe. Hierzu ist anzumerken, dass der Freilandniederschlag seit 1974 kontinuierlich über der umgebenden Waldfläche auf Messtürmen gemessen wird (vgl. Kap. 4.3). Der sehr gleichmäßig ausgebildete Forstbestand erzeugt daher keine Veränderung oder Abschattung, was an herkömmlichen Stationen oft eine Korrektur erfordert. Ein Windschutzzring zur Erzeugung eines Turbulenzfelds wird über einer Waldfläche nicht benötigt, da die Baumkronen genügend Rauhigkeitselemente zur Verfügung stellen (JAEGER 1999a). Aufgrund geringer Schneeniederschläge kann an der FMIF keine erhöhende Korrektur diesbezüglich begründet werden. Ein zusätzlicher Eintrag von Niederschlag kann jedoch durch die relativ große Anzahl an Nebeltagen möglich sein. Eine Erfassung des Nebelniederschlags mit Nebelfängern wurde in früheren Untersuchungen getestet, jedoch während dieser Untersuchung nicht vorgenommen.

In Abb. 6.1 sind die Jahressummen der Stationen Hartheim-Ort und Hartheim FMIF einander gegenübergestellt. Die korrigierte Reihe Hartheim-Ort weist die längste Beobachtungsperiode auf. Dadurch wird ein Vergleich von trockenen und feuchten Zeiträumen über die Messreihe an der FMIF hinaus möglich. Es zeigt sich erwartungsgemäß eine starke Variabilität der jährlichen Niederschlagssummen. Geringe Jahressummen des Niederschlags wurden während der Perioden 1960 bis 1964, 1970 bis 1976 und 1988 bis 1994 ermittelt. An der FMIF wurden geringste Jahressummen in den Jahren 1991 (482 mm), 1993 (503 mm) und 1985 (509 mm) gemessen. Höchste Jahressummen traten 1987 (799 mm), 1982 und 1999 (785 mm) auf (vgl. Abb. 6.1). Das langjährige Mittel beträgt ca. 650 mm, Abweichungen von +/- 150 mm sind somit nicht ungewöhnlich.

Untersuchungen durch das Institut für Bodenkunde, bei denen keine nennenswerte Versickerung ermittelt werden konnte, lagen im Beobachtungszeitraum 1974 bis 1978 (HÄDRICH 1979), 1976 (SCHÄFER 1977) und 1978 bis 1979 (TRÜBY 1983), also innerhalb einer relativ trockenen Periode. Ebenso fanden vergleichende Untersuchungen zur Verdunstung verschiedener Institute (HartX Messprogramm) im Mai 1992, also während ei-

ner sehr trockenen Periode statt (JAEGER 1996). Im Gegensatz hierzu liegt die Untersuchungsperiode dieser Arbeit in einer relativ feuchten Periode (1999, 785 mm).



**Abb. 6.1 Vergleich der Jahressummen des Niederschlags an der FMIF von 1974 bis 2000 mit der Station Hartheim-Ort (1964-1996) nach korrigierten Werten des Deutschen Wetterdienstes (DWD)**

Neben längerfristigen und saisonalen Schwankungen im Niederschlag sind für die direkte Grundwasserneubildung auch die auftretenden Niederschlagsintensitäten, die maximalen Mengen bei Einzelereignissen und der Niederschlag während der Vorperiode bzw. die damit verbundene Sättigung des Bodenspeichers von Bedeutung. Deshalb wird im Folgenden auf die kurzfristigen Ereignisse während der Untersuchungsperiode eingegangen. In Abb. 6.2-A sind die Tagessummen des Niederschlags von November 1997 bis Oktober 2000 dargestellt. Der Niederschlag wurde an der FMIF in 15 m Höhe auf dem kleinen Messturm der Station gemessen. Vergleichende Untersuchungen zu verschiedenen Komponenten des Niederschlags und zur Interzeption wurden vom Meteorologischen Institut durchgeführt. Für diese Untersuchung wurde ein mittlerer Anteil von 36 % Interzeption und 3,1 % Stammabfluss angenommen (KESSLER et al. 1988).

An neun Tagen sind während der Untersuchungsperiode niederschlagsreiche Ereignisse mit Tagessummen über 20 mm aufgetreten (vgl. Abb. 6.2-A). Die möglichen Wasserverluste in die ungesättigte Zone sind nicht unbedingt bei den höchsten Niederschlagsmengen am größten, sondern können im Winter (Ereignis am 21.12.1997 und 12.4.1998) oder bei schnell aufeinander folgenden Ereignissen (z.B. im Mai 2000) bedeutend größer sein.

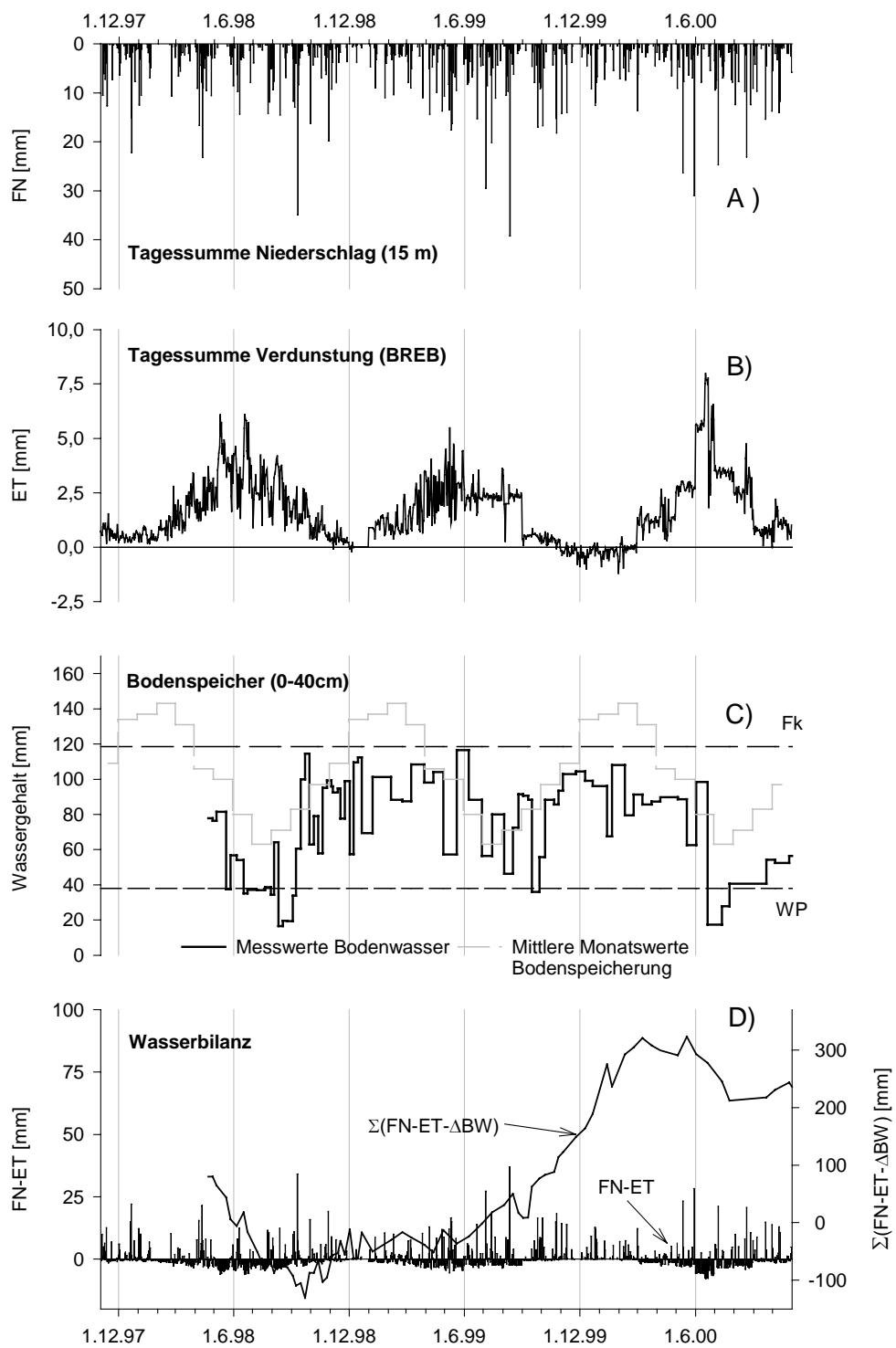
### 6.1.2 Verdunstung nach der BREB-Methode

Nach der BREB-Methode berechnete HOLZKÄMPER (2000) auf Stundenwertbasis die Verdunstung an der FMIF für die zwei hydrologischen Jahre 1998 und 1999. Diese Berechnungen wurden auf die gesamte Untersuchungsperiode erweitert und sind in Abb. 6.2-B als Tagessummen dargestellt. Als Eingangsdaten wurden Halbminutenwerte der Lufttemperatur und Luftfeuchte in 16 m und 21 m Höhe, Strahlungsbilanz, und Bodenwärmestrom zur Berechnung von Stundenmittelwerten zusammengefasst. Die Messwerte wurden nach den Kriterien von OHMURA (1982) überprüft (vgl. Kap. 3.2). Die dabei entstehenden Datenlücken wurden durch den Mittelwert der entsprechenden Tageszeit ersetzt, die sich für die jeweilige Stundenzahl des gesamten Monats ergaben.

Die errechneten Tagessummen der Verdunstung zeigen jahreszeitliche Schwankungen, mit hohen Werten im Sommer und niedrigen Werten im Winter (Abb. 6.2-B). Im Sommer 2000 wurden Höchstwerte um 8 mm ermittelt, während im Winter auch für längere Perioden negative Werte ermittelt wurden. Bei Betrachtung von Stundenwerten zeigt sich ein Tagesgang, auf den aber an dieser Stelle nicht weiter eingegangen wird (vgl. HOLZKÄMPER 2000). Dem jahreszeitlichen Gang der Verdunstung sind witterungsbedingte Schwankungen aufgeprägt, die zeitweise schroffe Wechsel aber auch längeranhaltende gleichmäßige Verdunstungswerte bedingen können. Besonders auffällig sind die Perioden längerer konstanter Verdunstungswerte im Sommer 1999, wo über mehrere Monate Tagessummen um 2 mm ermittelt wurden. Im Dezember 1998 und von November 1999 bis März 2000 wurden negative Verdunstungswerte ermittelt. Dabei sind länger anhaltende Perioden mit negativen Tagessummen der Verdunstung auch an Wintertagen genau zu hinterfragen, weil eine im Tagesmittel überwiegende Kondensation kaum möglich ist. Möglicherweise sind die niedrigen Werte auf Probleme bei der Anwendung des BREB Verfahrens bei sehr kleinen Gradienten von Luftfeuchte und Lufttemperatur zurückzuführen. Die negativen Werte im Winter 1999/2000 werden hier als Kondensation und Sublimation interpretiert und in der Wasserbilanz nicht mitgerechnet.

Deutlichen Einfluss auf die mikrometeorologischen Messungen der Untersuchungsperiode hat das Sturmtief Lothar im Dezember 1998, wo entwurzelte Bäume große Waldschäden verursachten. Im Waldbestand der näheren Umgebung zur FMIF entstanden zahlreiche offene Flächen durch flächenhaft umgestürzte Bäume.

Als weiteres Ereignis mit großen Auswirkungen auf die Verdunstung ist das Hochwasser im Juni 1999 hervorzuheben, das als höchstes bisher gemessenes an der Abflussmessstelle Hartheim gilt. Dabei kam es zu großen Überschwemmungen in der Aue, meist durch Reaktivierung der trockengefallenen Altarme des Rheins. Über mehrere Wochen waren große Flächen der Aue überflutet. Der Grundwasserspiegel auf der Höhe der Messstation wurde von ca. 7 m auf 3,5 m GOK angehoben und somit die ungesättigte Zone noch höher mit Grundwasser aufgesättigt (kapillarer Aufstieg). Dies spiegelt sich in den bereits angesprochenen relativ konstanten Verdunstungswerten nach diesem Hochwasserereignis wieder (vgl. Abb. 6.2-B).



**Abb. 6.2** Wasserhaushalt komponenten an der FMIF: A) Tagessummen des Freilandniederschlags (15 m Höhe). B) nach der BREB-Methode errechnete Tagessummen der Verdunstung (erweitert nach HOLZKÄMPER 2000). C) gemessene Wassergehalte im Boden von Mai 1998 bis Okttober 2000 im Vergleich zu den langjährigen Monatsmittelwerten des Bodenwasserspeichers und D) resultierende Wasserbilanz

### 6.1.3 Beurteilung des Bodenwasserspeichers

Die Untersuchungen in der ungesättigten Zone des Hartheimer Waldbodens wurden im April 1998 begonnen und können ab diesem Zeitpunkt zur Beurteilung der Wasserbilanz herangezogen werden. Zur gravimetrischen Wassergehaltsbestimmung wurden die Bodenproben jeweils in drei verschiedenen Horizonten entnommen. Mit einer Bodendichte von  $1,2 \text{ g/cm}^3$  (TRÜBY 1983) wurde der volumetrische Wassergehalt für eine 40 cm mächtige Bodenschicht berechnet (vgl. Kap. 5), was nach Untersuchungen von STURM (1993) der mittleren Bodenmächtigkeit im Untersuchungsgebiet entspricht. Der so ermittelte Wassergehalt ist in Abb. 6.2-C dargestellt. Zusätzlich sind die aus früheren Arbeiten resultierenden mittleren Wassergehalte des Meteorologischen Institutes eingezeichnet (MAYER et al. 2000). Die Feldkapazität wurde in früheren Arbeiten zu 121 mm und der Welkepunkt zu 38 mm bestimmt (vgl. HÄDRICH 1979, TRÜBY 1983).

Die Füllung des Bodenwasserspeichers zeigt Schwankungen. Im Sommer 1999 wird der Speicher weniger stark entleert. Die Feldkapazität wird nie messbar überschritten, obwohl sich die erwähnten Niederschlagsereignisse im September 1998, Mai 1999 und Mai 2000 merklich auf den Bodenwassergehalt auswirkten (vgl. Abb. 6.2-C). Demnach wird Versickerung aus dem Bodenspeicher aus den hier vorgenommenen Beobachtungen nicht direkt ableitbar. Möglicherweise verhindern Makroporen und schnelle Fliesswege eine vollständige Aufsättigung des Bodens, so dass schon vor Erreichen der Feldkapazität Wasser in die tiefere Bodenschicht gelangt. Es ist auch möglich, dass die vorgenommenen Messintervalle zu groß sind um die Reaktion auf kurze Niederschlagsereignisse mit hohen Niederschlagsintensitäten entsprechend wiederzugeben. Der aus früheren Untersuchungen angegebene Welkepunkt wird im Sommer 1998 und Juli 2000 deutlich unterschritten, so dass während dieser Perioden auch auf eingeschränkte Transpiration der Pflanzen zu schließen ist.

Zusätzlich werden Aussagen zur Bodenwasserbilanz durch die Heterogenität des Bodenkörpers erschwert. Sowohl vertikal als auch horizontal variiert die Bodenbeschaffenheit innerhalb kurzer Distanzen (TRÜBY 1983). So schwankt die Bodenmächtigkeit nach Untersuchungen von STURM (1993) zwischen 20 cm und 80 cm. Ortspezifische Messungen sind daher nur bedingt auf die Fläche zu übertragen. Für eine genauere Betrachtung der oberen ungesättigten Zone wäre eine kontinuierliche Messung der Bodenfeuchte an mehreren Punkten und in verschiedenen Horizonten notwendig. Dann wären in Verbindung mit Isotopenuntersuchungen verlässliche Aussagen zur Evaporation und Transpiration möglich, wie in weiterführenden Arbeiten zusammen mit dem Institut für Baumphysiologie und dem Meteorologischen Institut angestrebt wird.

### 6.1.4 Versickerung aus der Wasserbilanz

Die ermittelten Tagessummen der aktuellen Evapotranspiration ermöglichen in Verbindung mit den Niederschlag und Bodenwassergehalt die Beurteilung und Abschätzung der Wasserbilanz im Waldbestand. In der ebenen Aue findet kein Oberflächenabfluss statt und muss deshalb in der Wasserhaushaltsgleichung nicht berücksichtigt werden. Betrachtet man Zeitspannen über einem Jahr werden auch die Änderungen im Bodenwasserspeicher vernachlässigbar. Der unterirdische Abfluss als Versickerung in die tiefere ungesättigte Zone ist dann einziges Restglied der Wasserhaushaltsgleichung.

In Abb. 6.2-D ist die Differenz von Niederschlag und Verdunstung aus Tageswerten dargestellt. Dadurch wird die Auswirkung von besonderen Niederschlagsereignissen auf den Bodenspeicher deutlich. Da bei Zeitspannen unter einem Jahr die Änderungen im Bodenwasserspeicher mitbeachtet werden müssen, zeigt Abb. 6.2-D die Wasserbilanz unter Berücksichtigung der Messungen des Bodenwassergehalts. Dabei wurden Niederschlag und Verdunstung entsprechend den Beprobungsintervallen im Boden aufsummiert, die aus Abb. 6.2-C ersichtlich sind. Zu Beginn der Messreihe wurde von einer maximalen Speicherfüllung von 80 mm ausgegangen, was am Ende des Winterhalbjahrs und aufgrund der niederschlagsreichen Vorperiode gerechtfertigt ist.

Zunächst zeigt sich ein Überschuss an Niederschlag, der aber im Sommer 1998 schnell durch die Verdunstung aufgebraucht wird. Die Bilanz wird negativ, aber durch starke Niederschläge im Herbst 1998 wieder ausgeglichen. Aufgrund des niederschlagsreichen Jahres 1999 wird die Bilanz in diesem Jahr nicht negativ, sondern zeigt einen Überschuss an Wasser. Erst hohe Verdunstung im Sommer 2000 führt die Bilanz durch Entleerung des Bodenwasserspeichers etwas zurück. Tab. 6.2 zeigt die ermittelten Werte für die hydrologischen Jahre 1998, 1999 und 2000. Gleichzeitig ist das Mittel über die gesamte Untersuchungsperiode berechnet.

**Tab. 6.2 Für die hydrologischen Jahre 1998, 1999 und 2000 ermittelte Summen an Niederschlag, Verdunstung und daraus resultierende Bilanzwerte**

	<b>N [mm]</b>	<b>ET [mm]</b>	<b>N-ET [mm]</b>
11/97-10/98	667	662	5
11/98-10/99	733	533	200
11/99-10/00	649	548	101
Mittel über gesamte Periode	683	581	102

Der Niederschlag der gesamten Untersuchungsperiode liegt rund 40 mm über dem langjährigen Mittel. Für das relativ trockene Jahr 1998 wurde mit 5 mm nur wenig Versickerung bilanziert. Während trockener Perioden ist daher eine Vernachlässigung der Versickerung gerechtfertigt und die Verdunstung lässt sich dann mit dem Niederschlag gleichsetzen.

### 6.1.5 Isotopische Beschaffenheit des Niederschlags

Bei mikroskaligen Untersuchungen an einem Standort treten nicht alle Isotopeneffekte in Erscheinung, die allgemein im Zusammenhang mit Schwankungen des Isotopengehalts im Niederschlag beschrieben werden. Am deutlichsten wirkt der saisonale oder Jahreszeiteffekt, der aufgrund jahreszeitlich bedingter Temperaturschwankungen die isotopische Zusammensetzung des durch Verdunstung von hauptsächlich aus Meerwasser entstehenden Niederschlags bestimmt. Ein Kontinental-, Breiten-, und Höheneffekt, der sich bei einem Vergleich mit anderen Stationen zeigt, sind ebenso wie der Mengeneffekt, der Veränderungen des Isotopengehalts während eines stattfindenden Niederschlagsereignisses

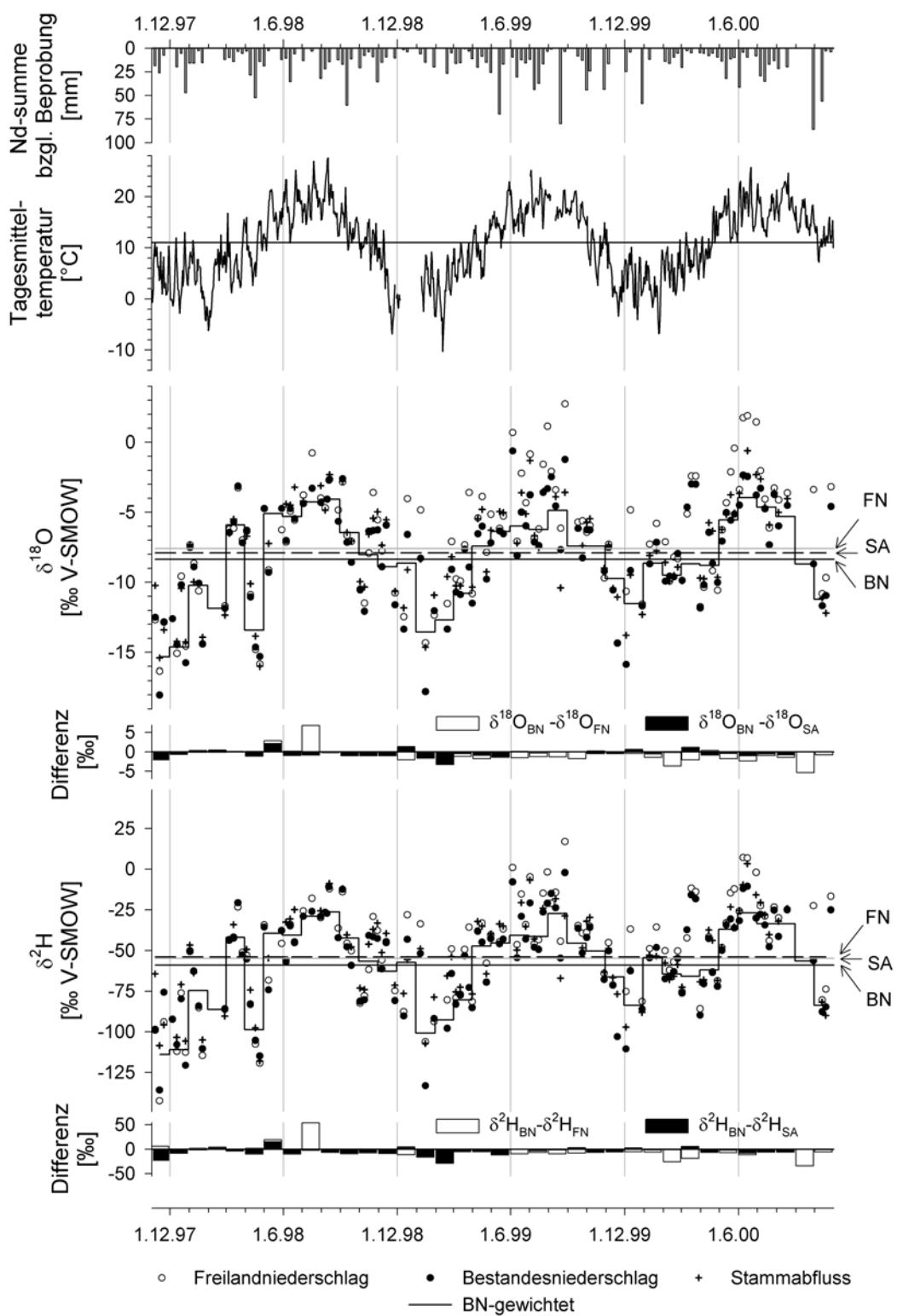
beschreibt, für diese Untersuchung nicht weiter untersucht worden (CLARK et al. 1997, MOSER et al. 1980).

An der FMIF wurden über einen Zeitraum von drei Jahren in wöchentlichem Abstand an sechs verschiedenen Stellen Niederschlagsproben zur Isotopenanalyse gesammelt. Der Freilandniederschlag wurde in 15 m Höhe (FN1) und in 30 m Höhe (FN2) gesammelt. Bestandesniederschlag wurde über eine Sammelrinne im *Pinus sylvestris* Bestand (BN1) und mittels Trichter im *Pinus nigra* Bestand (BN2) gesammelt. Für den Stammabfluss standen ebenfalls zwei Sammler zur Verfügung (SA1, SA2). Ein signifikanter Trend zwischen den jeweiligen Parallelproben konnte nicht wie ursprünglich vermutet festgestellt werden. Deshalb wurden sie hier als gegenseitige Kontrollproben behandelt und zu einem Mittelwert zusammengefasst. Bei größeren Abweichungen ( $>0,5\%$  für Sauerstoff-18- und  $>3\%$  für Deuteriumproben) wurde auf mögliche Fehler kontrolliert und in diesem Fall die unsichere Probe verworfen. Unsichere Proben traten bei Problemen am Niederschlags- sammel器 an 11 Beprobungsterminen (z.B. bei Überlauf einzelner Auffanggefäß, defektem Auffangtrichter oder Probeflaschen) und an sieben Beprobungsterminen durch Eisbildung und Schneeeinflussung auf. Insgesamt überschritten 30 bis 40 % der Probenpaare die oben angegebene Grenze, die in etwa die akzeptierte analytische Genauigkeit beschreibt (vgl. Kap. 5).

In Abb. 6.3 sind die so korrigierten Sauerstoff-18- und Deuteriumgehalte der verschiedenen Niederschlagskomponenten, die gewichteten Monatsmittelwerte (nur für den Bestandesniederschlag) und die Mittelwerte für den gesamten Zeitraum dargestellt, die sich aus den gewichteten Monatsmittel errechnen. Zum Vergleich sind die Tagesmittel der Lufttemperatur in 16 m Höhe und die Niederschlagssummen dargestellt, die sich für die Beprobungsintervalle aus den Tagessummen ergeben und für die Gewichtung der Isotopenmessungen zu Monatsmittelwerten benutzt wurden. Zudem zeigt Abb. 6.3 die ermittelten Unterschiede zwischen Monatsmittel von Bestands- und Freilandniederschlag und Bestandsniederschlag und Stammabfluss, jeweils für Sauerstoff-18 und Deuterium.

Die Isotopengehalte im Niederschlag aller Komponenten zeigen einen deutlichen jahreszeitlichen Gang mit isotopischer Anreicherung im Sommer und geringeren Isotopengehalten im Winter. Dieser saisonalen Gang ist durch Schwankungen überlagert, die von speziellen Temperatur-, Witterungs- und Ereignischarakteristika abhängig sind. Die Mittelwerte, die sich aus den korrigierten und gewichteten Monatswerten für die gesamte Untersuchungsperiode ergeben sind für die Komponenten Freilandniederschlag, Bestandesniederschlag und Stammabfluss in Tab. 6.3 aufgeführt und ebenfalls in Abb. 6.3 dargestellt.

Es zeigt sich, dass der Isotopengehalt von Freilandniederschlag und Stammabfluss gegenüber den Gehalten im Bestandesniederschlag angereichert ist. Für den Stammabfluss ist dieser Effekt zu erwarten, da das Niederschlagswasser aufgrund der größeren Benetzungsoberfläche und damit verbundener Verdunstung isotopisch angereichert wird (SAXENA 1987, BRODERSEN et al. 2000). Beim Freilandniederschlag ist dies jedoch nur durch Verdunstung aus den Probegefäß zu erklären, die über dem Waldbestand nur schwer vor Sonneneinstrahlung geschützt werden konnten.



**Abb. 6.3** Niederschlagsmengen bzgl. Beprobung, Tagesmitteltemperaturen (16 m Höhe) und Isotopengehalte in Freilandniederschlag (FN), Bestandsniederschlag (BN) und Stammabfluss (SA) sowie Mittelwerte und Differenz der Komponenten für Sauerstoff-18 und Deuterium an der FMIF während der Untersuchungsperiode

**Tab. 6.3 Mittelwerte und Differenzen der Isotopengehalte von Bestandsniederschlag (BN), Stammabfluss (SA) und Freilandniederschlag (FN), die aus den gewichteten Monatsmittelwerten für die Untersuchungsperiode berechnet wurden**

	BN	SA	FN	Differenz BN-SA	Differenz BN-FN
	[‰ V-SMOW]	[‰ V-SMOW]	[‰ V-SMOW]		
Sauerstoff-18	-8,36	-7,89	-7,59	-0,47	-0,77
Deuterium	-58,9	-54,0	-54,8	-4,9	-4,1

Die Isotopenkonzentrationen des Freilandniederschlags werden daher nicht weiter ausgewertet. Die Niederschlagsammler auf den Messtürmen der FMIF wurden für zukünftige Untersuchungen mit einer neuen Ummantelung versehen, die besseren Verdunstungsschutz gewährleistet und eine leichtere Entleerung ermöglicht.

Für die weiteren Betrachtungen werden die ermittelten Werte des Bestandesniederschlags verwendet, da diese die Beschaffenheit des in den Boden infiltrierenden Wassers am genauesten wiedergeben. Als Inputsignal für die Ermittlung des Uferfiltratanteils in der gesättigten Zone wurden die Isotopenreihen des Bestandesniederschlags verwendet, da der Mengenanteil an Stammabfluss sehr gering ist und dessen Isotopengehalt nicht ins Gewicht fällt. Hierfür ist die zeitliche Auflösung in gewichteten Monatsmittelwerten ausreichend. Für die Untersuchungen in der ungesättigten Zone werden jedoch die Isotopengehalte im Niederschlag in möglichst kurzer zeitlicher Auflösung benötigt, um über den bekannten Niederschlagsinput die Ausbreitung und Bewegung im Boden zu bewerten (vgl. Kap. 6.3).

### 6.1.6 Fazit

Im Untersuchungszeitraum von November 1997 bis Oktober 2000 ergeben sich insgesamt feuchte Verhältnisse. Das Jahr 1999 ist als außergewöhnlich niederschlagsreich zu bezeichnen. Im Vergleich hierzu sind die Perioden von 1974 bis 1977, in der bodenkundliche Untersuchungen zur Wasserbilanzierung durchgeführt wurden und 1992 bis 1993, in der die HartX Untersuchungen zur Verdunstung vorgenommen wurden, als trockene Perioden anzusehen.

Aus der Wasserbilanz der hydrologischen Jahre 1998 (bzw. 1999 und 2000) errechnen sich Werte für die Versickerung von 5 mm (bzw. 200 und 101 mm). Im Mittel wurde für die Untersuchungsperiode 102 mm Versickerung errechnet.

Die Isotopenuntersuchungen zeigen eine Anreicherung schwerer Isotope im Stammabfluss gegenüber denen im Bestandesniederschlag was durch Interzeption zu erklären ist. Für die isotopenhydrologischen Untersuchungen in der gesättigten und ungesättigten Zone werden die Monatsmittel des Bestandsniederschlags verwendet.

## 6.2 Untersuchungen in der gesättigten Zone

Wenn die Bestimmung der direkten Grundwasserneubildung in der gesättigten Zone über Isotope erfolgen soll, müssen alle Komponenten erfasst werden, die das Grundwasser beeinflussen. Vor allem infiltrierter Niederschlag im Einzugsgebiet und Uferfiltrat aus Flüssen, die der Rheinebene aus dem Schwarzwald zufließen (Neumagen und Möhlin) prägen den Isotopengehalt des Grundwassers im Zustrom. Auswirkungen durch die künstliche Bewässerung von landwirtschaftlich genutzten Flächen im Sommer sind ebenfalls möglich, bisher jedoch nicht weiter untersucht. Aus dem Rhein, der bei mittleren Abflussverhältnissen als Vorfluter dient, kann vor allem während Hochwasser Uferfiltrat beigemischt sein (vgl. Abb. 4.1). Rheinwasser kann zudem schon stromaufwärts in den Grundwasserleiter infiltrieren und dann zur Grundwasserkomponente im Untersuchungsgebiet beitragen. Offene Wasserflächen, wo eine Veränderung der isotopischen Beschaffenheit durch Evaporation möglich ist, sind in der weiteren Umgebung der Messstation in Form von Baggerseen mit Kiesabbau und einzelnen kleinen Teichen vorhanden.

Niederschlagsproben wurden, wie bereits im vorherigen Kapitel ausgeführt, im wöchentlichen Turnus an der FMIF an verschiedenen Stellen gesammelt (vgl. Kap. 6.1). Im Folgenden wird zunächst die Grundwasserdynamik und die Hochwassersituationen am Rhein während der gesamten Untersuchungsperiode von November 1997 bis Oktober 2000 beschrieben (Kap. 6.2.1), und dann werden die Ergebnisse einer Intensivbeprobung während des Hochwassers im November 1998 dargestellt (Kap. 6.2.2). Schließlich wird eine Bewertung der isotopenhydrologischen Untersuchungen in der gesättigten Zone über die gesamte Untersuchungsperiode durchgeführt und interpretiert (Kap. 6.2.3).

### 6.2.1 Grundwasserdynamik in der Rheinaue bei Hartheim

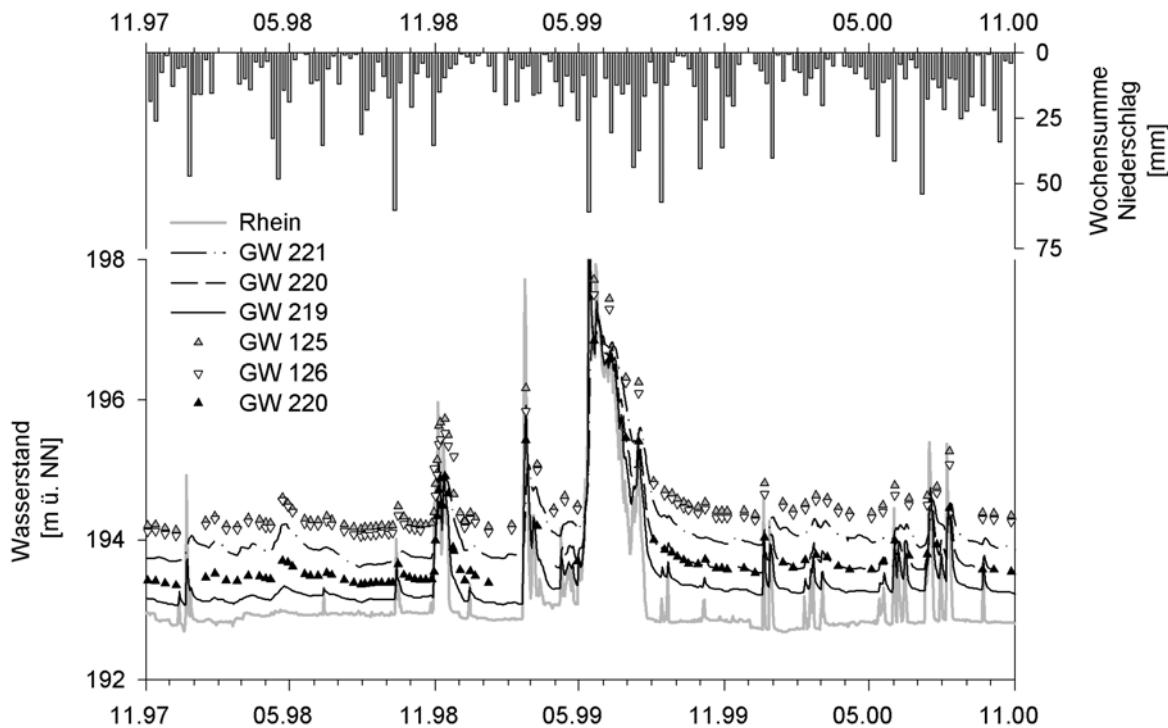
Die Absenkung des Grundwasserspiegels und die Veränderung der natürlichen Vegetation in der Rheinaue bei Hartheim sind Folgen von Rheinregulierung und Ausbau des Rheinseitenkanals. Das Abflussgeschehen und das Auftreten von Hochwasserereignissen im Restrhein ist zudem durch Stauregulierung erheblich anthropogen beeinflusst. Im Hochwasserfall werden Wassermengen, die nicht zur Stromerzeugung verwendet werden können, in den Restrhein abgeleitet, der im Gegensatz zum Rheinseitenkanal mit dem Grundwasserkörper in Verbindung steht. Dadurch werden Grundwasserstandsschwankungen induziert, die je nach Größe des Hochwasserereignisses noch in mehreren Kilometer Entfernung vom Rhein gemessen werden können.

Die Abflusscharakteristika des Rheins können nicht ohne weiteres auf den Restrhein bei Hartheim übertragen werden. Die Abflussverhältnisse im Restrhein sind aufgrund des hydraulischen Anschlusses maßgebend für die Verhältnisse in der Rheinaue bei Hartheim. Hochwasser überschwemmt die Aue nur noch in sehr wenigen Ausnahmen und mit relativ geringer räumlicher Ausdehnung. Aus Tagesmittelwerten der Periode 1987 bis 2000 an der Pegelmessstelle Hartheim errechnen sich mittlere Wasserstände von 193,15 m ü. NN (121 m<sup>3</sup>/s), bei dem der Grundwasserspiegel in der Aue rund 7 m unter Flur liegt. Der geringste Wasserstand dieser Periode betrug 192,65 m ü. NN (19 m<sup>3</sup>/s). Das Maximum dieser Periode wurde während dem Hochwasser im Sommer 1999 gemessen und lag bei 200,03 m ü. NN (3450 m<sup>3</sup>/s).

In der Rheinniederung zwischen Neuenburg und Hartheim beträgt das Grundwassergefälle rund 1‰. Die Grundwasserfließrichtung ist während Mittelwasserverhältnissen zum Rhein hin gerichtet, während Hochwasserereignissen ist dies jedoch umgekehrt (vgl. Abb. 4.1). Frühere quantitative Ansätze zur Untersuchung von Uferfiltration, die an den Pegelmessstellen der Hartheimer Reihe durchgeführt wurden, zeigen, dass die Grundwasservorratsänderung während Hochwasserereignissen sehr groß ist (GIEBEL et al. 1986).

In Abb. 6.4 ist der Wasserstand in Restrhein und Grundwasser während der Untersuchungsperiode dargestellt und den Wochensummen des Niederschlags gegenüber gestellt. Die Hochwasserereignisse im Rhein stehen nicht unbedingt in Zusammenhang mit lokalen Niederschlagsereignissen. Es wird ersichtlich, dass Grundwasserstandsschwankungen fast ausschließlich durch Rheinhochwässer erzeugt werden. In der dreijährigen Untersuchungsperiode sind nur in einem Fall Grundwasserstandsschwankungen auf lokale Ereignisse zurückzuführen (April 1998). Die Grundwassererneubildung aus lokal versickerndem Niederschlag ist deshalb in diesem Gebiet nicht aus Änderungen des Grundwasserstands bestimmbar.

Innerhalb der Untersuchungsperiode fanden vier größere Hochwasserereignisse statt: Im November 1998, März 1999, Sommer 1999 und Sommer 2000. Das Hochwasser im November 1998 wurde hochauflööst beprobt. Die Ergebnisse aus dieser Untersuchung machen Rückschlüsse auf andere Hochwasserereignisse möglich. Das Hochwasserereignis im



**Abb. 6.4** Niederschlag (FMIF), Wasserstand in Restrhein und Grundwasser GW 221, GW 220 und GW 219 (als Linien), sowie zeitliche Abstände der Probenahme zur Isotopenanalyse an den Messstellen GW 125, GW 126 und GW 220

Sommer 1999 ist als das bisher größte beobachtete Hochwasser am Pegel Hartheim zu bezeichnen. Mit einem Wasseranstieg um mehr als 7 m und einem Abfluss von über 3450 m<sup>3</sup>/s ist es als außergewöhnliches Ereignis zu bewerten. An der Abflussmessanlage und in der Rheinaue führte das Hochwasserereignis zu großen Sachschäden. Die durch dieses Hochwasser verursachten Veränderungen der hydrologischen Situation im Untersuchungsgebiet wirken sich auf die Wasserbilanz aus. Das hydrologische Jahr 1999 ist insgesamt als ein stark durch Hochwasser beeinflusstes Jahr zu beschreiben.

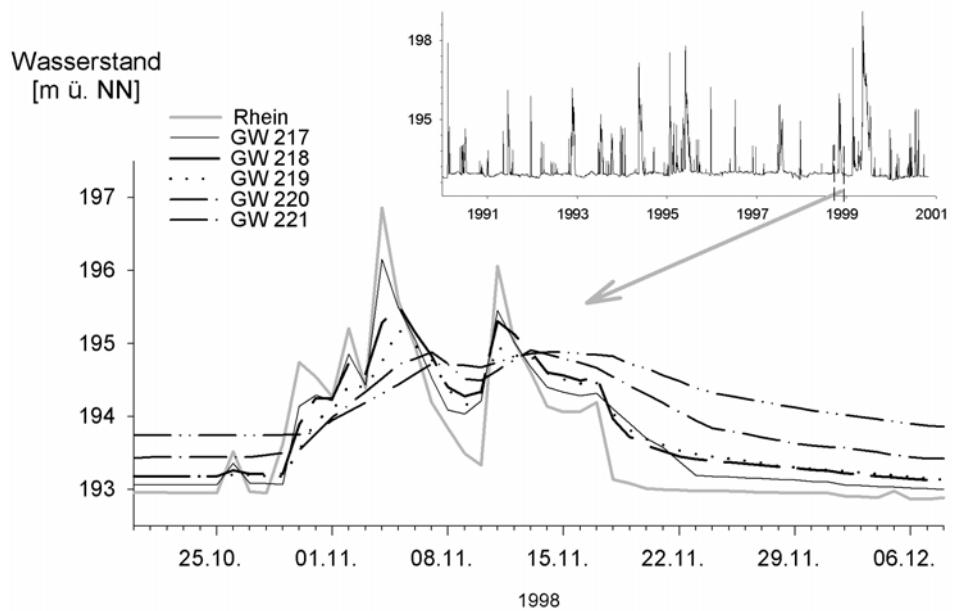
Es ist nicht möglich allein durch Messung von Wasserstandsschwankungen im Grundwasser Uferfiltrat von abströmendem Grundwasser zu unterscheiden, das während Hochwasser aufgestaut wird. Für eine Beurteilung der direkten Grundwasserneubildung über eine Zweikomponentenmischung muss der qualitative Einfluss von Uferfiltrat bekannt sein. Eine sichere Einschätzung einer qualitativen Beeinflussung wird mit Isotopenmethoden möglich, wie im folgenden Kapitel aufgezeigt wird.

### **6.2.2 Uferfiltration während des Hochwasserereignisses im November 1998**

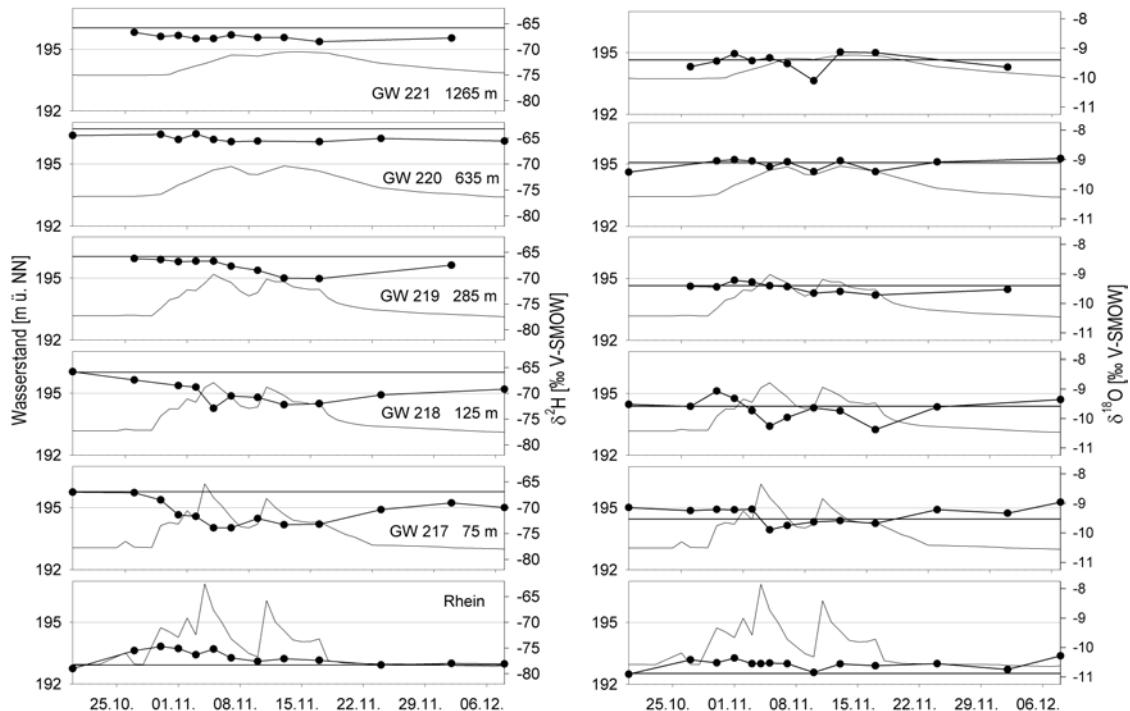
Zur Untersuchung von Uferfiltratanteilen mit Umweltisotopen wurden bereits zahlreiche Arbeiten publiziert (z. B. MALOSZEWSKI et al. 1997, HÖTZL et al. 1989, STICHLER et al. 1986). Isotopenhydrologische Untersuchungen erlauben speziell qualitative und quantitative Aussagen über Auswirkungen von Rheinwasser auf den Grundwasserkörper in der Rheinaue (LOHNER 1999, KÖNIGER et al. 2000). Im Untersuchungszeitraum trat das dritt-höchste Hochwasserereignis im November 1998 auf, das im Folgenden genauer betrachtet wird. Mit einer Dauer von 30 Tagen und einem maximalen Abfluss von 1110 m<sup>3</sup>/s im Restrhein, was einem Wasseranstieg von 3,70 m entspricht, zählt es nicht zu den außergewöhnlich großen Ereignissen.

Bei diesem Ereignis wurden die fünf Pegelmessstellen der Hartheimer Reihe (GW 217, GW 218, GW 219, GW 220 und GW 221) in Abständen von 2 bis 3 Tagen beprobt. Der Wasserstand wird an diesen Messstellen mit Schreibpegeln kontinuierlich aufgezeichnet (Datenquelle: Wasser- und Schiffahrtsamt Freiburg und Gewässerdirektion südlicher Oberrhein/Hochrhein - Projektgruppe Breisach). In Abb. 6.5 sind die Tagesmittelwerte des Wasserstands im Restrhein und den fünf Messstellen der Hartheimer Reihe dargestellt. Der maximale Wasserstand, der bei diesem Hochwasser gemessen wurde, ist seit 1990 viermal und 1999 noch zweimal überschritten worden. Während des Hochwasserereignisses ist ein Grundwasseranstieg in allen fünf Pegeln zu beobachten, was quantitative Auswirkungen in einer Entfernung von über 1500 m zum Rhein beweist.

Aufgestautes Grundwasser wird die Isotopenkonzentrationen im Grundwasser nicht verändern. Deshalb sind Schwankungen im Isotopengehalt auf Uferfiltrat und gegebenenfalls auf Niederschlag zurückzuführen. Die Beurteilung der qualitativen Beeinflussung durch Uferfiltrat wird aus den gemessenen Isotopenkonzentrationen ersichtlich.



**Abb. 6.5 Restrhein am Pegel Hartheim: Wasserstand während des Hochwassers im November 1998 und Vergleich mit dem Wasserstand der Zeitreihe 1990 bis 2000**



**Abb. 6.6 Gehalte an Deuterium (links) und Sauerstoff-18 (rechts) sowie Wasserstand während des Hochwasserereignisses im November 1998 im Restrhein und an den Messstellen der Hartheimer Reihe**

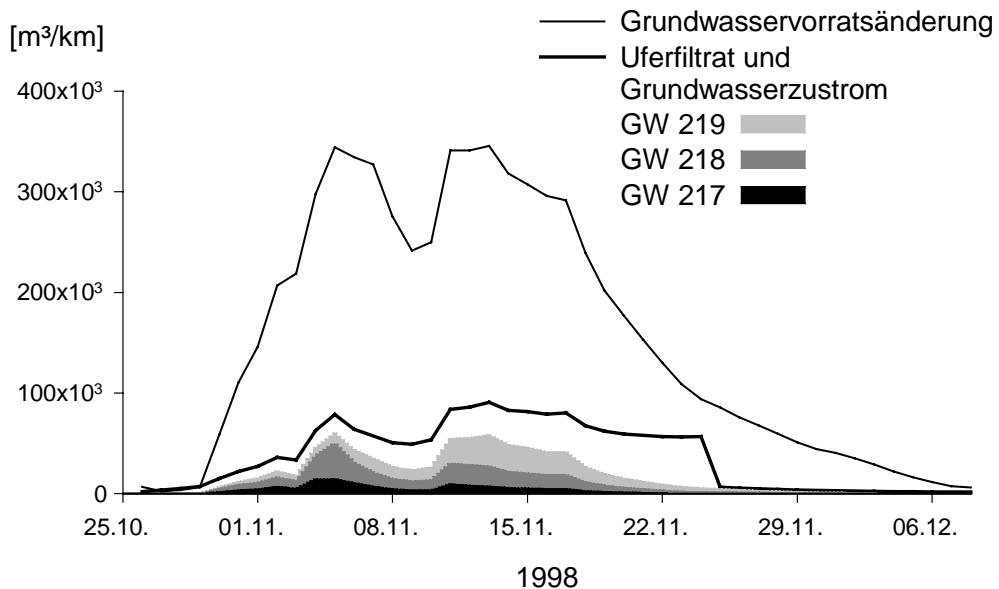
In Abb. 6.6 sind die Isotopengehalte im Restrhein und an den fünf Grundwassermessstellen der Hartheimer Reihe dargestellt. Die mittleren Konzentrationen von Deuterium und Sauerstoff-18 in der Vorperiode von Juli bis Oktober liegen im Grundwasser um -66 ‰ bzw. -9,4 ‰ und im Restrhein bei -78 ‰ bzw. -10,9 ‰ (vgl. durchgezogene Linien in Abb. 6.6). Sie ändern sich während des Hochwasserereignisses für die Grundwassermessstellen GW 217, GW 218 und GW 219 (in 75, 125 bzw. 285 m Entfernung zum Restrhein) signifikant. Dies wird besonders deutlich für Deuterium und auch die Sauerstoff-18 Reihen zeigen ähnliche Tendenzen. Für Sauerstoff-18 ergeben sich jedoch während der Vorperiode größere Schwankungen und dadurch Mittelwerte, die eine Einordnung der Werte während des Hochwassers erschweren. In Tabelle 6.4 sind die Rahmenwerte des Hochwasserereignisses vom November 1998 zusammengefasst.

**Tab. 6.4 Beobachtete Messstellen während des Hochwasserereignisses November 1998, Entfernung zum Restrhein, maximale Wasserstände und mittlere Isotopenkonzentrationen (Juni 1998 bis Dezember 1998)**

Messstelle	Entfernung zum Rhein [m]	maximaler Wasseranstieg [m]	Deuterium [% ‰ V-SMOW]	Sauerstoff-18 [% ‰ V-SMOW]
Restrhein	0	3,90	-78,3	-10,88
GW 217	75	3,10	-66,9	-9,53
GW 218	125	2,35	-65,9	-9,58
GW 219	285	2,00	-65,8	-9,40
GW 220	635	1,50	-63,4	-9,10
GW 221	1265	1,12	-65,8	-9,40

Die Ergebnisse belegen einen qualitativen Einfluss von Rheinwasser in einer Entfernung von mehr als 300 m und lassen ähnliche Einwirkungen für vergleichbare Hochwasserereignisse erwarten. GIEBEL et al. (1986) erstellten am selben Standort und für vergleichbare Ereignisse Grundwasserbilanzen, die Aussagen über die Grundwasservorratsänderung ermöglichen. In dieser Untersuchung wurde eine Bilanzierung durchgeführt, bei der nach dieser Methode vorgegangen wurde. Die Ergebnisse sind in Abb. 6.7 dargestellt.

Die Grundwasservorratsänderung wird aus den Wasserstandsänderungen, einem speicher- nutzbaren Hohlraumanteil von 20% und einer Fläche mit der Seitenlänge von 1000 m errechnet. Die Grundwasservorratsänderung erreicht während dem betrachteten Ereignis einen Maximalwert um 350.000 m<sup>3</sup>/km. Genauso lassen sich Volumenanteile für die einzelnen Grundwassermessstellen errechnen und mit den über die Mischungsgleichung berechneten prozentualen Uferfiltratanteilen verbinden. Dadurch wird eine Bilanzierung für die beeinflussten Pegel (GW 217, GW 218 und GW 219) möglich, wie sie in Abb. 6.7 dargestellt ist. Das während mittleren Wasserständen zum Rhein abströmende Grundwasser wird bei Hochwasser aufgespeichert und wurde von GIEBEL (1986) für das Untersuchungsgebiet mit 1700 m<sup>3</sup>/d·km abgeschätzt.



**Abb. 6.7 Grundwasservorratsänderung und Summe aus Uferfiltrat und normal abströmendem Grundwasser sowie errechnete Anteile an Uferfiltrat für die Messstellen GW 217, GW 218 und GW 219 während des Hochwassers im November 1998**

Werden die so ermittelten Anteile an Grundwasservorratsänderung mit dem Anteil aus Uferfiltrat und normal abströmendem Grundwasser verglichen, so ergibt sich eine Diskrepanz, die sich nur auf eine Unterschätzung der Anteile an Uferfiltrat zurückführen lässt. Da die Wasserproben für die Isotopenanalytik immer 50 cm unter Grundwasserspiegel entnommen wurden, ist eine verlässliche Aussage über Uferfiltratanteile in tieferen Bereichen nicht möglich. Infiltration und Bewegung von Flusswasser in größere Tiefen werden auch in anderen Untersuchungen vermutet (GIEBEL et al. 1988). Zudem belegen neuere Ergebnisse von Isotopengehaltsbestimmungen an tieferem Grundwasser einen hohen Anteil an Rheinuferfiltrat in größeren Tiefen (LFU 1999).

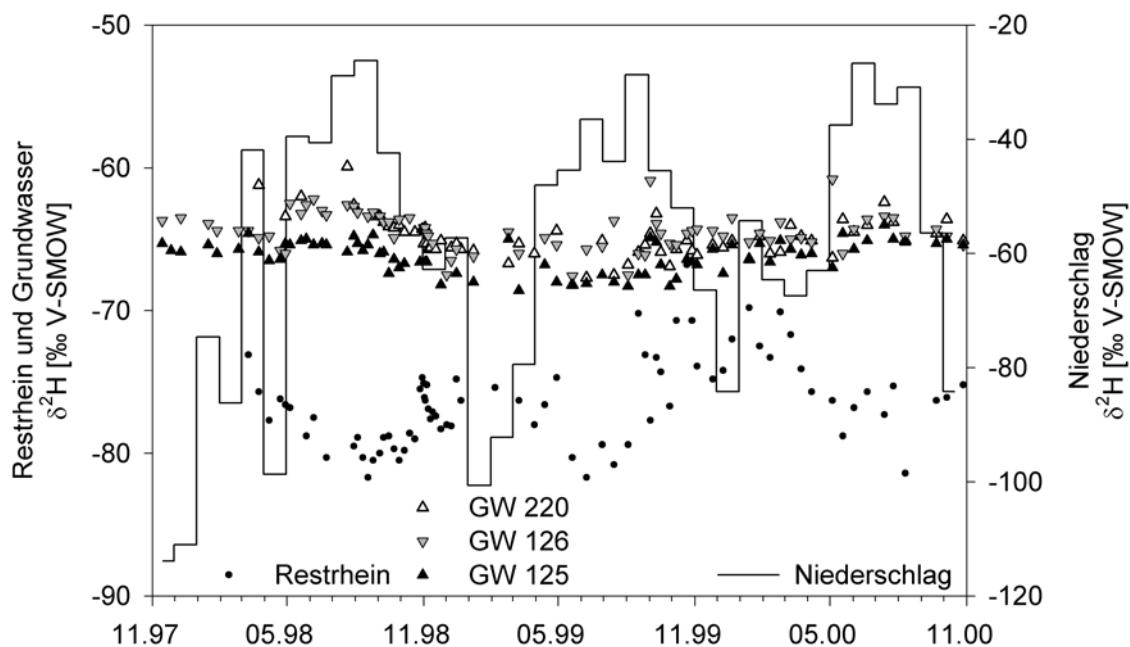
Die Untersuchung dieses Hochwasserereignisses zeigt, dass von einer qualitativen Beeinflussung durch Uferfiltrat bis zu einer Entfernung von 300 m (GW 219) auszugehen ist. Entsprechend höher wird diese Beeinflussung während größerer Ereignisse wie z.B. im Frühjahr und Sommer 1999, bei denen jedoch keine Beprobung durchgeführt werden konnte.

Die Ergebnisse zeigen, dass Isotopenmethoden geeignet sind, Uferfiltratanteile auch während einzelner Hochwasserereignisse zu untersuchen und zu beurteilen. Sie liefern neben der Trennung von Flusswasseranteilen im Grundwasser auch Information über die zeitliche und räumliche Variabilität, die besonders für die Einschätzung der Gefährdung von Wasserressourcen benötigt wird. Eine Untersuchung und Einschätzung des Anteils an Uferfiltrat während der gesamten Untersuchungsperiode wird im nächsten Kapitel vorgenommen.

### 6.2.3 Beurteilung der Uferfiltration während der gesamten Untersuchungsperiode

Eine Möglichkeit der Interpretation von Rhein-Uferfiltrat aus Schwankungen im Isotopengehalt während der gesamten Untersuchungsperiode besteht dann, wenn alle Komponenten im Zustrom vereinfachend zusammengefasst werden. Wasser, das aus dem Restrhein während Hochwasser ins Grundwasser gelangt, unterscheidet sich von dieser Komponente deutlich. Die Deuteriumkonzentrationen, die in Niederschlag, Rheinwasser und Grundwasser ermittelt wurden, sind in Abb. 6.8 dargestellt.

Die mittleren Isotopenkonzentrationen, die sich in Niederschlag, Restrhein und an den verschiedenen Grundwassermessstellen aus der gesamten Messreihe ergeben, sind in Tab. 6.5 aufgelistet. Aus diesen Mittelwerten errechnen sich mit (3.14) für Sauerstoff-18 und Deuterium Uferfiltratanteile für die Messstellen GW 126 zu 30% und 29%, für GW 220 zu 35% und 32% und für GW 125 zu 39% und 39%. Uferfiltratanteile zwischen 25 und 50% wurden im selben Gebiet über Sauerstoff-18 bereits in früheren Untersuchungen ermittelt (HERDEG 1993). Verschiedene Komponenten im Zustrom werden hierbei nicht unterschieden, saisonale Schwankungen der Isotopenkonzentrationen und Niederschlags- bzw. Infiltrationsmengen werden nicht berücksichtigt.

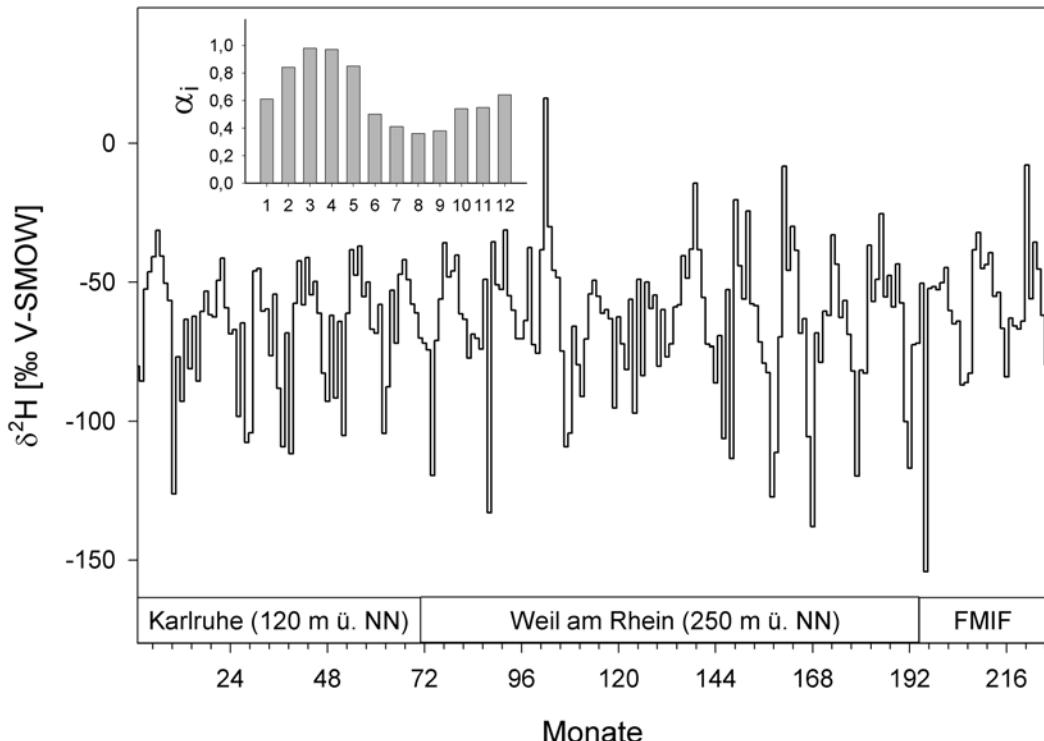


**Abb. 6.8 Deuteriumgehalte in Niederschlag (gewichtete Monatsmittel), Restrhein und Grundwasser während der gesamten Untersuchungsperiode**

**Tab. 6.5** Mittel der Isotopenkonzentrationen während der gesamten Untersuchungsperiode, mittlerer Wasserstand und Entfernung zum Rhein an den beprobenen Messpunkten

Messstelle	Entfernung zum Rhein [m]	mittlerer Wasserstand [m ü. NN]	Deuterium [%o V-SMOW]	Sauerstoff-18 [%o V-SMOW]
Niederschlag			-58,9	-8,36
GW 126	950	194,05	-64,0	-9,05
GW 220	635	193,35	-64,5	-9,16
GW 125	850	194,14	-65,7	-9,25
Restrhein	0	192,65	-76,4	-10,65

Die saisonalen Schwankungen in Niederschlag und Rheinwasser sind bzgl. ihrer Schwingungsphase entgegengesetzt. Diese Verschiebung im Isotopengehalt des Rheins ist hauptsächlich durch das alpine Einzugsgebiet und die verspätete Schneeschmelze im Sommer zu erklären. Der Isotopengehalt des Rheins zeigt im Vergleich zum Niederschlag zudem eine deutlich abgeschwächte Amplitude. Im Grundwasser zeigt sich abgeschwächt, aber doch signifikant ein Signal, das zur Interpretation von Uferfiltrat aus dem Rhein während Hochwasserereignissen benutzt werden kann (KÖNIGER et al. 2001).



**Abb. 6.9** Konstruierter Deuteriuminput für die Modellierung des Grundwassersignals und dafür verwendete Infiltrationskoeffizienten  $\alpha_i$

Von den verschiedenen Modellansätzen, die zur Auswertung von Isotopen Daten in der Literatur diskutiert werden (YURTSEVER 1995, MALOSZEWSKI et al. 1996), wurde hier das Dispersionsmodell verwendet (MALOSZEWSKI et al. 1996). Die theoretische Anpassung des Niederschlagsinput an beobachtete Werte im Grundwasser erfordert eine möglichst lange Reihe gemessener Isotopenwerte. Deshalb wurden in dieser Untersuchung zusätzlich zu den eigenen Messwerten an der FMIF bei Hartheim (201 m ü. NN) des Zeitraums November 1997 bis Oktober 2000 die Werte der GNIP Stationen Karlsruhe (120 m ü. NN) und Weil am Rhein (250 m ü. NN) verwendet und insgesamt zu einer 230 Monate langen Serie ergänzt (IAEA 2000).

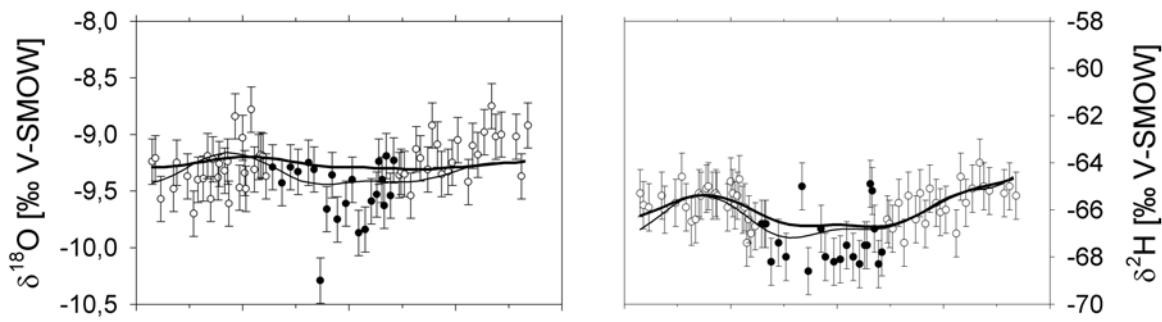
Das Inputsignal, das über die Niederschlagsmengen gewichtet und mit Infiltrationskoeffizienten verknüpft wurde (3.19), ist in Abb. 6.9 für Deuterium dargestellt. Die verwendeten monatlichen Infiltrationskoeffizienten wurden in einem benachbarten Einzugsgebiet im Schwarzwald mit Hilfe des HBV Modells ermittelt und validiert (UHLENBROOK et al. 1999). Eine Übertragung der Koeffizienten auf dieses Untersuchungsgebiet ist daher begründet. Die Sauerstoff-18 Inputdaten wurden mit einem aus der Literatur bekannten Höhengradienten von -0,22 ‰ pro 100 m Höhendifferenz angepasst (UHLENBROOK 1999, STICHLER et al. 1986). Dadurch ergibt sich bei bester Anpassung eine mittlere Einzugsgebietshöhe von 300 m über Meeresspiegel. Umgekehrt folgt aus dieser Einzugsgebietshöhe ein Höhengradient für Deuterium von -1,5 ‰ pro 100 m Höhenzunahme.

Von den drei kontinuierlich beprobten Messstellen weist die Messstelle GW 126 die geringste Beeinflussung durch Rheinwasser auf (d.h. die höchsten mittleren Isotopengehalte der Grundwassermessstellen, vgl. Tab. 6.5). Um die direkte Einwirkung während Hochwasserereignissen zu ermitteln, wurde deshalb der Einfluss des Rheins an dieser Messstelle gleich Null gesetzt. Bei der theoretischen Anpassung über das Dispersionsmodell wurden die während Hochwasser gemessenen Werte nicht verwendet. Für die Messstelle GW 220 ist aufgrund der Untersuchung während des Hochwassers im November 1998 eine Beeinflussung auszuschließen (vgl. Kap. 6.2.2). Da dies für die zwei übrigen Messstellen nicht sicher ist, wurden die gemessenen Werte während des Novemberhochwassers ignoriert.

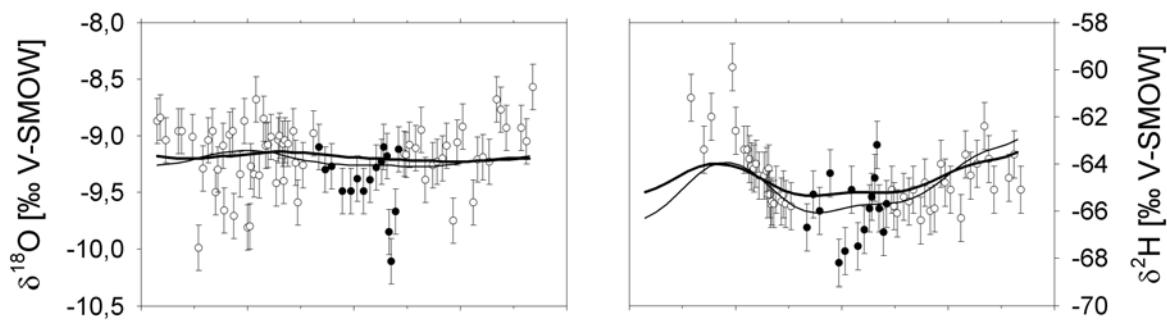
Die theoretischen Anpassungen für die einzelnen Messstellen ohne Berücksichtigung der hochwasserbeeinflussten Werte sind in Abb. 6.10 dargestellt. Zusätzlich sind jeweils die theoretischen Anpassungen an die gesamte Messreihe eingefügt, um den Unterschied zur Modellierung ohne Hochwasserwerte zu verdeutlichen. Die Interpretation der Anpassungen an die gesamten Messreihe ist jedoch aufgrund der verschiedenen, nicht trennbaren Komponenten nicht weiter sinnvoll.

Abb. 6.11 zeigt exemplarisch die Ergebnisse für die Messstelle GW 125 und die daraus abgeleitete Beeinflussung durch Hochwasser. Durch die Verbindung von gemessenen Werten und theoretisch ermittelten Werten ohne Hochwassereinfluss wird die Auswirkung durch Rheinuferfiltrat bilanzierbar. Es wird deutlich, dass während der Hochwasserereignisse infiltrierendes Rheinwasser mehr als 10% betragen kann und zeitlich sehr variabel ist.

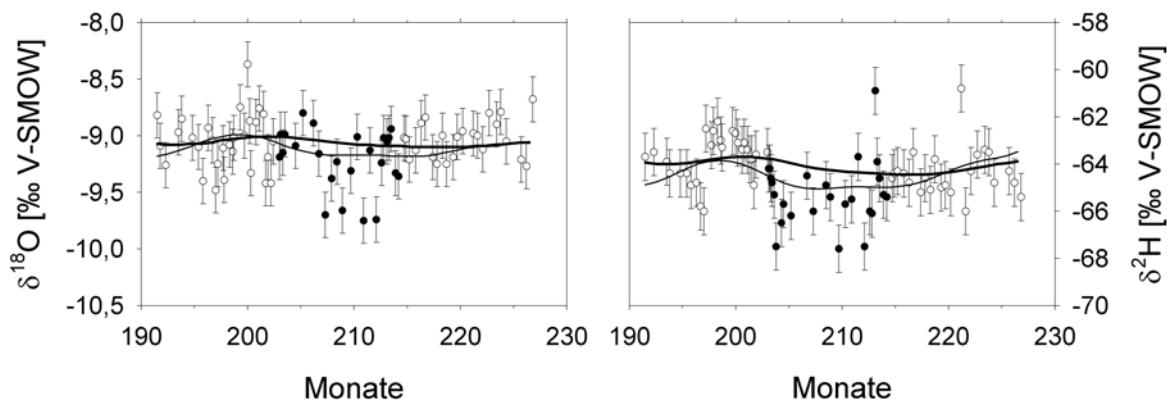
**GW 125**



**GW 220**

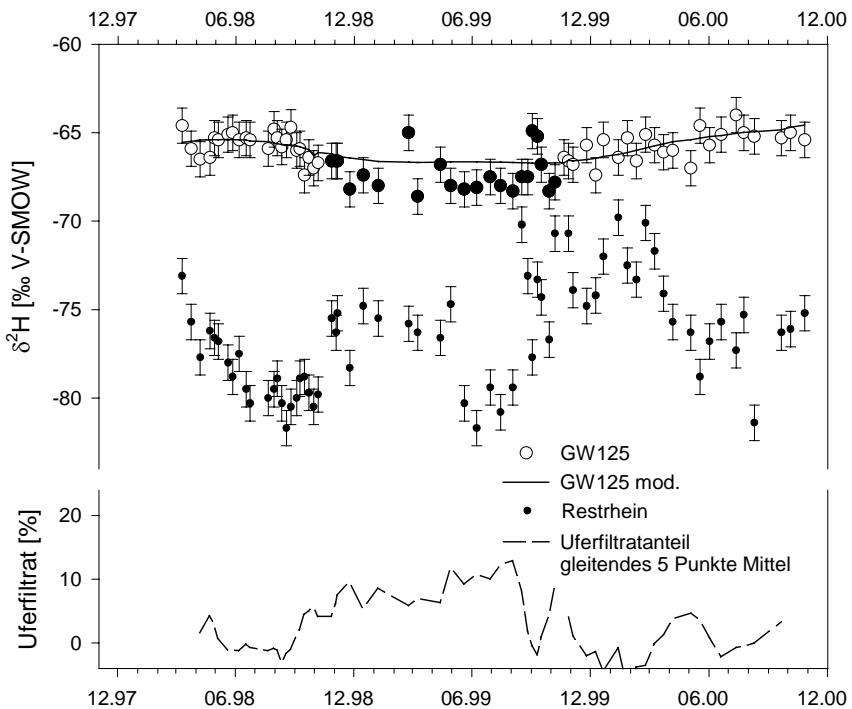


**GW 126**



- Messwerte
- Messwerte während Hochwasser
- Dispersions-Modell
- Dispersions-Modell ohne HW-Werte

**Abb. 6.10 Modellierung zur Verweilzeitbestimmung an den Grundwassermessstellen GW 125, GW 220 und GW 126**



**Abb. 6.11** Oben: gemessene und modellierte Werte für Deuterium an der Messstelle GW 125. Die während Hochwasser gemessenen Werte (schwarze Symbole) wurden bei der Modellierung nicht beachtet. Mitte: gemessene Werte für Rheinwasser. Unten: ermittelter Anteil an Rheinuferfiltrat

Die durch die Modellierung ermittelten Parameter sind in Tabelle 6.6 zusammengefasst. Die Dispersionsparameter liegen für Sauerstoff-18 um 0,1 bis 0,2 und für Deuterium um 0,4 bis 0,5. Sie sind nicht praktisch zu interpretieren, da bei der Modellierung verschiedene Komponenten im Zustrom zusammengefasst werden.

**Tab. 6.6** Anteil der Uferfiltrat-Grundkomponente relativ zur Messstelle GW 126, ermittelter Dispersionsparameter, mittlere Verweilzeit und Güte der Anpassung bei Modellierung von Sauerstoff-18- und Deuteriumserien ohne Berücksichtigung der Werte während Hochwasser

	Uferfiltrat- anteil UF [%]	Dispersions- parameter $P_D$ [-]	mittlere Ver- weilzeit $t_r$ [Monate]	Güte der An- passung $\sigma$ [-]
<b>Sauerstoff-18</b>				
GW 126	0	0,16	45	0,030
GW 220	3	0,16	41	0,039
GW 125	11	0,12	32	0,030
<b>Deuterium</b>				
GW 126	0	0,37	75	0,14
GW 220	3	0,48	65	0,16
GW 125	9	0,40	50	0,09

Ebenso sind die ermittelten Verweilzeiten, für Sauerstoff-18 um 40 Monate und für Deuterium um 60 bis 70 Monate, als hoch einzustufen. Die Güte der Anpassung bei der Modellierung mit dem Programm FLOW wird durch das Sigmakriterium bewertet und ist bei guter Anpassung möglichst klein (vgl. Kap. 3.2.2). Die Anpassungsgüte ist für Deuterium um den Faktor zehn größer, da die Konzentrationen um diese Größenordnung verschoben in die Modellierung eingehen.

Bei den ermittelten Parametern wurden Unterschiede zwischen Deuterium und Sauerstoff-18 vor allem bei den Verweilzeiten und Dispersionsparametern deutlich. Auch die Isotopenschwankungen im Grundwasser scheinen für Deuterium ausgeprägter zu sein. Eine genaue Erklärung kann an dieser Stelle nicht gegeben werden. Vermutlich sind diese Unterschiede auf Verdunstungseffekte im Bodenwasser oder auch Auswirkungen durch Bezugswasser zurückzuführen.

#### 6.2.4 Fazit

Die Untersuchungen in der gesättigten Zone zeigen den Einfluss von Uferfiltrat im Grundwasserkörper der Rheinaue. Aufgrund der Einwirkungen während Rheinhochwasser kann die Bestimmung der direkten Grundwasserneubildung in diesem Gebiet nicht aus Bewertungen von Grundwasserganglinien erfolgen. Eine Interpretation der direkten Grundwasserneubildung in der Rheinaue über die Änderung des Isotopengehalts im Grundwasser ist nicht möglich, da Uferfiltrat während Hochwasserereignissen als zusätzliche Komponente die Konzentrationen im Grundwasser beeinflusst.

Es wurden verschiedene Anteile an Uferfiltrat ermittelt, die hier nochmals kurz zusammengefasst werden:

1. Als Mittelwerte aus dreijährigen Reihen errechnen sich 30 bis 50% Anteile an Uferfiltrat, die aber auch Uferfiltrat aus den Schwarzwaldflüssen im Zustrom mit enthalten.
2. Unterschiede im Anteil an Rheinwasser von 3% an der Messstelle GW 220 und 9 bis 11% für die Messstelle GW 125 relativ zur am wenigsten beeinflussten Messstelle GW 126, was auf die unterschiedliche Entfernung zum Rhein und eventuell den Einfluss von bevorzugten Fliesswegen entlang von Altarmen zurückzuführen ist.
3. Ein Uferfiltratanteil von 12% des gesamten zwischengespeicherten Wassers während des Hochwasserereignisses im November 1998 und ein zeitlich sehr variable Anteil an Rheinuferfiltrat während der gesamten Untersuchungsperiode, der 10% übersteigen kann.

Diese Ergebnisse resultieren aus Untersuchungen im oberen Bereich des Aquifers. Deshalb können die Aussagen nur hier gelten. Weitere Modellierungsversuche sind vorgesehen, bei denen zwei Inputkomponenten (Niederschlag und Rheinuferfiltrat) kontinuierlich eingehen sollen. Dadurch könnte eine Anpassung an die gesamte Messreihe realisiert und eine bessere Interpretation von Modellparametern möglich werden.

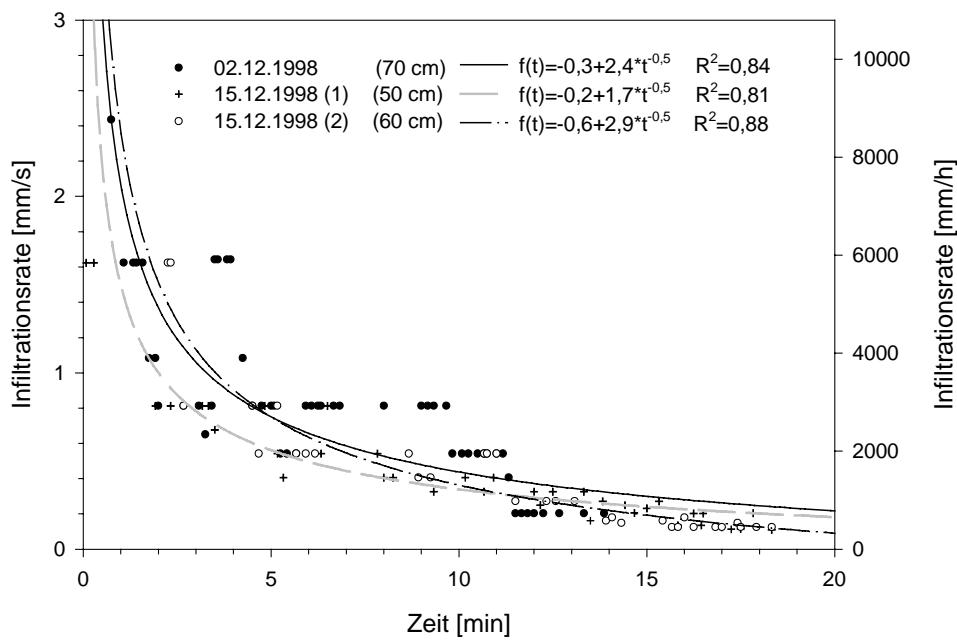
## 6.3 Untersuchungen in der ungesättigten Zone

Die Isotopenuntersuchungen, die in der gesättigten Zone durchgeführt wurden, ermöglichen die Bilanzierung von Uferfiltratanteilen im Untersuchungsgebiet. Die Bestimmung der direkten Grundwasserneubildung durch Isotopenuntersuchungen aus dem Grundwasserleiter ist jedoch nicht möglich, weil Uferfiltrat des naheliegenden Rheins insbesondere während Hochwasserereignissen die Isotopensignale aus direkt versickerndem Niederschlag überdeckt. Deshalb wurden zur Untersuchung der direkten Grundwasserneubildung weitere Arbeiten in der ungesättigten Zone durchgeführt. Sie sollten ermöglichen, die Bodenwasserbewegung in Abhängigkeit von Hydrometeorologie und Bodeneigenschaften zu beurteilen. Die Kenntnisse der Wasserbewegung im Boden erlaubt dann in Verbindung mit Wassergehaltsbestimmungen Aussagen über den Wasserhaushalt und über Transportvorgänge in der tieferen ungesättigten Zone. Zur Untersuchung der Bodenwasserbewegung wurden Infiltrationsversuche durchgeführt, deren Ergebnisse in Kapitel 6.3.1 beschrieben sind. Künstliche Tracer wurden während Beregnungsversuchen eingesetzt. Hierbei wurde mit Uranin markiertes, mit Deuterium angereichertes und bezüglich Sauerstoff-18 abgereichertes Wasser verwendet (Kap. 6.3.2). Zusätzlich wurden Markierungsversuche mit Uranin in Pulverform durchgeführt, um die von natürlichem Niederschlag induzierte Grundwasserneubildung zu untersuchen (Kap. 6.3.3). Isotopenuntersuchungen wurden an Bodenwasser aus tieferen Profilen und an kontinuierlich entnommenen Bodenproben im oberen Bereich vorgenommen (Kap. 6.3.4 und 6.3.5).

### 6.3.1 Infiltrationsversuche

Im Herbst 1998 wurden im Versuchsgebiet Infiltrationsversuche durchgeführt (LAUTENSCHLAGER 1999), um die Wasseraufnahme- und Leitfähigkeit des Bodens abzuschätzen. Unter Infiltration wird der Zugang von Wasser durch enge Hohlräume in die Lithosphäre verstanden. Die ermittelte Infiltrationsrate ist die Wassermenge, die bezogen auf eine gegebene Fläche und eine gegebene Zeit, senkrecht in den Boden eintritt. Sie wird angegeben in [mm/h] oder [cm/d]. Bei Infiltrationsversuchen wird ein Wasserüberstau erzeugt und dann eine Leitfähigkeit in gesättigtem Zustand ermittelt. Die Versuche wurden mit einem Doppelringinfiltrometer an Stellen mit Bodenmächtigkeiten um 50 cm, 60 cm und 70 cm durchgeführt. Es wurde das stationäre Verfahren mit Mariottischer Flasche angewandt, bei dem während des Versuches der Wasserüberstau konstant gehalten wird. Der Durchmesser des verwendeten Innenzyinders betrug 28 cm, der des Außenzyinders 56 cm. Beide Zylinder sind ca. 25 cm hoch und wurden einige Zentimeter in den Boden eingedrückt. Der Wasserüberstau wurde im Innenzyylinder während des Versuches auf ca. 10 cm konstant gehalten.

Die Ergebnisse der Infiltrationsversuche sind in Abb. 6.12 dargestellt. Die Versuche dauerten jeweils ca. 20 Minuten. Aufgrund des sehr hohen Wasserbedarfs war es nicht möglich, längere Versuche durchzuführen. Bei den Ergebnissen ist daher zu beachten, dass es sich um Richtwerte handelt. Eine Anpassung von Horton'schen Infiltrationsgleichungen an die Messwerte der einzelnen Versuche sind ebenfalls in Abb. 6.12 dargestellt.



**Abb. 6.12 Im Feld gemessene Infiltrationsraten (nach LAUTENSCHLAGER 1999) und angepasste Infiltrationsgleichungen**

Die beste Anpassung der Messwerte an die Horton'sche Infiltrationsgleichung der Form

$$y = a \cdot e^{-bt} \quad (6.1)$$

ergibt Korrelationskoeffizienten um 0,8. Die Parameter a und b liegen für die drei Versuche in einer vergleichbaren Größenordnung (Tab 6.7).

**Tab. 6.7 Parameter, die sich aus der Anpassung der Werte der Infiltrationsversuche an die Infiltrationsgleichung nach Horton ergeben**

Profil	Bodenmächtigkeit [cm]	a	b	$R^2$ [-]
02.12.1998	70	2,1	0,16	0,78
15.12.1998 I	50	1,4	0,14	0,89
15.12.1998 II	60	1,9	0,16	0,84

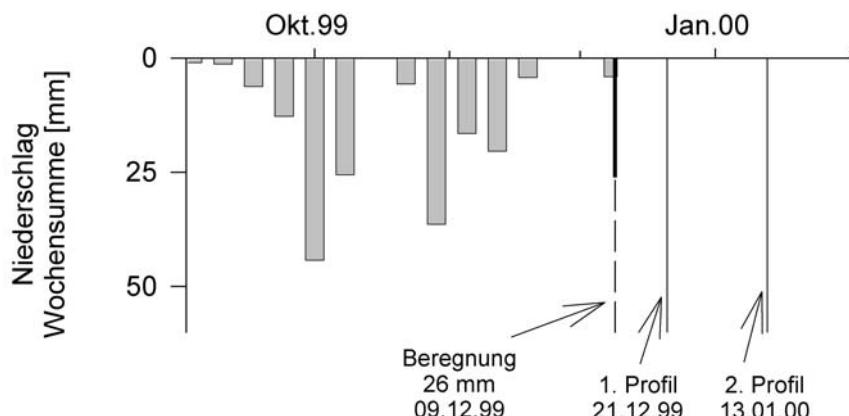
Die ermittelten Kurven definieren eine Endinfiltration um 700 mm/h und zeigen, dass Wasser im Untersuchungsgebiet sehr schnell versickert. Es ist daher selbst bei großen Niederschlagsereignissen nicht zu erwarten, dass Wasser aufgestaut wird. Infiltrierendes Wasser ist nach einer Sickertiefe von 40 cm (mittlere Bodenmächtigkeit im Versuchsgebiet) nicht mehr für Pflanzen verfügbar, da es dann die durchwurzelte Bodenzone verlassen hat.

### 6.3.2 Beregnungsversuche

Am 09.12.1999 wurden im Untersuchungsgebiet Testflächen künstlich beregnet (KAR-NUTH 2000). Dabei wurde an zwei Stellen innerhalb von 20 Minuten 6,25 l Tracerlösung auf eine Fläche von 0,24 m<sup>2</sup> aufgebracht, was einer Niederschlagsmenge von 26 mm und einer Niederschlagsintensität von 78 mm/h entspricht. Mitte Mai 2000 wurden bei einem Ereignis beispielsweise 50 mm Niederschlag in fünf Stunden gemessen. Die hohe Niederschlagsintensität während des Versuchs wurde in Kauf genommen, um den zeitlichen Aufwand in Grenzen zu halten. Die aufgebrachte Wassermenge wurde im Versuchsgebiet innerhalb der Untersuchungsperiode wiederholt als Tagesniederschlag gemessen (vgl. Kap 6.1.1). Die Tracerlösung war angesetzt mit

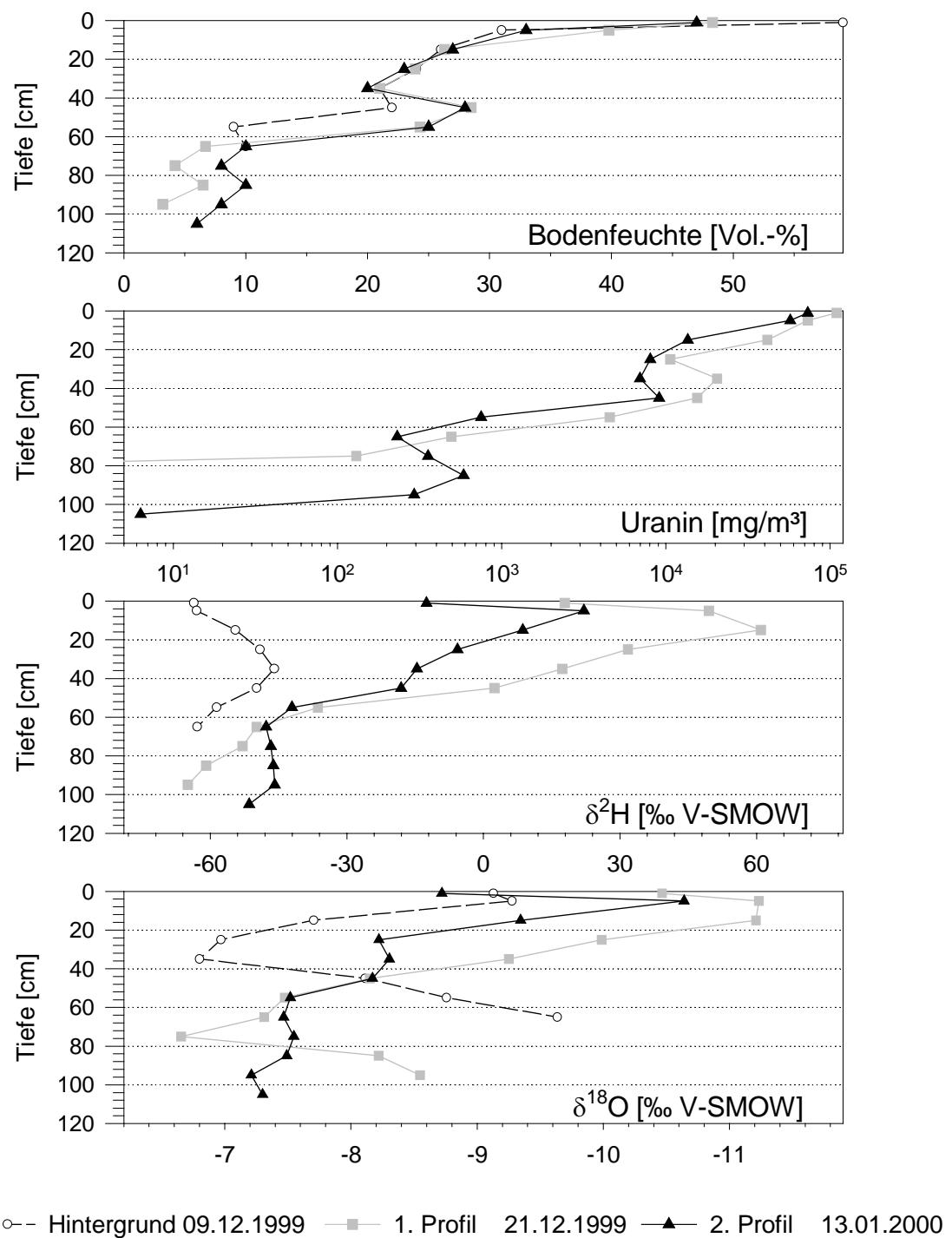
- 1.) 1,6 g/l Uranin,
- 2.) konzentriertem Deuterium (+272 ‰) und
- 3.) bzgl. Sauerstoff-18 abgereichertem Wasser (-17,3 ‰).

Durch die Beregnung sollte unter festgelegten Niederschlagsverhältnissen die Wasserbewegung im Boden simuliert und durch die Markierung nachvollziehbar werden. Gleichzeitig ermöglichte der Einsatz verschiedener Tracer einen Vergleich der Tracereigenschaften und eine gegenseitige Kontrolle der gewonnenen Ergebnisse. Die beregneten Flächen wurden mit einer Zeltplane überdeckt, so dass ab dem 09.12.1999 zusätzliche Infiltration von Niederschlag verhindert, aber weiterhin Verdunstung möglich war. Die so festgelegten Niederschlagsverhältnisse sind in Abb. 6.13 gemeinsam mit den Wochensummen des Niederschlags während der Vorperiode veranschaulicht.



**Abb. 6.13 Niederschlagsbedingungen während des Beregnungsversuchs: Wochensumme Niederschlag vor der Beregnung, Beregnungsmenge und Termine der Profilnahmen**

Die Hintergrundkonzentrationen an Deuterium und Sauerstoff-18 wurden am Tag der Beregnung in einem Profil bestimmt. Ein Hintergrundwert für Uranin des unbelasteten Bodenwassers wurde abgezogen und ist somit am Tag der Beregnung gleich Null gesetzt. Der Wassergehalt des Bodens wurde an den Terminen der Beregnung am 09.12.1999, nach 12 Tagen am 21.12.1999 (Profil 1) und nach 35 Tagen am 13.1.2000 (Profil 2) gravimetrisch bestimmt (vgl. Kap. 5.2).



**Abb. 6.14 Bodenwassergehalt und Tracerkonzentrationen im Beregnungsversuch mit Uranin (logarithmische Skalierung), Deuterium und Sauerstoff-18 (nach KARNUTH 2000, verändert)**

Die Ergebnisse des Beregnungsversuchs sind in Abb. 6.14 zusammengefasst. Die Bewegung des Bodenwassers lässt sich mit zunehmender Versuchsdauer verfolgen, und die Migration in tiefere Bereiche wird ersichtlich. Besonders deutlich wird dies im Bereich zwischen 40 und 60 cm, dem Übergang von der oberen Bodenschicht zur Kiesschicht, und in der tieferen Kiesschicht (vgl. Kap. 4.4). Uranin wurde im ersten Profil bis 70 cm und im zweiten Profil bis 110 cm transportiert. Die obere Bodenschicht weist aufgrund höherer Sorption des Farbstoffs bedeutend höhere Konzentrationen auf.

Die durch die Markierung mit Deuterium erhaltenen Konzentrationen im Bodenwasser sind signifikant. Die bei beiden Profilnahmen gemessenen Werte unterscheiden sich deutlich vom Hintergrund bei der Beregnung. Die hohen Werte der Einspeiselösung werden durch Vermischung mit Bodenwasser abgeschwächt. Es zeigt sich mit fortschreitender Versuchsdauer eine Abreicherung der Deuteriumisotope im oberflächennahen Bereich, was auf Mischung mit Wasser aus der Luft hinweist (Kondensationsprozesse). Die Tiefe bis zu der Beregnungswasser nachweisbar wird, ist aus beiden Profil mit mehr als 70 cm abzuschätzen. Im zweiten Profil ist ein Versickern bis 110 cm interpretierbar, aber aufgrund des fehlenden Hintergrundwerts nicht gesichert.

Die Interpretation der Sauerstoff-18 Kurven in Abb. 6.14 ist schwieriger, weil die ermittelten Konzentrationen im Vergleich zum Hintergrund nicht so deutlich abgesetzt sind wie dies bei den Deuteriumkurven der Fall ist. Die natürlichen Schwankungen im Isotopengehalt des Bodenwassers sind durch die Markierung für Sauerstoff-18 viel weniger gedämpft wie für Deuterium. Die Hintergrundwerte werden in beiden Profilen bei ca. 50 cm wieder erreicht. Sie weichen dann aber in tieferen Bereichen wieder vom Hintergrund ab, was auch durch ein schichtweise Ausdrücken von Bodenwasser bzw. ein „piston flow“-ähnliches Fliessverhalten erklärt werden könnte. Die ermittelten Ergebnisse der einzelnen Tracer sind für die jeweiligen Beprobungen in Tabelle 6.8 zusammengefasst.

**Tab. 6.8 Ergebnisse der Beregnungsversuche mit Uranin, Deuterium und Sauerstoff-18 an zwei Bodenprofilen**

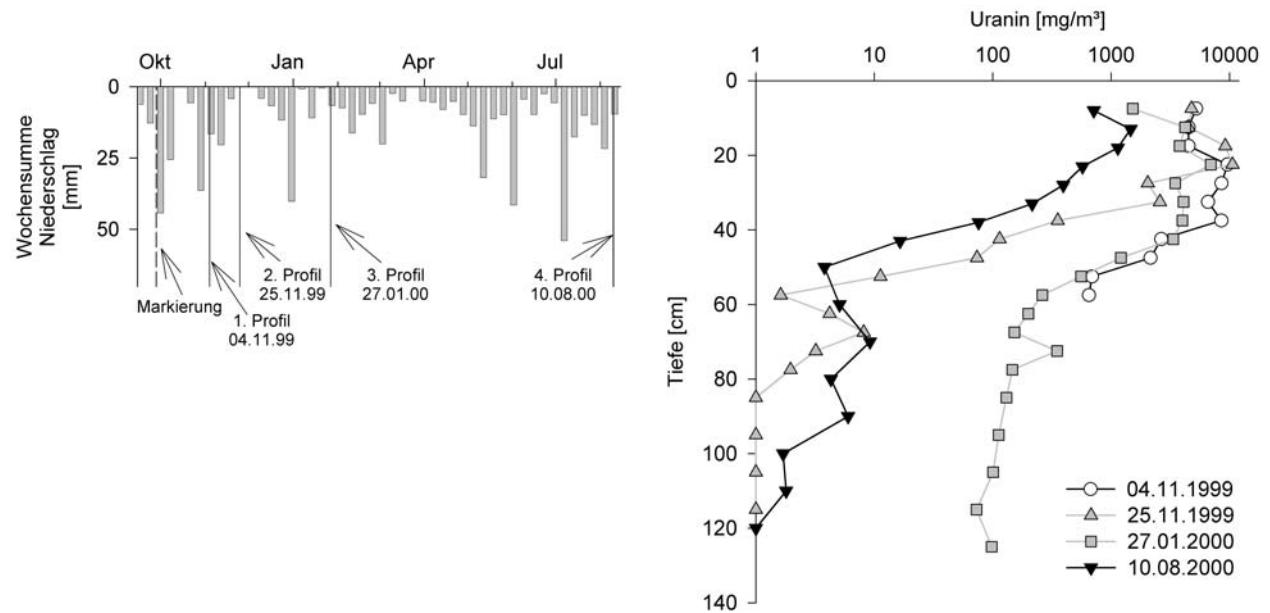
Profil	Versuchs-dauer [d]	maximale Nachweistiefe			Fließ-geschwindigkeit [cm/d]
		Uranin [cm]	Deuterium [cm]	Sauerstoff-18 [m]	
21.12.1999	12	75	70	50	6 - 4
13.01.2000	35	110	110		3

Alle verwendeten Markierstoffe zeigen eine eindeutige Reaktion im Bodenkörper. Am deutlichsten sind die Ergebnisse für Deuterium. Dieser Tracer, der bei Beregnungen in der ungesättigten Zone zunehmend eingesetzt wird (z.B. PAPESCH et al. 1995, LISCHIED et al. 2000, SCHUMANN et al. 2001, SEILER et al. 2001), ist im Gegensatz zu Fluoreszenztracern und anderen Markierstoffen nicht sorptiv. Es zeigen sich jedoch Auswirkungen durch Verdunstung oder Mischung mit Niederschlag. Ebenso ist bei der Berechnung der Einspeisemenge zu bedenken, dass zu hohe Konzentrationen sich nachteilig auf die Analytik auswirken. Ein Beispiel zur Umrechnung von Isotopenkonzentrationen zur künstlichen Markierung zeigt KENDALL et al. (1998).

Die aus den Transporttiefen und der jeweiligen Versuchsdauer abgeschätzten Fließgeschwindigkeiten liegen bei 3 bis 6 cm/d. Für Uranin zeigen sich starke Sorptionseffekte. Durch die Beregnungsversuche wird deutlich, dass bei kurzzeitigen Ereignissen mit hohen Intensitäten und für Mengen um 26 mm Niederschlag mit Versickerung in tiefere Bereiche der ungesättigte Zone zu rechnen ist.

### 6.3.3 Trockendeposition von Uraninpulver an vier Profilen

Zusätzlich zur Beregnung wurden am 28.10.1999 an vier Stellen im Hartheimer Kiefernwald jeweils ca. 5 g Uranin in Pulverform auf Flächen von 625 cm<sup>2</sup> aufgebracht (KARNUTH 2000). Hierfür wurde zunächst eine obere humusreiche Schicht von 5 cm abgestochen und, nachdem das Pulver aufgestreut war, wieder aufgesetzt. Dadurch sollte Uranin vor Lichteinfluss, starker Sorption und mikrobiologischen Abbau geschützt, aber gleichzeitig ungestörte Verhältnisse beibehalten werden. Im zeitlichen Abstand von 38, 59, 112 und 318 Tagen wurden die markierten Stellen aufgegraben, um die räumliche Ausbreitung des Tracers zu verfolgen. Abb. 6.15 zeigt die in diesem Zeitraum gefallenen Niederschlagsmengen als Wochensummen (links) und die im Bodenwasser gemessenen Uraninkonzentrationen in Abhängigkeit von der Tiefe (rechts).



**Abb. 6.15** Markierung mit Uraninpulver an 4 Profilen. Links: Niederschlag vor und während des Versuches sowie Beprobungstermine. Rechts: Tracerkonzentrationen in den verschiedenen Profilen (nach KARNUTH 2000)

Die Niederschlagsmengen, die vor den einzelnen Profilnahmen gefallen sind, bestimmen die Menge an Tracer die ausgewaschen wird und damit die Intensität des Transportprozesses. Zwischen der Markierung und der ersten Profilnahme sind 110 mm Niederschlag gefallen. Es traten hohe Wochensummen um 40 mm im Januar (zwischen zweiter und dritter Profilnahme) und 50 mm im Juli auf (kurz vor der letzten Probennahme). Die gefallenen Niederschlagsmengen zwischen Markierung und der jeweiligen Profilnahme sowie die

Transporttiefen und resultierenden mittleren Geschwindigkeiten sind in Tabelle 6.9 aufgelistet.

Bei der Betrachtung des Tracertransports in Abb. 6.15 (rechts) wir deutlich, dass Uranin schon im ersten Profil über die gesamte obere Bodenschicht ausgebreitet und bis zur maximalen Beprobungstiefe in 60 cm nachweisbar ist. Bei der zweiten Profilnahme wurde Tracer bis 80 cm Tiefe nachgewiesen, allerdings im Vergleich zum ersten Profil in geringerer Konzentration, was durch räumliche Heterogenität oder leichte Unterschiede bei den aufgebrachten Tracermengen verursacht sein kann. Im dritten Profil ist Tracer wiederum bis zur maximalen Grabungstiefe von 140 cm nachweisbar. Ebenso wird dies am letzten Profil im August bestätigt, wobei hier die Konzentrationen deutlich schwächer sind und auf mikrobiologischen Abbau innerhalb des recht langen Zeitraums hindeuten. In allen Profilen sind die Konzentrationen in der oberen Bodenschicht höher als in der darunter liegenden Kiesschicht. Dies ist auf die sehr unterschiedlichen Eigenschaften der Schichten und die dadurch bedingte höhere Sorption im feineren und humusreicherem Material zu erklären.

**Tab. 6.9 Ergebnisse der Markierung mit pulverförmigem Uranin: Zeitspanne nach der Markierung, Summe des gefallenen Niederschlags (Freilandniederschlag 15 m Turm), Tiefe, bis zu der Uranin nachgewiesen wurde, und erreichene Fließgeschwindigkeiten**

Profil / Datum	Zeit nach Markierung [d]	Summe Niederschlag [mm]	Tiefe [cm]	Fließgeschwindigkeit [cm/d]
1 / 04.11.1999	38	110	> 60	> 2
2 / 25.11.1999	59	135	> 80	> 1
3 / 27.01.2000	112	217	> 130	> 1
4 / 10.08.2000	318	535	110	

Aus diesen Ergebnissen resultieren Fließgeschwindigkeiten von 1 - 2 cm/d. Dies ist etwas geringer als die bei den Beregnungsversuchen. Die Ergebnisse der Markierung mit Uraninpulver zeigen, dass im Winter 1999/2000 Wasser in Folge größerer Niederschlagsereignisse im Oktober und Januar bis in Bodentiefen von 130 cm gelangen konnte. Weil der Kieskörper des tieferen Bodenprofils eine geringe Durchwurzelung aufweist, ist nicht mehr von Wasseraufstieg über Transpiration auszugehen. Dieses Wasser fließt dem Grundwasserkörper zu. Im Gegensatz zu früheren Untersuchungen ist damit unter den hydrometeorologischen Verhältnissen der Untersuchungsperiode Grundwasserneubildung nachgewiesen.

### 6.3.4 Isotopenuntersuchungen an tieferen Bodenprofilen

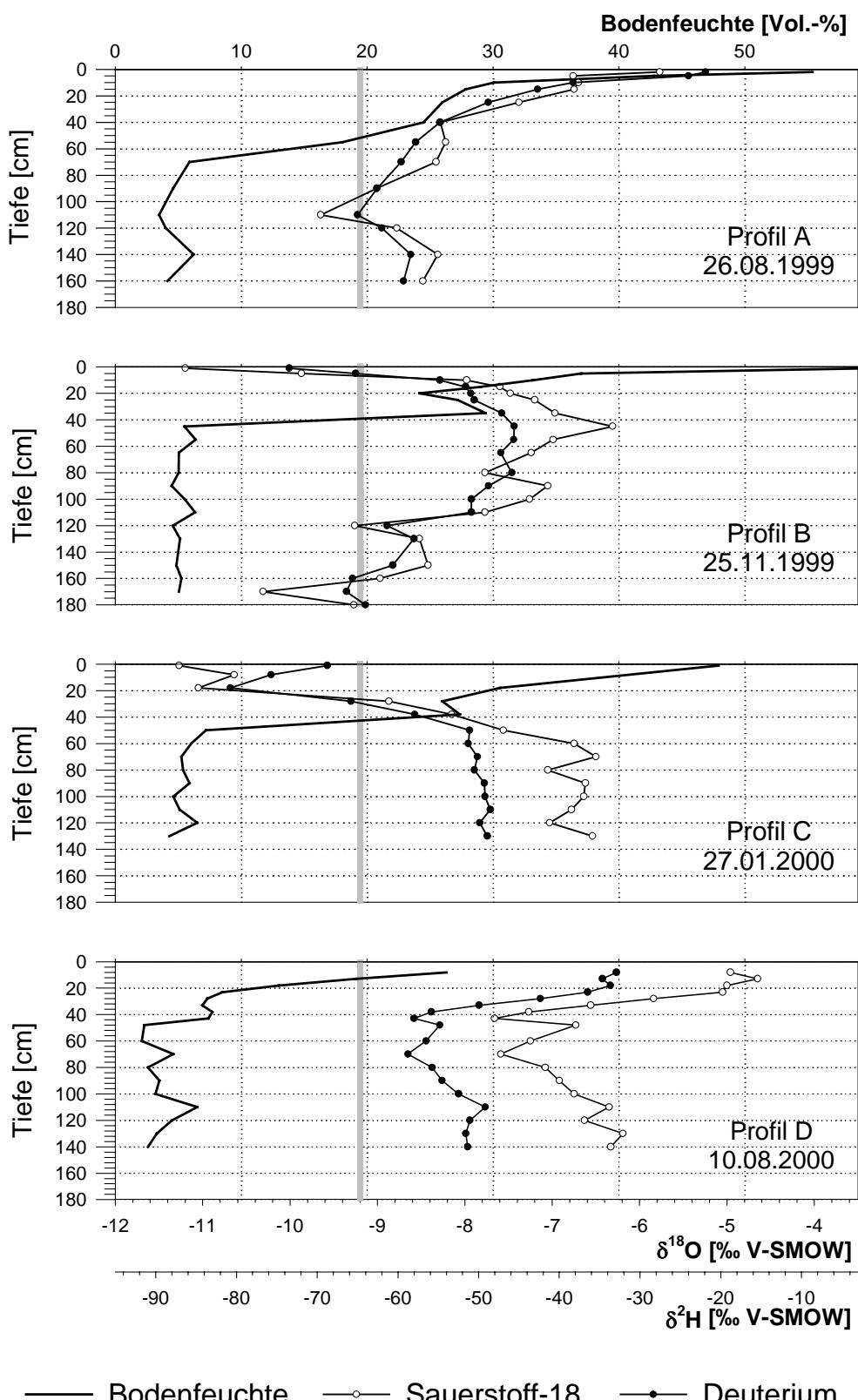
Neben den künstlichen Markierungen wurden an den Profilen der Trockendeposition auch Untersuchungen der natürlichen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 im Bodenwasser vorgenommen (HOLZKÄMPER 2000). Dies war möglich, da Uranin in Pulverform aufgebracht und nicht zusätzlich bereignet wurde. Insgesamt liegen Untersuchungen an vier Pro-

filen zu Beurteilung vor, die tiefer sind als ein Meter. Das erste Profil wurde im August 1999 aufgegraben, die drei weiteren Profile entsprechen den bereits in Kapitel 6.3.3 beschriebenen (vgl. Abb. 6.15 und 6.16). Isotopenbeprobungen können nicht an der selben Stelle wiederholt werden, da das Bodengefüge dadurch gestört wird. Deshalb trägt die räumliche Heterogenität des Waldbodens neben der aufwendigeren Analytik (vgl. Kap. 5.2) zur Unsicherheit der Ergebnisse bei, die einen Vergleich der einzelnen Profile schwer machen. Für die Markierung mit Uraninpulver war es nötig, die Profile unter ähnlichen Bodenbedingungen und daher mit möglichst geringer räumlicher Distanz anzulegen. Die Isotopenuntersuchungen zeigten später, dass die letzten beiden Profile durch Verdunstung beeinflusst waren.

Die Ergebnisse der Bodenwasseruntersuchungen an den vier tiefen Profilen sind in Abbildung 6.16 dargestellt. Es liegen jeweils zwei Profile im Sommer (am 26.8.1999 und 10.8.2000) und zwei im Winter (am 25.11.1999 und 27.01.2000) vor. Das Profil vom 26.8.1999 befand sich in ca. 25 m Entfernung von den drei restlichen Profilen. Die obere Bodenschicht des ersten Profils ist etwas mächtiger ( $> 40$  cm), was sich im Wassergehalt zeigt. Die drei weiteren Profile wurden im Abstand von ca. 2 m voneinander angelegt. Beim Vergleich der Profile zeigt sich, dass der Wassergehalt im oberen Bodenbereich als Folge von Niederschlag und Austrocknung sehr stark variiert und in den Wintermonaten deutlich höher ist. In der tieferen Kiesschicht liegt der Wassergehalt meist gleichmäßig um 5 Vol. %. Das letzte Profil im August 2000 zeigt sehr geringe Bodenfeuchten über den gesamten tieferen Bereich.

Zusätzlich zu den Isotopengehalten des Bodenwassers sind in Abb.6.16 die Isotopengehalte angedeutet, die im Grundwassers gemessen wurden. In Profil A und B nähern sich die Isotopengehalte des Bodenwassers in einer Tiefe um 120 cm den Konzentrationen des Grundwassers an. Die Sauerstoff-18- und Deuteriumgehalte des Bodenwassers schwanken dabei in Profil B stärker als in Profil A und sind im Winter im oberen Bereich leichter. Die Kurven sind dann nach links geneigt. Die tiefsten Werte liegen bei  $-11$  bis  $-12$  ‰ für  $\delta^{18}\text{O}$  und  $-70$  bis  $-80$  ‰ für  $\delta^2\text{H}$ . Diese Neigung ist in den Sommerprofilen entgegengesetzt und zeigt maximale Werte von  $-4$  bis  $-6$  ‰ für  $\delta^{18}\text{O}$  und  $-20$  bis  $-40$  ‰ für  $\delta^2\text{H}$ . Die Neigung lässt sich über die obere Bodenschicht bis zu 40 cm Tiefe verfolgen und schwächt sich dann ab.

Unter der oberen Bodenschicht sind beim Vergleich der Profile ebenfalls Veränderungen der Isotopengehalte deutlich. Profil B zeigt im Vergleich zu Profil A Veränderungen des Isotopengehalts bis in eine Tiefe von 120 cm. Die Profile C und D von Januar und August 2000 lassen ein Auseinanderdriften der Isotopenkurven erkennen, was auf Anreicherung der Isotope durch Verdunstung hindeutet. Deshalb können nur die Profile A und B von August und November 1999 auf Versickerung interpretiert werden. Eine Bewegung von Sickerwasser bis in 120 cm Tiefe zwischen August und November bestätigt die Erkenntnisse aus den Markierversuchen.



**Abb. 6.16 Bodenfeuchte, Sauerstoff-18- und Deuteriumkonzentrationen an vier tiefen Bodenprofilen (nach HOLZKÄMPER 2000, erweitert). Isotopenkonzentrationen im Grundwasser sind angedeutet (graue Balken)**

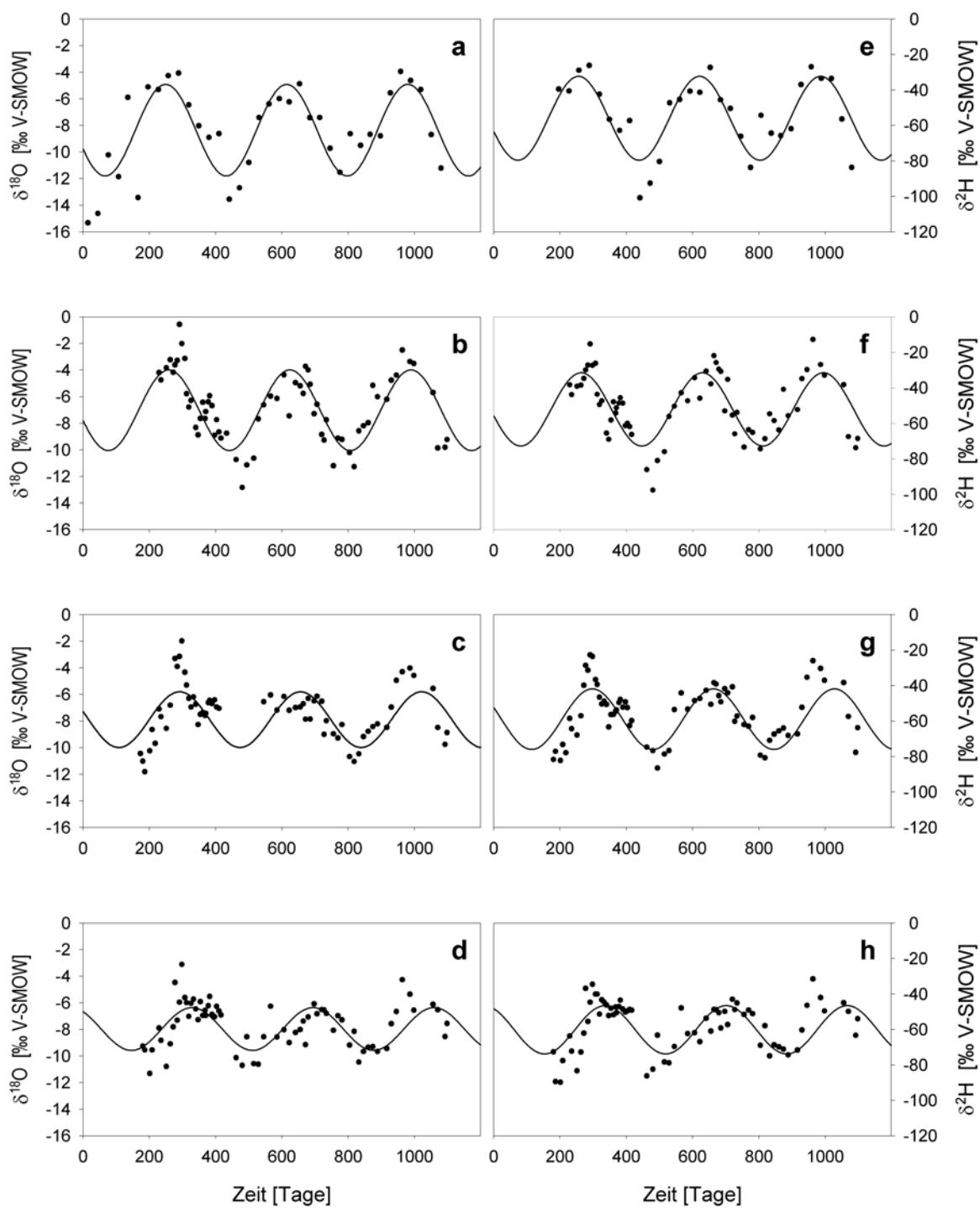
### 6.3.5 Isotopenuntersuchung in der oberen Bodenschicht

Im Folgenden werden Ergebnisse zur Isotopenuntersuchung in der oberen ungesättigten Zone dargestellt. Die Bodenproben wurden über einen Zeitraum von drei Jahren in ein- bis zweiwöchigem Abstand entnommen. Die obere Streuauflage wurde entfernt und die darunter liegenden Schichten in 0 bis 2 cm, 2 bis 20 cm und 20 bis 40 cm Tiefe entnommen (Analyse wie in Kap. 5.2, zu Witterungseinflüssen auf den Bodenwasserhaushalt siehe Kap. 6.1).

Die isotopische Zusammensetzung des Bodenwassers im oberen Bereich ist abhängig von infiltrierendem Niederschlag und Evaporation, während transpirierendes Wasser den Isotopengehalt nicht verändert (KENDALL et al. 1998). Die Isotopengehalte in der oberen Bodenschicht und im Niederschlag sind in Abbildung 6.17 für Sauerstoff-18 (a-d) und Deuterium (e-h) zusammengefasst. Die Isotopenwerte des Niederschlags sind als mengengewichtete Monatswerte dargestellt, während die Bodenwerte die Messwerte der im Gelände entnommenen Proben darstellen. Die Isotopengehalte im Bodenwasser aller beprobteten Horizonte spiegeln den saisonalen Gang im Niederschlag wieder. Durch optimale Anpassung einer Sinusfunktion (vgl. Kap. 3.3.3.2 Gleichung 3.23) an alle Reihen wird eine Amplitudendämpfung und Phasenverschiebung deutlich und für alle Wasserkomponenten vergleichbar. Die über die Anpassung ermittelten Parameter der Sinusfunktion sind in Tabelle 6.10 dargestellt.

Die Mittelwerte sowohl für Sauerstoff-18 als auch für Deuterium zeigen eine Anreicherung von schwerem Wasser im Bodenwasser. Am deutlichsten ist der Unterschied in der obersten Bodenschicht 0-2 cm, wo sich Evaporation am stärksten auswirkt. Die Dämpfung des Isotopensignals aus dem Niederschlag wird mit zunehmender Bodentiefe stärker und kann zur Beurteilung von Fliesszeiten verwendet werden (MALOSZEWSKI 1983, STEWARD et al. 1991; DEWALLE et al. 1997; SOULSBY et al. 2000). Für die einzelnen Bodentiefen errechnen sich die Fliesszeiten nach (3.19) die in Tabelle 6.10 aufgelistet sind. Demnach findet sich Niederschlagswasser in der Bodenschicht von 20 – 40 cm mit einer zeitlichen Verzögerung von 110 Tagen (Sauerstoff-18) und 83 Tagen (Deuterium). Die Dämpfungstiefe  $d_h$  des Isotopensignals ist definiert als Bodentiefe nach der das Isotopenignal des Niederschlags (hier Bestandsniederschlag) auf 37% reduziert ist (DEWALLE 1997). Sie ist in Tab. 6.10 für alle Horizonte berechnet und dargestellt (vgl. Kap. 3.3.3.2). Eine so definierte Dämpfungstiefe ergibt Werte von 40 bis 50 cm für die tiefste Schicht (20 bis 40 cm Tiefe) für die ein Mittel von 30 cm angenommen wird. Eine Abschwächung des Signals auf 1% ist bei 200 cm Tiefe zu erwarten.

Als Maß für die Güte der Anpassung sind in Tabelle 6.10 die Korrelationskoeffizienten aufgelistet, die bei der Anpassung erreicht wurden. Sie liegen sowohl für Sauerstoff-18 als auch Deuterium zwischen 0,4 und 0,7. Die erreichten Anpassungen sind nicht sehr gut, da nur der saisonale Gang der Isotopenkonzentrationen nachgebildet, andere Effekte aber vernachlässigt werden (Mengeneffekt, Verdunstung). Die errechneten Anpassungen der Niederschlagsreihen sind etwas besser, weil hier die Einzelproben über die Niederschlagsmengen gewichtet wurden und deshalb schon Mittelwerte in die Berechnung eingehen.

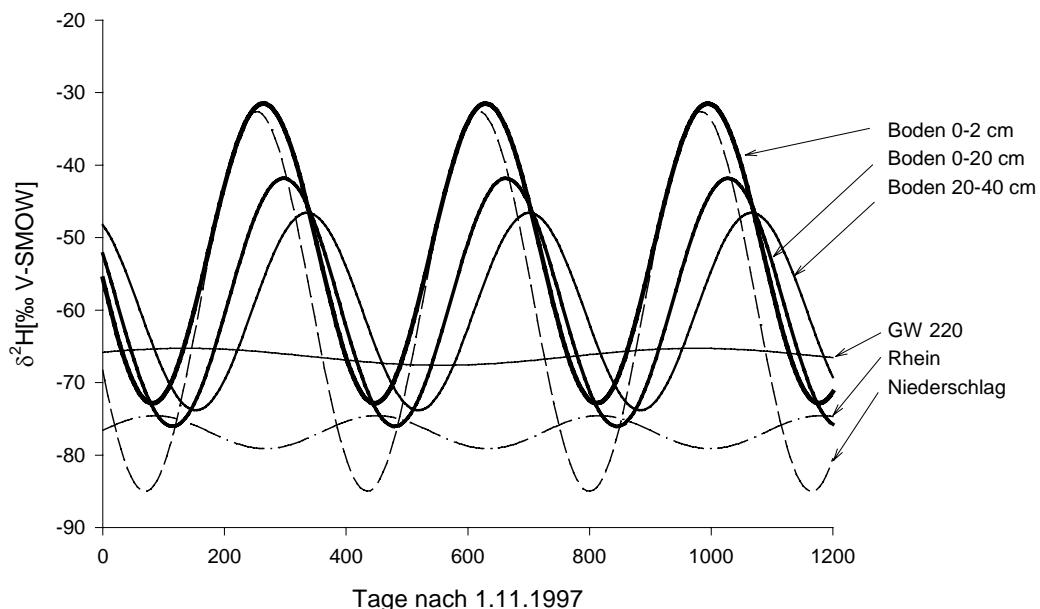


**Abb. 6.17** Sauerstoff-18- und Deuteriumkonzentrationen in Niederschlag (a und e), Bodenwasser 0-2 cm Tiefe (b und f), 2-20 cm Tiefe (c und g) und 20-40 cm Tiefe (d und h) aufgetragen gegen die Zeit in Tagen seit Beginn der Untersuchungen im November 1997. Die Kurvendarstellung zeigt jeweils die optimalste Anpassung einer Sinusfunktion

**Tab. 6.10 Durch die Anpassung einer Sinusfunktion ermittelte Parameter (Mittelwert ( $x_0$ ), Amplitude (a), Phasenverschiebung ( $\phi$ ), Korrelationskoeffizient ( $R^2$ )) für die Isotopenserien des Niederschlags und der oberen Bodenschichten, und über Amplitudendämpfung abgeschätzte Verweilzeit ( $t_t$ ) und Dämpfungstiefe ( $d_h$ ) des Bodenwassers**

	$x_0$ [%]	a [%]	$\phi$ [rad]	$R^2$ [-]	$t_t$ [d]	$d_h$ [cm]
<b>Sauerstoff-18</b>						
Niederschlag	-8,35	3,45	-2,0	0,61		
Boden 0-2 cm	-7,02	3,03	-1,8	0,64	32	8
Boden 2-20 cm	-7,89	2,10	-1,3	0,40	76	20
Boden 20-40 cm	-7,96	1,61	-0,6	0,45	110	39
<b>Deuterium</b>						
Niederschlag	-56,0	23,7	-1,9	0,69		
Boden 0-2 cm	-52,2	20,7	-1,7	0,62	32	7
Boden 2-20 cm	-58,9	17,1	-1,2	0,53	56	31
Boden 20-40 cm	-60,2	13,6	-0,5	0,50	83	54

Die Untersuchungen in der oberen Bodenschicht deuten eine langsame Bewegung von Bodenwasser an. Das Sickerwasser bewegt sich unter zunehmender Vermischung tiefer, wodurch das Isotopensignal aus dem saisonalen Gang des Niederschlag abgedämpft wird. Die ermittelte Dämpfungstiefe lässt erwarten, dass im Grundwasser kein signifikanter Jahrestypengang des Sickerwassers mehr zu erwarten ist.



**Abb. 6.18 Sinusanpassung an Deuteriumkonzentrationen in den Komponenten Niederschlag, Bodenwasser, Rhein- und Grundwasser (GW 220)**

In Abb. 6.18 sind zusätzlich zu den bereits aufgeführten Signalen in Niederschlag und Bodenwasser auch die Signale in Rhein und Grundwasser eingezeichnet. Hierbei wird jedoch deutlich, dass diese Signale nicht mit dreiparametrischen Gleichungen angepasst werden können. Im Grundwasser ist die Schwingungsdauer nicht mehr mit 365 Tagen, sondern mit 3150 Tagen angepasst. Diese Signale sind, wie bereits in Kap. 6.2 ausgeführt wurde, auf verschiedene Einflüsse zurückzuführen. Eine Interpretation der Saisonalität würde in diesem Fall zu falschen Ergebnissen führen. Ebenso zeigt der Rhein ein völlig unabhängiges Signal (342 Tage Schwingungsdauer bei vierparametrischer Anpassung), das nicht im Zusammenhang mit dem Niederschlag im Untersuchungsgebiet steht und deshalb nicht ohne hydrologisches Hintergrundwissen interpretiert werden darf.

### 6.3.6 Fazit

Aus Infiltrationsversuchen lässt sich für den Boden im Hartheimer Kieferwald bei gesättigten Verhältnissen eine hydraulische Leitfähigkeit von ca. 0,2 mm/s (700 mm/h bzw. 168 m/d) ableiten. Die gesättigte Leitfähigkeit repräsentiert einen oberen Grenzwert, der unter natürlichen Bedingungen in der ungesättigten Zone nicht erreicht wird. Es ist aber ein Hinweis für ein hohes Infiltrationsvermögen des Bodens im Versuchsgebiet.

Die durchgeführten Beregnungsversuche lassen Transportgeschwindigkeiten um 0,03 bis 0,06 m/d abschätzen. Die so ermittelten Sickergeschwindigkeiten stellen eine obere Grenze dar, die nur bei starken Niederschlagsereignissen zu erwarten sind. Die Beregnungsversuche beweisen bei starken Niederschlagsereignissen ( $> 26$  mm) eine Versickerung von Wasser in tiefere Bereiche.

Aus den Markierversuchen mit Uraninpulver errechnen sich Transportgeschwindigkeiten von 0,01 bis 0,02 m/d unter natürlichen Bedingungen. Weiter konnte über diese Versuche nachgewiesen werden, dass im hydrologischen Jahr 1999 Wasser bis in mehr als 140 cm Tiefe gelangen konnte, wo Bodenwasser nicht mehr durch Transpiration entzogen werden kann.

Aus der Untersuchung der Isotopengehalte der tieferen Profile ist eine Ableitung von Versickerung nicht direkt möglich, da zwei Profile aufgrund Verdunstungseinfluss nicht auswertbar sind. Verdunstung zeichnet sich durch unterschiedlich starke Anreicherung von Deuterium und Sauerstoff-18 im Bodenwasser ab. Zur Interpretation stehen deshalb nur zwei Profile zur Verfügung. An diesen Isotopenprofilen zeigt sich eine Veränderung der Isotopengehalte innerhalb von drei Monaten, was als Versickerung zu interpretieren ist.

Die kontinuierlichen Isotopenuntersuchungen in der oberen Bodenzone lassen Transportgeschwindigkeiten zwischen 0,002 und 0,004 m/d abschätzen, die sich aus Transportzeiten um 100 Tage für das Bodenwasser der Schicht in 20 bis 40 cm errechnen. Diese Werte stimmen sehr gut überein mit Angaben nach HÖLTING (1992), dort ergeben Isotopenmessungen in verschiedenen Gebieten übereinstimmend eine mittlere (vertikale) Sickergeschwindigkeit von 1 m/Jahr (0,003 m/d).

## 6.4 Charakterisierung der Wasserkomponenten über den Deuteriumexzess

Beim Phasenübergang von Wassermolekülen findet eine Fraktionierung der Isotope statt, die auf die Unterschiede im Sättigungsdampfdruck der Moleküle zurückzuführen ist. Das  $\text{H}_2\text{HO}$  und das  $\text{HH}^{18}\text{O}$  Molekül sind mit einer relativen Molekülmasse von 19 bzw. 20 schwerer als das  $\text{H}_2\text{O}$  Molekül (relative Molekülmasse 18). Dabei wird Sauerstoff-18 etwas stärker fraktioniert. Die Deuterium- und Sauerstoff-18 Gehalte im Niederschlagswasser stehen dadurch in einem festen Verhältnis, das nach CRAIG (1961) durch die „Global Meteoric Water Line (GMWL)“ charakterisiert ist (6.2):

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (6.2)$$

Die Steigung der Geraden wird auch als numerischer Koeffizient bezeichnet. DANSGARD (1964) definierte auf dieser Beziehung aufbauend den Deuteriumexzess  $d$  im Niederschlag als:

$$d = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O} \quad (6.3)$$

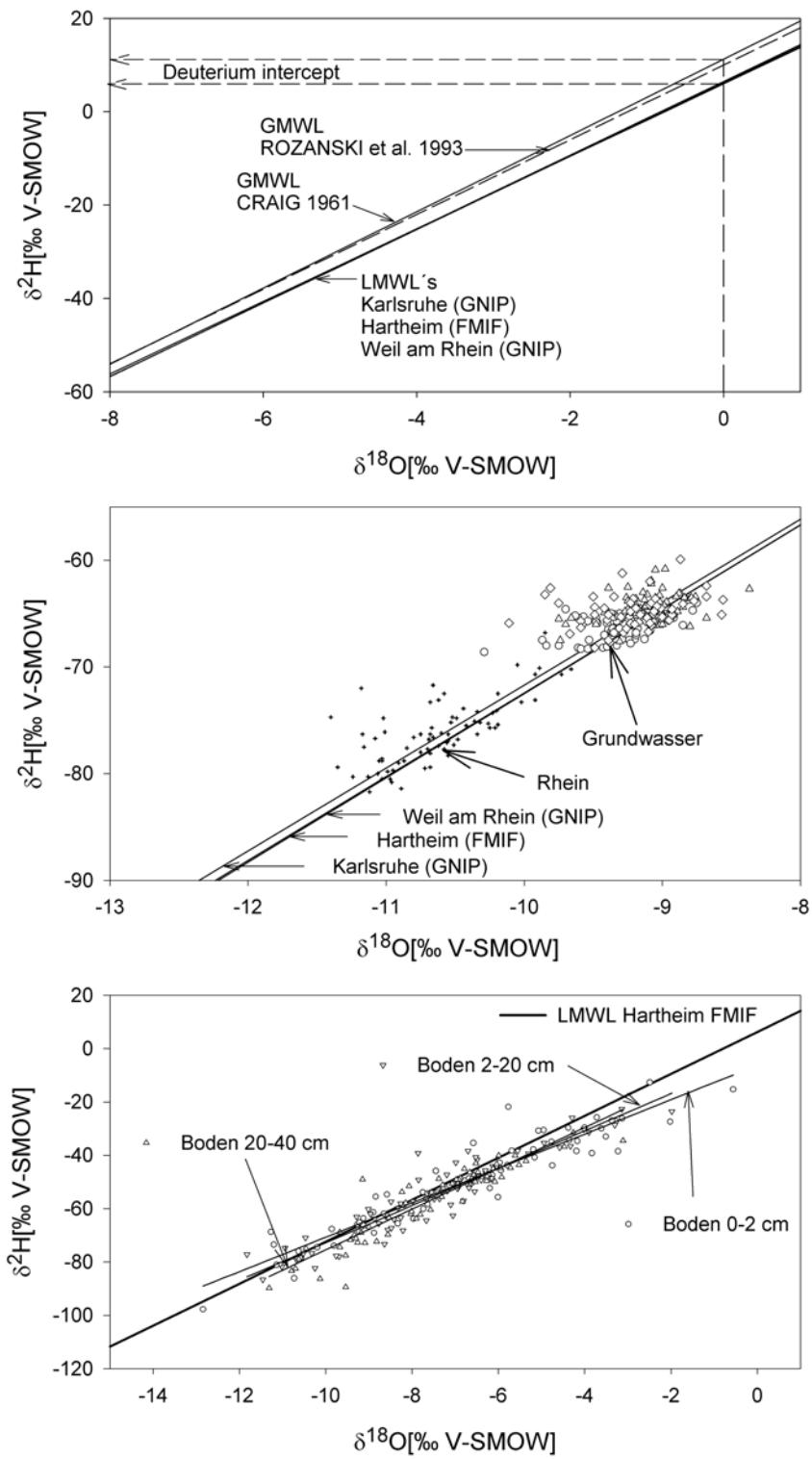
Der Deuteriumexzess einer Probe wird damit durch den Achsenabschnitt beschrieben, den man erhält, wenn eine Gerade mit der Steigung 8 durch diesen Messpunkt gelegt wird. Wird eine Regressionsgerade ohne feste Steigung errechnet, so wird der Achsenabschnitt als „Deuterium intercept“ bezeichnet. ROZANSKI et al. (1993) (zitiert nach CLARK et al. 1997) zeigten für langfristige Mittel von 219 GNIP Stationen und Isotopenwerte bezogen auf V-SMOW eine modifizierte Regressionsbeziehung für die GMWL (6.4):

$$\delta^2\text{H} = 8.17(\pm 0.07) \cdot \delta^{18}\text{O} + 11.27(\pm 0.65) \quad (6.4)$$

Diese Beziehung wird von CLARK et al. (1997) als die wahre GMWL bezeichnet. Weder der numerische Koeffizient noch der Deuteriumexzess sind als konstant anzusehen, sondern von lokalen klimatischen Prozessen abhängig (HOEFS 1997). Die unterschiedlich starke Fraktionierung von Deuterium und Sauerstoff-18 bei Phasenübergängen wird über den Deuteriumexzess und den numerischen Koeffizienten zum Maß für stattfindende Verdunstung. Eine Berechnung des Deuteriumexzesses erfolgte sowohl als Mittel einer großen Anzahl von Proben z.B. im Niederschlag (ROZANSKI 1993, GONFIANTINI 1998, A-RAGUAS-ARAGUAS et al. 2000), als auch aus der Beurteilung für einzelne Proben z.B. in der ungesättigten Zone (SOMMER 2000).

### 6.4.1 Niederschlag

Aus den Monatswerten der GNIP Stationen Karlsruhe und Weil am Rhein, die auch in Kap. 6.2 verwendet wurden, um den Isotopeninput des Niederschlags auf 229 Monate zu verlängern, ergeben sich „Local Meteoric Water Lines“ (LMWLs) mit numerischem Koeffizienten und Deuteriumexzess wie in Tab. 6.11 und Abb. 6.19 (oben) dargestellt ist. Die Monatswerte der Station Hartheim (FMIF), die während der Untersuchungsperiode ermittelt wurden, sind in Abb. 6.19 (oben) zum Vergleich dargestellt.



**Abb. 6.19** Deuterium-Sauerstoff-18-Beziehung. Oben: Vergleich der „GMWL“ mit den „LMWLs“ Karlsruhe, Weil am Rhein und Hartheim. Mitte: Die „LMWLs“ und die Messwerte der Proben aus Rhein und Grundwasser der Aue in Hartheim. Unten: Bodenwasser in den Horizonten 0-2 cm, 2-20 cm und 20-40 cm und Regressionsgeraden

**Tab. 6.11 Numerischer Koeffizient, Achsenabschnitt („Deuterium intercept“) und Deuteriumexzess für die Isotopenreihen im Niederschlag in Karlsruhe (GNIP), Weil am Rhein (GNIP) und Hartheim**

	<b>Numerischer Koeffizient</b> [-]	<b>Achsen- Abschnitt</b> [%]	<b>Anzahl</b> [Monate]	<b>R<sup>2</sup></b> [-]	<b>d</b> [%]
Karlsruhe	7,771	6,009	228	0,99	8
Weil am Rhein	7,900	6,499	142	0,99	7
Hartheim	7,787	6,238	36	0,98	8
Hartheim - Sommer	7,295	2,929	18	0,95	9
Hartheim - Winter	8,183	10,675	18	0,98	7

Der numerische Koeffizient, der an der FMIF bei Hartheim ermittelt wurde, stimmt mit den benachbarten Stationen Karlsruhe und Weil am Rhein sehr gut überein. Mit 7,7 bis 7,9 liegen alle drei Stationen nahe an dem der GMWL. Der Achsenabschnitt ist für die drei Stationen im Oberrheingraben im Vergleich zu dem der GMWL deutlich kleiner. Für die Wintermonate an der Station Hartheim ergeben sich Werte, die sehr gut mit dem globalen Mittel übereinstimmen, während die Regressionsgerade der Sommermonate eine kleinere Steigung und einen geringeren Achsenabschnitt aufweist. Der aus den Niederschlagsreihen ermittelte Deuteriumexzess liegt im Mittel bei 8 % und für Sommer- bzw. Wintermonate bei 7 bis 9 %.

#### 6.4.2 Rhein und Grundwasser

In Abb. 6.19 (Mitte) sind die LMWLs zusammen mit den Werten der Grundwassermessstellen GW 220, GW 125 und GW 126 und den Werten des Rheins dargestellt. Diese Isotopengehalte schwanken im Vergleich zu denen aus Niederschlag und Bodenwasser nur sehr wenig. Eine Regressionsgleichung ist deshalb nur schlecht anzupassen und eine Beurteilung von numerischem Koeffizienten und Achsenabschnitt daher nicht sinnvoll. Für den Deuteriumexzess lassen sich Werte von 9 % für GW 220 und Rhein und 8 % für GW 125 und GW 126 berechnen, die mit denen im Niederschlag übereinstimmen. Aus Abb. 6.19 (Mitte) wird deutlich, dass sich Rhein- und Grundwasser sehr gut trennen lassen. Während Hochwasserereignissen und unmittelbar danach kommt es zur Mischung der Komponenten. Die Abweichungen des Rheinwassers von der LMWL ist auf das alpine Einzugsgebiet zurückzuführen. Dabei können die weit oberhalb der LMWL liegenden Werte durch hohen Schmelzwasseranteil verursacht sein.

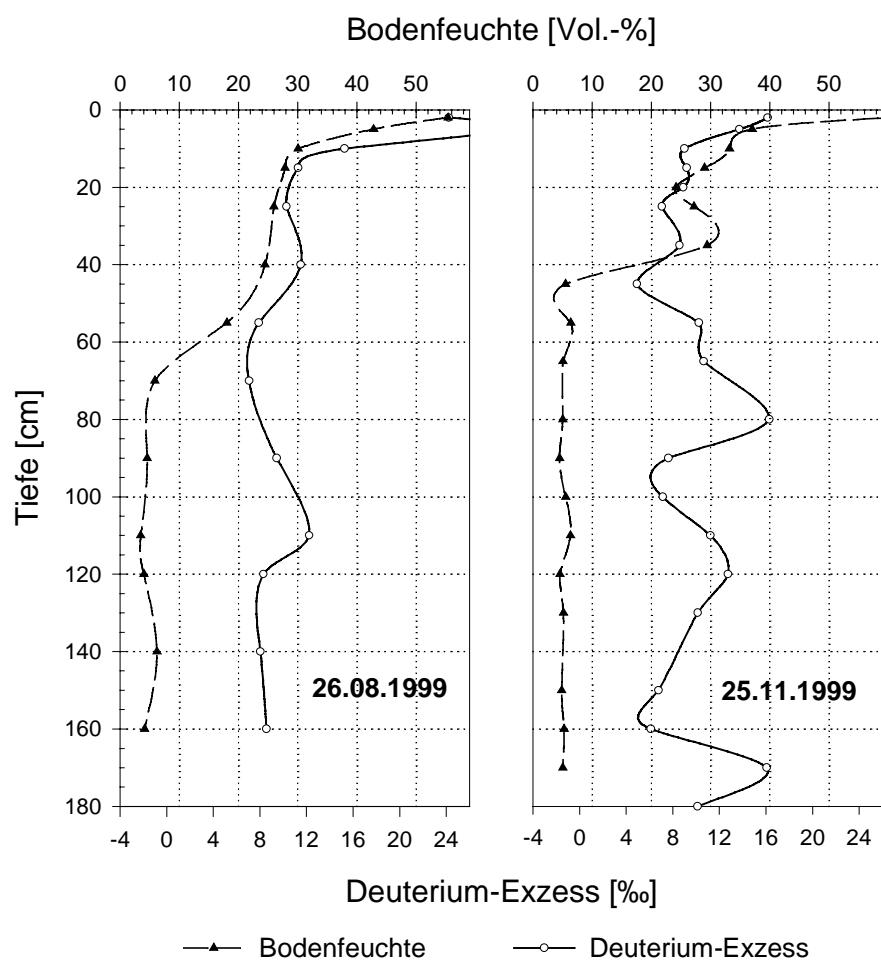
#### 6.4.3 Bodenwasser

An die Bodenwasserserien der gesamten Untersuchungsperiode lassen sich Regressionsgleichungen anpassen, deren Parameter zusammen mit dem ermittelten Deuteriumexzess in Tabelle 6.12 dargestellt sind. Es zeigt sich eine Abweichung in der Steigung der Regressionsgeraden gegenüber der LMWL, die auf Verdunstungsprozesse zurückzuführen ist (Abb. 6.19 unten). Dies äußert sich auch im Achsenabschnitt, der im Vergleich zum Be-

standesniederschlag in allen Horizonten kleiner ist. Erwartungsgemäß zeigt sich ein Verdunstungseinfluss im obersten Bereich am deutlichsten. Der Deuteriumexzess der gesamten Reihen liegt um 4 bis 5 ‰ und ist damit für alle drei Horizonte deutlich kleiner als der für den Niederschlag ermittelte Wert.

**Tab. 6.12 Numerischer Koeffizient und Achsenabschnitt für die Isotopenmessreihen im Bodenwasser in 0-2 cm, 2-20 cm und 20-40 cm**

	Numerischer Koeffizient [-]	Achsen-Abschnitt [%]	Anzahl [Monate]	R <sup>2</sup> [-]	d [%]
Boden 0-2 cm	6,445	-6,270	67	0,89	4
Boden 2-20 cm	6,995	-2,853	72	0,89	5
Boden 20-40cm	7,636	0,937	71	0,88	4



**Abb. 6.20 Bodenfeuchte und Deuteriumexzess in den Bodenprofilen vom 26.08.1999 und 25.11.1999 (nach HOLZKÄMPER 2000)**

Berechnet man den Deuteriumexzess der Bodenprofile, die bereits in Kap. 6.3 diskutiert wurden, so ergeben sich die in Abb. 6.20 dargestellten Profile. In diesen Profilen zeigen sich signifikante Abweichungen von den mittleren Deuteriumexzesswerten des Niederschlags. Im Profil vom 25.11.1999 sind drei Peaks ersichtlich, die Winterniederschlägen zugeordnet werden könnten. Eine Interpretation dieser Schwankungen als Sommer- und Winterpeaks führt in Verbindung mit den Bodenwassergehalten zu Versickerungsraten für die Jahre 1996 bis 1999 um rund 20 mm (HOLZKÄMPER 2000).

Diese Interpretation steht jedoch im Widerspruch zu den Ergebnissen der Markierversuche, die Versickerung bis zu 120 cm Tiefe innerhalb eines Winters beweisen. Ebenso resultiert aus der Wasserhaushaltsbilanz für 1999 eine Versickerung um 200 mm. Diese Peaks müssen deshalb auf kurzfristige Schwankungen im Niederschlag, die im Sommer durch Verdunstung verstärkt werden, und auf Einfluss von schnellen Fliesswegen zurückzuführen sein. Die Interpretation des Deuteriumexzesses der Bodenprofile wird erschwert durch die größeren Messfehler der Isotopengehalte von Bodenwasser nach Extraktion, insbesondere bei geringen Gehalten.

#### 6.4.4 Fazit

Der Vergleich der „Local Meteoric Water Line“ an der FMIF in Hartheim zeigt sehr gute Übereinstimmung mit denen der GNIP Messstellen von Karlsruhe und Weil am Rhein. Für alle Stationen liegt der Deuteriumexzess um 8 ‰. Winterniederschlag zeigt einen höheren und Sommerniederschlag einen auffallend niedrigeren „Deuterium intercept“ (Achsenabstand), was durch das warme Klima und erhöhte Verdunstung während Niederschlag bedingt ist.

Grundwasser und Rheinwasser schwanken nur in relativ geringen Bereichen und liegen auf der LMWL, wobei sich Abweichungen zeigen, die durch Schneeschmelzwasser zu erklären sind. Der Deuteriumexzess für diese Serien liegt wie der des Niederschlags im Bereich von 8 bis 9 ‰.

In den Bodenwasserserien zeigt sich Verdunstungseinfluss mit zunehmender Tiefe. Der Deuteriumexzess liegt mit 4 bis 5 ‰ deutlich unter dem des Niederschlags. Die Berechnung des Deuteriumexzesses einzelner Proben in Bodenprofilen ergibt charakteristische Peaks, die aber nicht gesichert auf Sommer- bzw. Winterwasser zurückführbar sind, sondern ereignisbedingt sein müssen.

## 7 Schlussfolgerung und Ausblick

Die Bestimmung der direkten Grundwasserneubildung an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim des Meteorologischen Institutes konnte quantitativ gesichert nur über die Wasserhaushaltsbilanz erfolgen. Die Untersuchungsperiode ist mit einer mittleren Jahressumme von 683 mm als überdurchschnittlich niederschlagsreich zu bewerten. Die Jahressumme des nicht korrigierten Niederschlags übersteigt die der Verdunstung und es zeigt sich für eine dreijährige Periode keine Diskrepanz aus gemessenem Niederschlag und ermittelter Verdunstung. Aus der Wasserhaushaltsbilanz folgt eine Grundwasserneubildungsrate, die im Mittel der dreijährigen Untersuchungsperiode bei 102 mm liegt. Deshalb ist die Grundwasserneubildung an der Messstelle in Abhängigkeit von der Variabilität der Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag und Verdunstung nicht vernachlässigbar. Sie kann für trockene Perioden gering sein, z. B. beträgt die direkte Grundwasserneubildung im hydrologischen Jahr 1998 nur 5 mm. Die Ergebnisse der Wasserhaushaltsbilanz werden durch Traceruntersuchungen in der ungesättigten Zone bestätigt (stabile Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 sowie künstliche Tracer Uranin und Deuterium). Niederschlagswasser gelangt durch Versickerung in tiefere, undurchwurzelte Bereiche der ungesättigten Zone, wo kein Aufstieg von Wasser durch Transpiration mehr stattfinden kann.

In der Rheinaue bei Hartheim kann die Bestimmung der direkten Grundwasserneubildung mit tracerhydrologischen Ansätzen nicht aus der gesättigten Zone erfolgen. Dort überdeckt Rheinuferfiltrat die Tracersignale, die der infiltrierte Niederschlag verursacht. Isotopenhydrologische Ansätze in der gesättigten Zone ermöglichen die Separation von Uferfiltrat, das während Hochwasserereignissen im Restrhein in den Grundwasserkörper gelangt. Mit isotopenhydrologischen Methoden ist die Bestimmung der indirekten Grundwasserneubildung während des Hochwasserereignisses im November 1998 als auch während der gesamten Untersuchungsperiode möglich und zeigt, dass in der Hartheimer Rheinaue die indirekte Grundwasserneubildung den Anteil an direkter Grundwasserneubildung um ein Vielfaches übertrifft.

Bei der Anwendung von Tracermethoden in der ungesättigten Zone traten folgende Schwierigkeiten auf, die eine quantitative Bestimmung der direkten Grundwasserneubildung verhindern:

- Die ungesättigte Zone ist im Versuchsgebiet rund sieben Meter mächtig und kann mit vertretbarem Aufwand nur im oberen Bereich bis zu einer Tiefe von maximal 2 m untersucht werden. Tieferen Bohrungen erfordern aufgrund des kiesigen und mit grobem Schotter durchsetzten Materials aufwendige und teure Bohrtechnik.
- Die Inhomogenität des Bodens, die Zweischichtigkeit sowie die räumliche Variabilität der Bodenmächtigkeit erschweren eine Übertragung der Punktmessungen auf größere Flächen.
- Für die Analyse von Bodenwasser werden 10 bis 20 ml pro Bodenprobe benötigt. Die azeotrope Destillation, die hierfür verwendet wurde, ist vor allem bei trockenem Boden mit hohem Zeitaufwand verbunden. Eine Veränderung der Sauerstoff-18 Analytik von der „Dual inlet“ zur „Continuous flow“ Methode, bei der weniger Probemenge benötigt wird einerseits, und die Bodenwasserextraktion mittels Vakuumdestillation andererseits wären vorteilhaft.

Aus Isotopenprofilen ist die Interpretation von saisonalen Peaks aufgrund zu geringer Beprobungstiefen nicht möglich. Eine Veränderung des Isotopengehalts zeigte sich zwischen zwei zeitversetzten Profilen über die gesamte Mächtigkeit. Eine Abschätzung der Dämpfungstiefe des Inputsignals wurde aus kontinuierlichen Isotopenmessungen im oberen Bereich der ungesättigten Zone möglich. Daraus kann geschlossen werden, dass ab 2 m Tiefe von einer Dämpfung des Isotopensignals aus dem Niederschlag bis auf den Messhintergrund auszugehen ist. Zusätzlich treten im Grundwasserkörper bei Hochwasserereignissen im Restrhein Wasserstandsschwankungen auf, die die ungesättigte Zone zeitweise über mehrere Meter aufsättigen und den Isotopengehalt des Bodenwassers verändern können. Im Sommer 1999 erfolgte auf Höhe der Messstation ein Grundwasseranstieg um knapp 4 m. In diesem Fall wären Isotopensignale in der ungesättigten Zone auch mit Bohrungen nur über 3 m interpretierbar. Eine Ermittlung von Fliessgeschwindigkeiten aus Isotopenkonzentrationen des Bodenwassers in der ungesättigten Zone liefert Werte in einer Größenordnung, die den langsamen Matrixfluss charakterisieren und mit ähnlichen Untersuchungen vergleichbar ist.

Die in der ungesättigten Zone durchgeführten Markierungsversuche beweisen Versickerung von Niederschlag und ermöglichen zudem einen Vergleich der angewendeten Tracer. Deuterium zeigt mit Uranin vergleichbare Resultate, während sich Sauerstoff-18 in dieser Untersuchung nicht eignet, da sich das Beregnungswasser zu wenig vom natürlichen Hintergrund unterscheidet. Deuterium ist als künstlicher Tracer im Gegensatz zu Uranin nicht durch Sorption, mikrobiologischen Abbau und Zerfall bei Lichteinfluss beeinflusst. Ein Vorteil stellt die Möglichkeit der Messung aus sehr kleinen Probemengen dar, wodurch sich Deuterium für Untersuchungen in der ungesättigten Zone eignet. Hier kann Deuterium Tritium als Tracer ersetzen, das aufgrund umweltökologischer Bedenken nicht mehr eingesetzt wird.

Über den Deuteriumexzess werden in der ungesättigten Zone Signale erkennbar, die nicht gesichert auf saisonale Niederschlagskomponenten zurückgeführt werden können, weil die isotopische Zusammensetzung des Bodenwassers und der Deuteriumexzess oberflächennah durch Verdunstung beeinflusst ist. Die Untersuchungen an Bodenprofilen zeigen, dass die quantitative Trennung von Evaporation und Transpiration aus dem Bodenkörper im Hartheimer Kiefernwald über Isotope möglich ist. Dafür ist neben einer kontinuierlichen Messung der Bodenfeuchte eine Untersuchung der Isotopenkonzentrationen in Bodenwasser, Pflanzensaft und Wasserdampf nötig.

Uferfiltrat aus Rheinwasser ist in der Hartheimer Rheinaue der dominierende Anteil im Grundwasser. Uferfiltratanteile in tieferen Bereichen des Aquifers wurden in dieser Arbeit nicht untersucht. Dies kann mit Isotopenmethoden an tiefen Messstellen untersucht werden, wobei eine sorgfältige Beprobung mit Packersystemen notwendig ist. Bei einer Beurteilung von Uferfiltratanteilen mit Tritium sollten die Konzentrationen im Rhein überprüft werden, die aufgrund von Emissionen des Kernkraftwerks Fessenheim nicht allein über den natürlichen Gehalt im Niederschlag bewertet werden dürfen. Die Betrachtung von Wasserbewegung in der ungesättigten Zone, im System Boden-Pflanze-Atmosphäre sowie die Untersuchung der Verdunstung stellen neue Anwendungsbereiche für tracerhydrologische Methoden dar. Diese Anwendungsbereiche lassen neben Erkenntnissen für Mikrometeorologie und Waldökologie auch neue Erkenntnisse und Impulse für die Tracerhydrologie erwarten.

# Verzeichnis der Symbole

A	Abfluss	[mm]
a	Amplitude der saisonalen Isotopenkonzentrationen	[‰ V-SMOW]
A <sub>H</sub>	Austauschkoeffizient für fühlbare Wärme	[g/m·s]
A <sub>λ,E</sub>	Austauschkoeffizient für latente Wärme	[g/m·s]
α <sub>i</sub>	Infiltrationskoeffizient des i-ten Monats	[‐]
β	Bowen – Verhältnis	[‐]
c <sub>p</sub>	spezifische Wärme	[J/Kcm <sup>3</sup> ]
c	Radialfrequenz (2π/365)	[rad]
C	Outputkonzentration	[‰ V-SMOW]
C <sub>i</sub>	Konzentration der i-ten Komponente	[‰ V-SMOW]
C <sub>in</sub>	Inputkonzentration	[‰ V-SMOW]
C <sub>GW</sub>	Konzentration im Grundwasser (Isotope bzw. Chlorid)	[‰ V-SMOW bzw. mg/l]
C <sub>M</sub>	Konzentration der Mischwasserkomponente	[‰ V-SMOW]
C <sub>m<sub>i</sub></sub>	modellierte Konzentration des i-ten Monats	[‰ V-SMOW]
C <sub>N</sub>	Konzentration im Niederschlag (Isotope bzw. Chlorid)	[‰ V-SMOW bzw. mg/l]
d	Deuteriumexzess	[‰ V-SMOW]
d <sub>b</sub>	Lagerungsdichte	[g/cm <sup>3</sup> ]
d <sub>h</sub>	Dämpfungstiefe	[cm]
δ	relative Isotopenkonzentrationen	[‰ V-SMOW]
δ <sub>i</sub>	Isotopenkonzentration der i-ten Komponente	[‰ V-SMOW]
δ <sub>in</sub>	Isotopenkonzentration berechnet für Input	[‰ V-SMOW]
δ <sub>0</sub>	Mittelwert der Isotopenkonzentrationen	[‰ V-SMOW]
ET	Verdunstung	[mm]
λ <sub>E</sub>	turbulenter Strom latenter Wärme	[W/m <sup>2</sup> ]
F <sub>i</sub>	Flächenanteil	[m <sup>2</sup> ]
F <sub>k</sub>	Feldkapazität	[mm]
ϕ	Phasenverschiebung	[rad]
θ	Bodenwassergehalt	[mm]
G	Grundwasserneubildungsrate	[mm/a]
H	turbulenter Strom fühlbarer Wärme	[W/m <sup>2</sup> ]
I	Interzeption	[mm]
λ	Verdunstungswärme	[J/g]
n	Anzahl Messwerte bzw. Monate	[‐]
n <sub>sp</sub>	effektive Porosität	[%]
N	Niederschlag	[mm]
N <sub>0</sub>	Bestandesniederschlag	[mm]
N <sub>d</sub>	durchfallender Niederschlag	[mm]
N <sub>ST</sub>	Stammabfluss	[mm]
N <sub>i</sub>	Niederschlag im i-ten Monat	[mm]
N <sub>t</sub>	abtropfender Niederschlag	[mm]
M <sub>feucht</sub>	Feuchtmasse der Bodenprobe	[g]
M <sub>trocken</sub>	Trockenmasse der Bodenprobe	[g]

$MQ_{\text{Monat}}$	Mittlerer monatlicher Abflusswert	[m <sup>3</sup> /s]
$MQ_{\text{Jahr}}$	Mittlerer jährlicher Abflusswert	[m <sup>3</sup> /s]
$P_D$	Dispersionsparameter	[ $\text{-}$ ]
$Q$	Strahlungsbilanz	[W/m <sup>2</sup> ]
$K_i$	i-te Wasserkomponente	[m <sup>3</sup> oder m <sup>3</sup> /s]
$R_{\text{Probe}}$	gemessenes Isotopenverhältnis der Probe	[‰]
$R_{\text{Standard}}$	gemessenes Isotopenverhältnis im Vergleichsgas	[‰]
$R^2$	Bestimmtheitsmaß	[ $\text{-}$ ]
$\rho_w$	Wasserdichte	[g/cm <sup>3</sup> ]
$S$	Bodenwärmestrom	[W/m <sup>2</sup> ]
$s$	Momentanwerte von spezifischer Luftfeuchtigkeit	[g/g]
$\Theta$	Momentanwerte von potentieller Temperatur	[K]
$\sigma$	Anpassungsgüte	[ $\text{-}$ ]
$t$	Zeit Integrationskonstante	[Monate]
$t'$	Zeit Integrationskonstante Faltung	[Monate]
$t_t$	mittlere Tracer Verweilzeit	[Monate]
$v$	Sickergeschwindigkeit	[m/d]
$V_m$	mobiles Wasservolumen	[m <sup>3</sup> ]
$V_{t_1-t_2}$	Volumenänderung	[m <sup>3</sup> ]
$W_p$	Welkepunkt	[mm]
$W_{\text{vol}}$	Wassergehalt	[Vol.-%]
$\Delta W_B$	Wasservorratsänderung im Boden	[mm]
$x_0$	Mittelwert der Isotopenkonzentrationen	[‰ V-SMOW]
$z$	Höhe / Bodentiefe	[cm]

# Verzeichnis der Abkürzungen

<sup>2</sup> H	Deuterium
<sup>2</sup> HHO, H <sub>2</sub> <sup>18</sup> O	Wassermolekül mit <sup>2</sup> H- bzw. <sup>18</sup> O-Isotop
<sup>3</sup> H	Tritium
<sup>18</sup> O	Sauerstoff-18
ATH	Association of Tracer Hydrology
amu	Atomare Masseneinheit [1 amu = 1,66054·10 <sup>-27</sup> kg]
BN	Bestandsniederschlag
BREB	Bowen Ratio Energy Balance
DIN	Deutsches Institut für Normung
DM	Dispersions Modell
DMF	Dimethylformamid
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau
DWD	Deutscher Wetterdienst
EZG	Einzugsgebiet
FFH DGG	Fachsektion für Hydrogeologie der Deutschen Geol. Gesellschaft
FMIF	Forstmeteorologische Messstelle Hartheim des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg
FN	Freilandniederschlag
GISP	Greenland Ice Sheet Precipitation
GLA	Geologisches Landesamt
GMWL	Global Meteoric Water Line
GNIP	Global Network of Isotopes in Precipitation
GOK	Gelände Oberkante
GW	Grundwassermessstelle
HartX	Hartheim Experiment Mai 1992
IAEA	International Atomic Energy Agency
IAH	International Association of Hydrogeology
i.S.	internationaler Standard
IRMS	Isotope Ratio Mass Spectrometer
LfU	Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg
LMWL	Local Meteoric Water Line
L.S.	Laborstandard
NN	Normal Null
SA	Stammabfluss
SLAP	Standard Light Antarctic Precipitation
STD	Standard
SVAT	Soil Vegetation Atmosphäre Transfere
V-SMOW	Vienna – Standard Mean Ocean Water

# Literatur

- Allison, G. B. (1998): Stable isotopes in soil and water studies. *Hydrology and Isotope Geochemistry. Proceedings of the International Symposium in Memory of Jean-Charles Fontes* (Eds. Ch. Causse, F. Gasse), Paris, 23-38.
- Araguás-Araguás, L., Rozanski, K., Gonfiantini, R., Louvat, D. (1995): Isotope effects accompanying vacuum extraction of soil water for stable isotope analyses. *Journal of Hydrology* 168, 159-171.
- Araguás-Araguás, L., Fröhlich, K., Rozanski, K. (2000): Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrological Processes* 14, 1341-1355.
- Armbruster, V. (2002): *Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg*. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 15. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- ATH Association of Tracer Hydrology (2001): *Tracer Studies in the Unsaturated Zone and Groundwater (Investigations 1996-2001)*. Beiträge zur Hydrogeologie 52, 232 p.
- Avak, H., Brand, W. A. (1995): The Finnigan MAT HDO Equilibrator: A fully automated H<sub>2</sub>O/Gas Phase Equilibration System for Hydrogen and Oxygen Isotope Analysis. Application News 11. Finnigan MAT, Bremen.
- Brand, W. A. (1996): High Precision Isotope Ratio Monitoring Techniques in Mass Spectrometry. *Journal of Mass Spectrometry*, Vol. 31, 225-235.
- Brodersen, Ch., Pohl, S., Lindenlaub, M., Leibundgut, Ch., von Wilpert, K. (2000): Influence of vegetation structure on isotope content of through fall and soil water. *Hydrological Processes* 14, 1439-1448.
- Causse, Ch., Gasse, F. (1998): *Hydrology and isotope Geochemistry. Proceedings of the International Symposium in Memory of Jean-Charles Fontes*, CNRS-Université de Paris-Sud, 305 p.
- Clark, I. D., Fritz, P., (1997): *Environmental isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, Boca Raton FL, 328 p.
- Coplen, T.B. (1988): Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 72, 293-297.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Dansgaard, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 4, 436-468.
- Dawson, T.E., Ehleringer, J.R. (1997): Plants, Isotopes and Water Use: a Catchment-Scale Perspective. *Isotope Tracers in Catchment Hydrology* (Eds. Kendall, E., McDonnell, J.J.). Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Demuth, S. (1993): *Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa*. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Bd. 1. Freiburg i. Br., 205 S.
- DeVries, J.J., Simmers, I. (2002): Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10, 5-17.

- DeWalle, D.R., Edwards, P.J., Swistock, B.R., Aravena, R., Drimmie, J. (1997): Seasonal Isotope Hydrology of three Appalachian Forest catchments. *Hydrological Processes* 11, 1895-1906.
- DVWK (1992): Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben. Regeln zur Wasserwirtschaft 128/1992. Verlag Paul Parey. Hamburg und Berlin.
- Gehre, M., Hoefling, R., Kowski, P., Strauch, G. (1996): Sample Preparation Device for Quantitative Hydrogen Isotope Analysis Using Chromium Metal. *Anal. Chem.* 68, 4414-4417.
- Gehrels, J. C. (1999): Groundwater level fluctuations: separation of natural from anthropogenic influences and determination of groundwater recharge in the Veluwe area, The Netherlands. Doctoral thesis Vrije Universiteit Amsterdam, 269 p.
- Gehrels, J.C., Peeters, J.E.M., De Vries, J.J., Dekkers, M. (1998): The mechanism of soil water movement as inferred from  $^{18}\text{O}$  stable isotope studies. *Hydrological Sciences Journal* 43 (4), 579-594.
- Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (Hrsg.) (1977): Hydrogeologische Karte von Baden Württemberg: Oberrheingebiet, Bereich Kaiserstuhl – Markgräflerland.
- Geyer, O.F., Gwinner, M.P. (1991): Geologie von Baden Württemberg. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 255 S.
- Giebel, H., Hommes, H.A., Ubell, K. (1986): Wechselbeziehung zwischen Rheinwasser und Grundwasser im südlichen Breisgau – Messprofile Hartheim und Neuenburg 1982 bis 1985. Bundesanstalt für Gewässerkunde BfG-0339, Koblenz.
- Giebel, H., Hommes, H.A. (1988): Zum Austauschvorgang zwischen Fluss- und Grundwasser. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 32, 18-27.
- Gonfiantini, R. (1998): On the isotopic composition of precipitation. *Hydrology and isotope Geochemistry. Proceedings of the International Symposium in Memory of Jean-Charles Fontes* (Eds. Ch. Causse, F. Gasse), Paris, 3-22.
- Hädrich, F. (1979): Der Wasserhaushalt einer Zweischicht-Pararendzina unter Kiefernjugbeständen im Trockengebiet am südlichen Oberrhein. *Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 29, 149-158.
- Hangen, E., Gerke, H.H., Schaaf, W., Hüttl, R.F. (1998): Preferential water and air movement in heterogeneous afforested mine spoils in the Lusatia lignite mining district. *Proceedings ZALF-Workshop Müncheberg* (15.4.1998).
- Henningsen, D., Katzung, G. (1998): Einführung in die Geologie Deutschlands. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 244 S.
- Herdeg, U. (1993): Untersuchungen zu den Grundwasserfließsystemen im Bereich der Wasserwerke von Freiburg i. Br. Diss. Geowissenschaftliche Fakultät, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, 231 S.
- Hoefs, J. (1997): Stable Isotope Geochemistry, 3. Auflage. Springer Verlag, 236 S.
- Holzkämper, S. (2000): Isotopenhydrologische Ansätze zur Ermittlung der Evaporation aus dem Bodenspeicher im Hartheimer Kiefernwald. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie und Meteorologisches Institut, Universität Freiburg (unveröffentlicht).

- Hölting, B. (1992): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. 4 Auflage, Stuttgart, Enke Verlag, 415 S.
- Hötzl, H., Reichert, B. (1989): Contaminant transport in bank filtration - Determining hydraulic parameters by means of artificial and natural labeling. Contaminant Transport in Groundwater. Balkema, Rotterdam, 65-71.
- IAEA International Atomic Energy Agency (1984): Isotope Hydrology 1983. Proceedings of an international symposium on isotope hydrology in water resources development. 12.-16.9.1983, IAEA Vienna, 1984.
- IAEA International Atomic Energy Agency (2000): Computerized Data Base on Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP). IAEA, Vienna.
- Ingraham, N. L., Shadel, C. (1992): A comparison of the toluene distillation and vacuum/heat methods for extracting soil water for stable isotopic analysis. *J. Hydrol.* 140, 371-387.
- Jaeger, L. (1978): Die klimatologische Messstation Hartheim des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg i. Br. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, 68, 47-73.
- Jaeger, L. (1984): Zehn Jahre Niederschlagsmessungen über einem Kiefernbestand im angehenden Stangenholzalter. *Wetter und Leben*, 36, 149 – 158.
- Jaeger, L. (1985): Eleven years of precipitation measurements above a small pole wood pine stand. In: B. Sevruk (Ed.): Correction of precipitation measurements. Zürcher Geographische Schriften No. 23, 101-103.
- Jaeger, L. (1986): Klimatologie von Niederschlagsmessungen zur Bestimmung des Freilandniederschlages über einem Kiefernwald. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.* 76, 87-100.
- Jaeger, L. (1997): Twenty years of heat and water balance climatology at the Hartheim pine forest, Germany. *Agricultural and Forest Meteorology* 84, 25-36.
- Jaeger, L. (1999a): Die präzise Bestimmung der Komponenten des Waldniederschlages als Grundlage der Stoffhaushaltsbestimmung. *Berichte Freiburger Forstliche Forschung*, H. 7, 83-92.
- Jaeger, L. (1999b): Der Hartheimer Kiefernwald als klimatologische Datenquelle. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.* 86/87, 1-20.
- Jaeger, L., Kessler, A. (1996): The HartX Period May 1992, seen against the Background of Twenty Years of Energy Balance Climatology at the Hartheim Pine Plantation. *Theor. Appl. Climatol.* 53, 9-21.
- Karnuth, M. (2000): Markierversuche zur Untersuchung von Versickerungsprozessen in der ungesättigten Zone des Hartheimer Kiefernwaldes. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Käss, W. (1998): Tracing Technique in Geohydrology. Verlag A.A.Balkema, Rotterdam/Brookfield, 581 S.
- Kendall, C., Mc Donnell, J.J. (1998): Isotopes in Catchment Hydrology. Elsevier, Amsterdam.

- Kessler, A., Müller, R., Jaeger, L. (1988): Der Wasserhaushalt eines Kiefernwaldes und Wechselwirkungen mit dem Energiehaushalt. *Erdkunde, Arch. f. wiss. Geogr.*, 42, 177-188.
- Königer, P., Leibundgut, Ch., Lohner, R.D. (2000): Isotope study of surface water seepage during a flood event in the Upper Rhine Valley. *Proceedings of the TraM'2000 Conference - Poster and Papers*. Liège, Belgium, May 2000. University of Liège, 122-127.
- Königer, P., Leibundgut, Ch. (2001): Study of river water impacts on groundwater during flood events in a dry flood plain of the Upper Rhine Valley. *Groundwater Ecology – A tool for management of water resources*. (Eds.: Ch. Griebler, D.L. Danielopol, J. Gibert, H.P. Nachtnebel, J. Notenboom). EU Report EUR 19887, 369-374.
- Königer, P., Uhlenbrook, S. Jaeger, L. Mayer, H., Leibundgut, Ch. (2001): Isotope hydrological investigation on groundwater origin in the flood plain of the Upper Rhine Valley. *Proceedings of the XXXI. IAH Congress 2001 on New approaches characterizing groundwater flow*. Germany. Volume 1, Balkema, 363-366.
- Lautenschlager, K. (1999): Isotopenhydrologische Untersuchung des Bodenwassers zur Beurteilung von Versickerungsprozessen im Hartheimer Kiefernwald. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Leibundgut, Ch. (Ed.) (1995): *Tracer Technologies for Hydrological Systems*. IAHS Publ. No. 229, 311 p.
- Leibundgut, Ch. (1998): Practical examples of tracer applications and interpretations: Surface Water. In: Käss, W.: *Tracing Technique in Geohydrology*. Verlag A.A.Balkema, Rotterdam/Brookfield, 493-510.
- Leibundgut, Ch., Weingartner, R. (Eds) (1982): *Tracermethoden in der Hydrologie. Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie Nr. 28 I/II*. 2 Bände, 552 S.
- Leibundgut, Ch., Demuth, S. (Eds) (1997): *Grundwasserneubildung. Beiträge zum Workshop „Grundwasserneubildung“ im Rahmen des neuen Hydrologischen Atlases von Deutschland (Oktober 1996)*. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Bd. 5, Freiburg i. Br, 121 S..
- Lerner, D.N. (1997): Groundwater recharge. In: Saether, O.M., de Caritat, P. (Eds.): *Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments*. A.A. Balkema, Rotterdam, 109-150.
- LFU Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (1999): Isotopengehaltsbestimmungen an Grundwässern im Oberrheingraben – Beprobung von tiefen Messstellen. Landesanstalt für Umweltschutz, Karlsruhe, 42 S., 26 Anlagen.
- Lischeid, G., Lange, H., Hauhs, M. (2000): Information gain by single tracers under steady state and transient flow conditions: the Gårdsjön G1 multiple tracer experiments. *Proc. IAHS TraM' 2000 Conference* 262, 73-77.
- Lohner, R.D. (1999): Untersuchungen zur Uferfiltration im Hartheimer Kiefernwald mit tracerhydrologischen Ansätzen. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).

- Maloszewski, P., Rauert, W., Stichler, W., Herrmann, A. (1983): Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. *Journal of Hydrology* 66: 319-330.
- Maloszewski, P. & Zuber, A. (1996): Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. In: *Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrogeology*. IAEA, Vienna, 9-58.
- Maloszewski, P., Moser, H., Stichler, W., Bertleff, B., Hedin, K. (1990): Modelling of groundwater pollution by river bank filtration using oxygen-18 data. *Groundwater Monitoring and Management*. IAHS Publ. No 173, 153-161.
- Maloszewski, P., Zuber, A. (1996): Lumped parameter models for interpretation of environmental tracer data. *Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrogeology*, IAEA, 9-58.
- Maloszewski, P., Trimborn, P. (1997): Erfassung der Uferfiltration im Bereich des Trinkwassereinzugsgebietes der Stadt Augsburg. *GSF Bericht 3/97*, 30-44.
- Maloszewski, P., Zuber, A. (2001): Lumped parameter models. In: *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle – Principles and Applications* (Ed. W.G. Mook). IHP-V. Technical Documents in Hydrology. No. 39, Vol. VI. UNESCO, Paris, 2001.
- Mayer, H., Fernbach, G., Jaeger, L., Kessler, A., Matzarakis, A., Redepenning, D. (2000): Forstmeteorologische Messstelle Hartheim des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg. *Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg* 5, 55-83.
- Mook, W.G. (2001): *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle – Principles and Applications*. IHP-V. Technical Documents in Hydrology. No. 39, 6 Volumes. UNESCO, Paris, 2001.
- Moser, H., Rauert, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. Gebrüder Bornträger, Stuttgart.
- Nelson, S. T. (2000): A simple, practical methodology for routine VSMOW/SLAP normalization of water samples analysed by continuous flow methods. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 14, 1044-1046.
- Ohmura, A. (1982): Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *J. Appl. Meteorol.*, 21, 595-598.
- Papesch, W., Rank, D. (1995): Isotopenuntersuchung zur Erfassung der Wasserbewegung. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*. Jahrgang 47, Heft 7/8, 180-184.
- Perez, P.J., Castellvi, F., Ibañez, M., Rosell, J.I. (1999): Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agric. For. Meteorol.*, 97, 141-150.
- Renger, M., Streb, O., Münich, K. O, Sonntag, C. (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. *Geol. Jb., Reihe C*, H. 19, Hannover, 98 S.
- Revesz, K., Woods, P.H. (1990): A method to extract soil water for stable isotope analysis. *Journal of Hydrology*. 115, 397-406.
- Saxena, R.K. (1987): Oxygen-18 fractionation in nature and estimation of groundwater recharge. Uppsala University, Department of Physical Geography, Division of Hydrology. Report Series A, No 40, 152 S.

- Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G. (2002): Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10, 18-39.
- Schäfer, G. (1977): Nährelementehaushalt von Kiefernjugbeständen in der südlichen Oberrheinebene. *Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen*, H. 7.
- Schotterer, U., Felber, H.U., Leibundgut, Ch. (1982): Tritium and Oxigen-18 as natural tracers in the complex hydrology of the alpin basin of Grindelwald (CH). In: *Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie*. Bern, Bd. 28 II, 435-444.
- Schumann, S., Herrmann, A. (2001): Tracer hydrological investigations in a small irrigated agricultural basin in Nepal to evaluate environmental risks of pesticides. *Proceedings of the XXXI. IAH Congress 2001 on New approaches characterizing groundwater flow*. Germany. Volume 1, Balkema, The Netherlands, 189-194.
- Schrempp, S., Betting, D., Leibundgut, Ch., Rogg, J.M. (2001): Wasser-Qualitäts-Informationssystem „WAQIS“-von der konventionellen Datenhaltung zum prognosefähigen Werkzeug. *Wasser Abwasser* 142, Nr. 13, 50-56.
- Seiler, K. P., Schneider, S. (2001): Matrix and bypass fluxes in quaternary and tertiary sediments of Scheyern. In: *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Band 13, 391.
- Seiler, K-P., Müller, K. (1995): Grundwasserneubildung und Grundwasserumsatzeräume im Kristallin des Bayerischen Waldes. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 39, H. 4, 194-199.
- Simmers, I. (1987): Estimation of natural groundwater recharge. D. Reidel Publishing Company, NATO ASI series, C 222, 510 p.
- Sommer, R. (2000): Bestimmung von Deuterium in einer Deponiesimulation. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, Jahrgang 52, 12-15.
- Soulsby, C., Malcolm, R., Helliwell, R., Ferrier, R.C., Jenkins, A. (2000): Isotope hydrology of the Allt a` Mharcaidh catchment, Cairngorms, Scotland: implications for hydrological pathways and residence times. *Hydrological Processes* 14, 747-762.
- Steward, M.K, McDonnell, J.J. (1991): Modelling base flow soil water residence times from deuterium concentrations. *Water resources research*, 27, 2681-2693.
- Stichler, W., Zojer, H. (1986a): Umweltisotopenmessungen und hydrochemische Untersuchungen als Hilfsmittel für die Erfassung von Quelleneinzugsgebieten. *Österreichische Wasserwirtschaft* 11/12, 261-266.
- Stichler, W., Maloszewski, P., Moser, H. (1986b): Modelling of river water infiltration using oxygen-18 data. *Journal of Hydrology* 83, 355-365.
- Stichler, W., Maloszewski, P., Bertleff, B., Trapp, Ch., Watzel, R., Weinsziehr, R. (1999): Modeling of lake-groundwater interaction based on environmental isotope data. *Proceedings: Isotope Techniques in Water Resources Development and Management. Symposium Vienna 10-14/5/1999*.
- Sturm, N. (1993): Untersuchungen zum Wasserhaushalt der Bodendeckschicht eines Kiefernwaldes bei Hartheim am Oberrhein. Diplomarbeit am Institut für Physische Geographie, Lehrstuhl für Hydrologie, 87 S. (unveröffentlicht).
- Sturm, N. (1999): Steuerung, Skalierung und Umsatz der Wasserflüsse im Hartheimer Kiefernforst. *Bayreuther Forum Ökologie*, Band 63.

- Trémolières, M., Eglin, I., Roeck, U., Carbiener, R. (1983): The exchange process between river and groundwater on the Central Alsace floodplain (Eastern France). *Hydrobiologica* 254, 133-148.
- Trüby, P. (1983): Elementumsatz in einer bewässerten Pararendzina der südlichen Oberrheinebene unter besonderer Berücksichtigung der Schwermetalle. *Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen*, H. 12, 262 S.
- Ubell, K. (1987a): Austauschvorgänge zwischen Fluß- und Grundwasser – Teil 1. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 31, H. 4, 119-125.
- Ubell, K. (1987b): Austauschvorgänge zwischen Fluß- und Grundwasser – Teil 2. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 31, H. 5, 142-148.
- Uhlenbrook, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. *Freiburger Schriften zur Hydrologie* Bd. 10. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- Uhlenbrook, S., Seibert, J., Leibundgut, Ch., Rhode, A. (1997): Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems to identify model parameters and structure. *Hydrological Science Journal*, 44. 5, 279-299.
- Unnikrishna, P. V., McDonnell, J. J., Stewart, M. K. (1995): Soil water isotopic residence time modelling. In: *Solute modelling in catchment systems* (Ed. S. T. Trudgill). John Wiley & Sons Ltd. 237-260.
- Van Omnen, H.C., Diksma, R., Hendrickx J.M.H., Dekker, L.W., Hulshof, J., Van Den Heuvel, M. (1989): Experimental Assessment of preferential flow paths in a field soil. *Journal of Hydrology*, 105, 253-262.
- Vogel, O. (1969): Bestockungsumbau im Trockengebiet Oberrhein : eine volkswirtschaftliche und landeskulturelle Aufgabe. *Schriftenreihe der Landesforstverwaltung Baden-Württemberg*. Freiburg i. Br., 151 S.
- Vogt, R., Gay, L.W., Tenhunen, J.D., Bernhofer, C., Kessler, A. (Eds.) (1996): HartX '92 – Vegetation-Atmosphere Coupling of a Scots Pine Plantation. *Theor. Appl. Climatol.*, 53, 1-183.
- Walker, G.R., Woods, P.H., Allison, G.B. (1994): Interlaboratory comparison of methods to determine the stable isotope composition of soil water. *Chemical Geology*, 111, 297-306.
- Weiler, M. (2001): Mechanisms controlling macropore flow during infiltration – dye tracer experiments and simulations. *Schriftenreihe des Instituts für Hydromechanik und Wasserwirtschaft der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*, Band 7, 150 S.
- Yurtsever, Y. (1995): An overview of conceptual model formulations for evaluation of isotope data in hydrological systems. *IAHS Publ.* No. 229, 3-12.



## Dank

Ich danke Herrn Prof. Dr. Christian Leibundgut, der die Durchführung dieser Arbeit ermöglichte und über den gesamten Zeitraum hinweg fachlich betreute. Herrn Prof. Dr. Helmut Mayer und Prof. Dr. Lutz Jaeger danke ich für die Betreuung und Zusammenarbeit von Seiten des Meteorologischen Instituts. Herr Dirk Redepenning und Herr Gerhard Fernbach leisteten mit der Gerätewartung und der kontinuierlichen Beprobung der Niederschlagskomponenten an der Forstmeteorologischen Messstelle des Meteorologischen Instituts einen großen Beitrag zum Gelingen dieser Arbeit.

Herrn Dipl. Hydr. Gerhard Ströhlein vom Wasser- und Schifffahrtsamt Freiburg und Herrn Späth von der Gewässerdirektion Südlicher Oberrhein / Hochrhein – Projektgruppe Breisach danke ich für die aktuellen Abfluss- und Grundwasserdaten im Untersuchungsgebiet und die freundliche Kooperation. Herr Dipl. Phys. Willi Stichler vermittelte aktuelle Isotopenwerte für die GNIP - Niederschlagsstationen Weil am Rhein und Karlsruhe.

Dipl. Hydr. Rolf-Dieter Lohner, Dipl. Hydr. Karin Lautenschlager, Dipl. Hydr. Steffen Holzkämper und Dipl. Hydr. Morten Karnuth erarbeiteten im Rahmen des Projektes Grundwasserneubildung Hartheim wichtige Ergebnisse. Ich möchte mich für Engagement und gute Zusammenarbeit während dieser Zeit bedanken.

Allen Kolleginnen und Kollegen im Team am Institut für Hydrologie ein Dankeschön für die Hilfestellungen und die unvergleichliche Arbeitsatmosphäre. Für das Korrekturlesen von Teilen des Manuskripts sowie für wertvolle Diskussionen und Anregungen danke ich Dr. Kerstin Stahl, Dr. Stefan Uhlenbrook, Dr. Jens Lange, Dr. Nils Tilch, Dr. Michael Hauns, Dipl. Hydr. Henning Ross, Dr. Volker Armbruster und Dipl. Hydr. Philipp Schneider.

Die Finanzierung dieser Arbeit wurde durch das Institut für Hydrologie, den Förderverein Hydrologie an der Universität Freiburg, durch die Universität Freiburg über ein Stipendium im Rahmen des Landesgraduierten-Förderungsgesetzes (LGFG) und durch die Wissenschaftliche Gesellschaft an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg ermöglicht.