



EBERHARD KARLS
UNIVERSITÄT
TÜBINGEN



Zentrum für Angewandte Geowissenschaften (ZAG)

TÜBINGER GEOWISSENSCHAFTLICHE ARBEITEN (TGA)

Reihe C: Hydro-, Ingenieur- und Umweltgeologie

Schriftleitung: P. Grathwohl, G. Teutsch

**Regierungspräsidium Freiburg,
Abt. Landesamt für Geologie, Rohstoffe
und Bergbau (Hrsg.)**

**Untersuchungen zur Aquiferdynamik im
Einzugsgebiet des Blautopfs (Oberjura,
Süddeutschland)**

TGA, C98, 2006

Untersuchungen zur Aquiferdynamik im Einzugsgebiet des Blautopfs (Oberjura, Süddeutschland)

Inhalt:

- Armbruster, V. & Selg, M.:
Der Abfluss des Blautopfs im Spiegel der Grundwasser-
neubildung (Oberjura-Karst, Süddeutschland) S. 1-16
- Bauer, M. & Selg, M.:
Alterstruktur und Mittlere Verweilzeit im Grundwasser
des Blautopfs und anderer Quellen und Brunnen im
Oberjura-Karst Süddeutschlands S. 17-44
- Selg, M., Schopper, M. & Straub, R.:
Kurzzeitdynamik und Direktabfluss des Blautopfs
(Oberjura-Karst, Süddeutschland) S. 45-72

**Regierungspräsidium Freiburg,
Abt. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau
Albertstr. 5, D-79104 Freiburg**

2006

Schriftleitung der Reihe C:

Zentrum für Angewandte Geowissenschaften (ZAG)
Lehrstuhl für Angewandte Geologie

Prof. Dr. Thomas Aigner
Prof. Dr. Erwin Appel
Prof. Dr. Peter Grathwohl
Prof. Dr. Stefan Haderlein
Prof. Dr.-Ing. Olaf Kolditz
Prof. Dr. Georg Teutsch

Redaktion:

Dipl.-Geol. Björn Sack-Kühner

ISSN 0935-4948 (Print)
ISSN 1610-4706 (Internet)

VORWORT

Der Oberjura der Schwäbischen Alb birgt eines der größten Grundwasservorkommen des Landes Baden-Württemberg. Neben der Bodensee-Wasserversorgung ist es das zweite wichtige Standbein der Fernwasserversorgung im Land. Die optimale Nutzung der Ressource erfordert ein entsprechend fundiertes System-Verständnis. Integraler Bestandteil dieser Nutzung ist die Beachtung der qualitativen Aspekte. Hohe Besiedlungsdichte, intensive Landnutzung und ein oberflächennaher Grundwasserleiter bedingen eine Vielzahl von Nutzungskonflikten.

Der Oberjura ist als gekoppeltes System aus Klüften und Karststrukturen ein Grundwasserleiter mit sehr gegensätzlichen Aspekten. Seine Komplexität erfordert den Einsatz unterschiedlicher und fortgeschrittener Methoden, will man das Prozessverständnis der Aquiferdynamik erweitern. Am Beispiel des Blautopfs und seines Einzugsgebiets wird gezeigt, wie damit differenzierte Informationen gewonnen werden.

Basierend auf einem Geographischen Informationssystem können bekannte und bewährte Konzepte zur Grundwasserneubildung zeitlich und räumlich hoch aufgelöst umgesetzt werden. Aus dem Vergleich dieses modellierten System-Inputs mit dem gemessenen Output (Abfluss) konnten Armbruster & Selg wichtige Hinweise zu Aquiferdynamik und Speicherverhalten ableiten.

Mit der kontinuierlichen Aufzeichnung physiko-chemischer Parameter wurden von Selg, Schopper & Straub ereignisspezifische Prozesse untersucht und quantifiziert. Grundlage hierfür war die Zusammenarbeit mit der ARGE Blautopf, die über einen geeigneten Datenlogger verfügt und in der Lage ist, diesen ausreichend weit in der Unterwasserhöhle zu installieren, um atmosphärische Einflüsse auszuschließen. Ich bedanke mich an dieser Stelle für die überaus gute Zusammenarbeit.

Im Gegensatz zu Markierungsversuchen, die hohe Fließgeschwindigkeiten des Grundwassers belegen, zeigen isotopenhydrologische Ansätze relativ lange Verweilzeiten im Untergrund. Bauer & Selg machen die scheinbar widersprüchlichen Zusammenhänge deutlich. Die Dominanz des Kluftsystems für die Aquiferdynamik ist der wesentliche Aspekt der hier vorgestellten Arbeiten.

Dr. Watzel

Leiter der Abt. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau
im Regierungspräsidium Freiburg

Der Abfluss des Blautopfs im Spiegel der Grundwasserneubildung (Oberjura-Karst, Süddeutschland)

Volker Armbruster & Matthias Selg

Hydrogeologie, Karst, Oberjura, Schwäbische Alb, Schüttungsdynamik, Grundwasserneubildung

K u r z f a s s u n g : Für das Karstsystem des Blautopfs im Oberjura der Schwäbischen Alb mit einem gut abgegrenzten Einzugsgebiet von 165 km² wurden für einen Zeitraum von 40 Jahren Zeitreihen von Tageswerten der Grundwasserneubildung und des Abflusses gegenübergestellt und analysiert. Die Grundwasserneubildung wurde mit einem räumlich und zeitlich hoch aufgelösten deterministischen Modell unter Einbezug aller relevanten meteorologischen und physiographischen Eingangsdaten berechnet. Die Analysen umfassen eine Kreuzkorrelationsanalyse und Einzelereignisanalysen von 46 Abflussereignissen, die statistisch ausgewertet wurden. Die Ganglinien sind plausibel und die Wasserbilanz stimmig, so dass die Daten für weitere Auswertungen geeignet sind. Es wurde untersucht, ob sich die Abflusscharakteristik in Abhängigkeit von der Ereignisintensität (z.B. Neubildungsvolumen während dem Ereignis) oder vom Anfangszustand des Karstsystems (Anfangsabfluss zum Ereignisbeginn) ändert. Die mittlere Reaktionszeit des Blautopfs auf Grundwasserneubildung beträgt zwei Tage. Während Abflussereignissen verteilt sich die Grundwasserneubildung im Mittel zu 55 % auf eine Speichererhöhung, zu 45 % fließt das Wasser während des Ereignisses ab. Diese Aufteilung variiert, ist jedoch unabhängig von Ereignisintensität und Anfangszustand des Aquifers. Die Beziehung zwischen maximaler Abflussrate oder Abflussvolumen und maximaler Neubildungsrate bzw. Neubildungsvolumen ist annähernd linear. Der Grundwasserspeicher ist demnach unbegrenzt aufnahmefähig, zumindest im Rahmen der real anfallenden Neubildungsmengen. Die mächtige Sickerwasserzone verändert ihre Transport- bzw. Speichereigenschaften bei der Spanne der untersuchten Speicherfüllungen nicht. Sie weist durchgehend gute Speichereigenschaften auf.

[The discharge of the Blautopf karst spring from the perspective of groundwater recharge (Upper Jurassic Karst, South-Germany)]

A b s t r a c t : The karst spring system of the Blautopf is located in the Upper Jurassic aquifer in Southern Germany and has a well defined catchment area of 165 km². Forty year time series of daily groundwater recharge and spring discharge were compared and analysed. Groundwater recharge was determined with a temporally and spatially detailed deterministic model using all relevant meteorological and physiographic data. A crosscorrelation analysis was performed and 46 single events analysed and statistically evaluated. The visual comparison of the two time series and the water balance give plausible results, thus the data can be well used for further, more detailed analysis. It was investigated, whether the discharge characteristics depend on the intensity of the event (e.g. recharge volume during the event)

or the initial state of the karst system prior to the event (e.g. discharge at the beginning of the event).

The mean reaction time of the Blautopf karst system to recharge is two days. As a mean, during the duration of an event 55 % of the groundwater recharge volume contributes to fill up the reservoir, 45 % is discharged at the spring. This distribution varies from event to event, but is independent of the event intensity and the initial state of the aquifer. The relationship between maximum discharge rate and maximum recharge rate, as well as the relationship between discharge volume and recharge volume are approximately linear. The conclusion is drawn, that the groundwater reservoir is unlimited, at least in the examined recharge range. For the range of investigated events with varying initial storage, the percolation zone does not show any systematic changes in transport and storage behaviour. It shows a good storage capacity over the whole range.

***Anschrift der Autoren: Dr. Volker Armbruster und Dr. Matthias Selg,
Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und
Bergbau B.-W., Albertstr. 5, D-79104 Freiburg***

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung.....	4
2 Modellierung der Grundwasserneubildung	5
3 Vergleich von modellierter Grundwasserneubildung und gemessenem Abfluss	7
3.1 Analyse der Gesamtganglinien	7
3.2 Einzelereignisanalyse zur Charakterisierung der Abflussdynamik	9
3.3 Interpretation.....	14
4 Diskussion	15
5 Literaturverzeichnis	16

1 Einleitung

Der Blautopf entspringt im verkarsteten Oberjura der Schwäbischen Alb. Seine Mittlere Schüttung beträgt $2,4 \text{ m}^3/\text{s}$. Er entwässert ein Einzugsgebiet, dessen Größe und Lage durch zahlreiche Markierungsversuche gut abgrenzbar ist (VILLINGER 1978, VILLINGER & UFRECHT 1989 u. a.). Es hat eine Fläche von ca. 165 km^2 (vgl. Abb. 1). Eine ausführliche Darstellung der Hydrogeologie des Blautopfs und seines Einzugsgebiets findet sich in VILLINGER (1978; s. auch BAUER & SELG 2006).

Für Baden-Württemberg wurde im Rahmen des Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg (LFU & UVM 2004) eine zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Modellierung der Grundwasserneubildung vorgenommen (ARMBRUSTER 2002). Zusammen mit der bereits erfolgten ersten Fortschreibung dieses Datensatzes stehen mittlerweile Daten für den Zeitraum 1961 – 2001 zur Verfügung. Die Daten finden in Baden-Württemberg breite Anwendung, beispielsweise als Eingangsdaten für überregionale Grundwassermodelle, zur Nitratmodellierung, bei der Wasserschutzgebietsausweisung oder der Erarbeitung von Fachthemen des Bodenschutzes. Mit den vorliegenden Daten konnte eine Zeitreihe der Grundwasserneubildung für das Einzugsgebiet des Blautopfs ermittelt und mit den gemessenen Abflusswerten, bereitgestellt von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, verglichen werden.

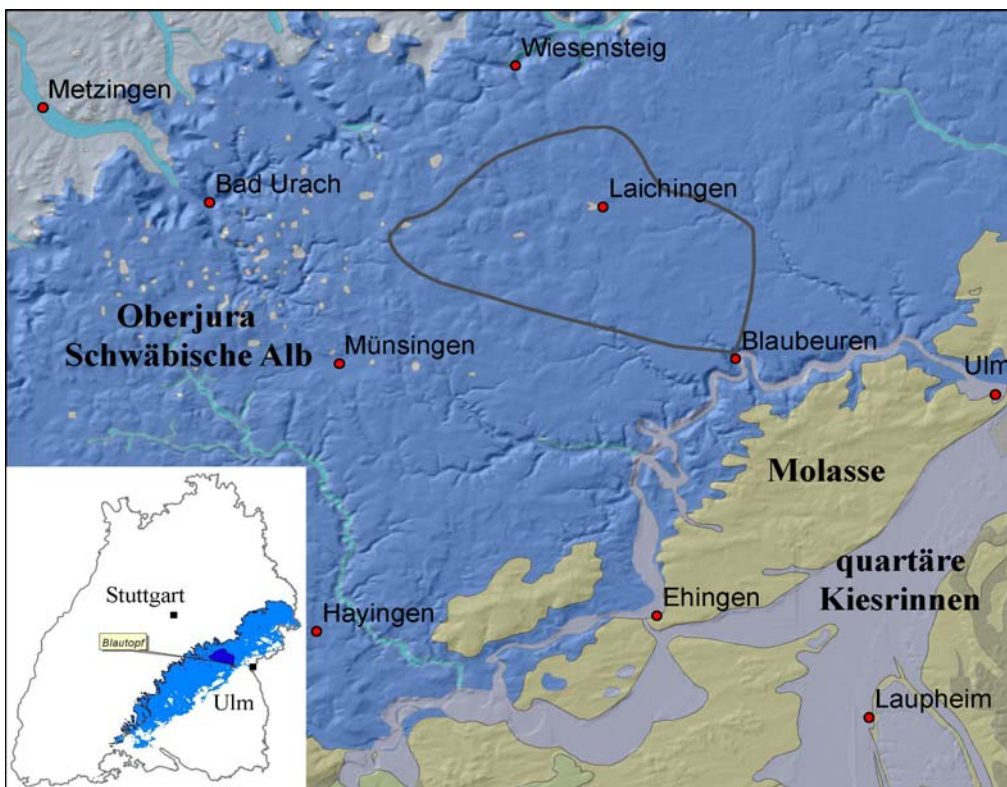


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage des Blautopfs und seinem Einzugsgebiet im Ausstrichbereich des Oberjura in Baden-Württemberg

Dies erlaubt eine Validierung der Modellergebnisse an gemessenen Daten, bzw. eine Validierung der Einzugsgebietsabgrenzung des Blautopfs über die Wasserbilanz. Ein weiteres Ziel des Beitrags ist die Charakterisierung der Abflussdynamik des Blautopfs bzw. des Karstaquifers. Die zeitlich hoch aufgelösten Daten der Grundwasserneubildung (Systeminput) und des Abflusses (Systemoutput) erlauben eine Charakterisierung des Abflussgeschehens im Bezug auf unterschiedliche Anfangszustände des Aquifers und auf unterschiedliche Ereignisintensitäten. Dies wiederum erlaubt Rückschlüsse auf die Speichereigenschaften des Karstsystems. Während früher mangels Daten die Niederschläge als Hilfsgröße für die Grundwasserneubildung herangezogen werden mussten, kann diese jetzt direkt verwendet werden.

2 Modellierung der Grundwasserneubildung

Das verwendete Modell GWN-BW ist ein detailliertes, räumlich differenziertes, deterministisches Modell zur Berechnung der Grundwasserneubildung und verwendet sowohl physikalisch basierte, als auch konzeptionelle Modellansätze. Es hat eine eindimensionale Struktur und arbeitet in Tagesschritten auf einer Rasterbasis von 500 m x 500 m. Es basiert auf dem von MENZEL (1997) an der ETH Zürich entwickelte Verdunstungsmodell TRAIN, das im Rahmen des Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg (LFU & UVM 2004) um einige Prozesse zu einem Grundwasserneubildungsmodell weiterentwickelt und in Baden-Württemberg umfangreich validiert wurde (ARMBRUSTER 2002). Aktuell liegt das Modell als benutzerfreundliche, modularisierte Desktop-Anwendung vor (GIT HYDROS CONSULT 2004).

Folgende Prozesse werden in GWN-BW in Modellkomponenten nachgebildet (Abb. 2):

- Korrektur des Niederschlags und räumliche Interpolation meteorologischer Eingangsdaten (Kombination aus Distanzgewicht und tagesbezogener Höhenregression) (GIT HYDROS CONSULT 2004)
- Änderung des Energieangebots in Abhängigkeit von unterschiedlichen Einstrahlungs- und Abschattungsbedingungen (MENZEL 1997)
- Variation der Parameter zur Beschreibung der Bestandsentwicklung für unterschiedliche Landnutzungen (Wuchshöhe, Blattflächenindex, Albedo, Interzeptionsspeicherkapazität) (MENZEL 1997, ARMBRUSTER 2002)
- Schneedeckenaufbau, Schmelze (Tag-Grad-Verfahren) sowie Verdunstung von Schneeflächen (Sublimation)
- Interzeption und Interzeptionsverdunstung auf belebten (Vegetation) und unbelebten Oberflächen (versiegelte Flächen) (MENZEL 1997)
- Evapotranspiration nach Penman-Monteith. Berechnung des Bestandswiderstands über eine Regressionsbeziehung in Abhängigkeit von Blattflächenindex, Bodenfeuchtedefizit und Lufttemperatur (MENZEL 1997)
- Verdunstung offener Wasserflächen (Evaporation) (MENZEL 1997)
- Änderung des Bodenwassergehalts in Abhängigkeit von Niederschlag, Verdunstung und Sickerung aus der durchwurzelten Bodenzone. (Bodenmodul aus dem HBV-Modell) (ARMBRUSTER 2002). Die Sickerung aus dem Boden wird beschrieben, indem infiltrierendes Wasser in Abhängigkeit vom aktuellen Bodenwassergehalt auf Bodenwasser und Sickerwasser aufgeteilt wird. Sickerwasser fällt somit schon vor Erreichen des maximalen Bodenwassergehalts an, und zwar

umso mehr, je höher der Wassergehalt ist. Die zeitliche Verzögerung der Sickerung durch den Boden wird mit einem Einzellinearspeicher nachgebildet.

- kapillarer Aufstieg in Abhängigkeit von Bodenwassergehalt, Boden- und Grundwasserverhältnissen (ARMBRUSTER 2002)

Der beschriebene Teil des Modells GWN-BW modelliert die beteiligten Prozesse bis zu der Untergrenze des durchwurzelten Bodenbereichs, wo der modellierte Gesamtabfluss anfällt. Die mögliche Zeitverzögerung, die durch die Perkolation des Wassers durch die ungesättigte Zone bis zum Grundwasserspiegel entsteht, wird nicht berücksichtigt.

In Festgesteinsbereichen Baden-Württembergs, in denen schnelle laterale Abflusskomponenten die Grundwasserneubildung stark mindern, wird dies mit einem regionalisierten Quotienten Basisabfluss zu Gesamtabfluss berücksichtigt. Im vorliegenden Bereich des gut verkarsteten Oberjuras hingegen ist dies nicht erforderlich, da das gesamte Wasser, das nicht durch die Verdunstung aufgezehrt wird, dem Grundwasser zukommt. Die modellierten Werte der räumlich differenzierten Grundwasserneubildung wurden auf eine Zeitreihe von Tageswerten für das Einzugsgebiet des Blautopfs aggregiert.

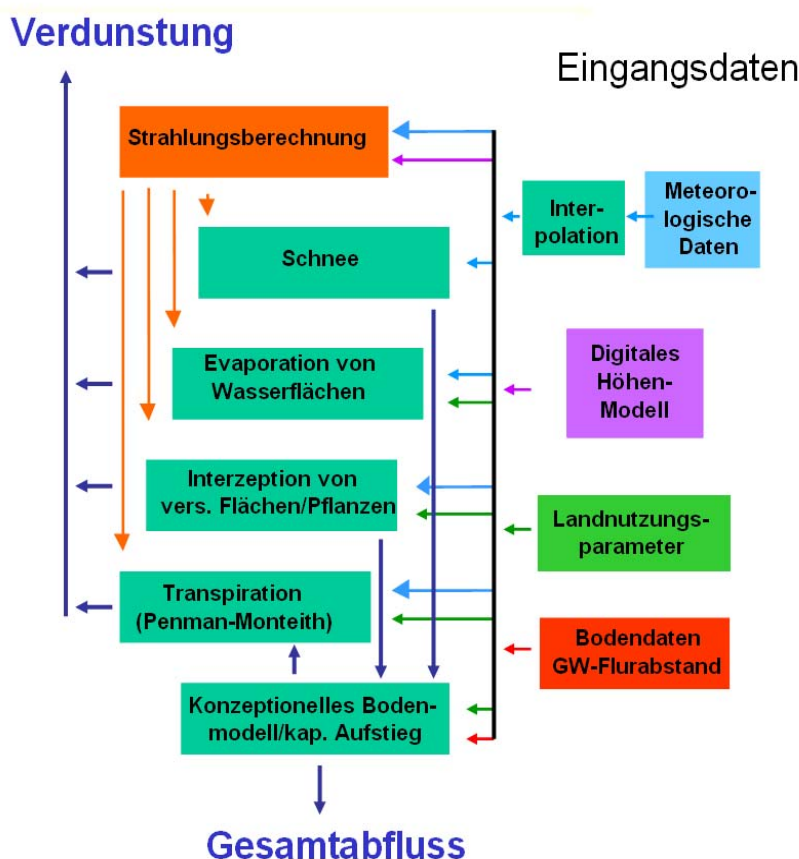


Abb. 2:
Komponenten des Modells GWN-BW und dessen Eingangsdaten

3 Vergleich von modellierter Grundwasserneubildung und gemessenem Abfluss

3.1 Analyse der Gesamtganglinien

Für den Betrachtungszeitraum von 1961 bis 2001 wurde die Zeitreihe der täglichen Grundwasserneubildung, ermittelt in mm pro Modellraster, in einen Gebietswert für das Blautopf-Einzugsgebiet der Einheit m^3/s umgeformt, um sie direkt mit den Tageswerten der Abflussmessungen vergleichen zu können (Tages-MQ in m^3/s).

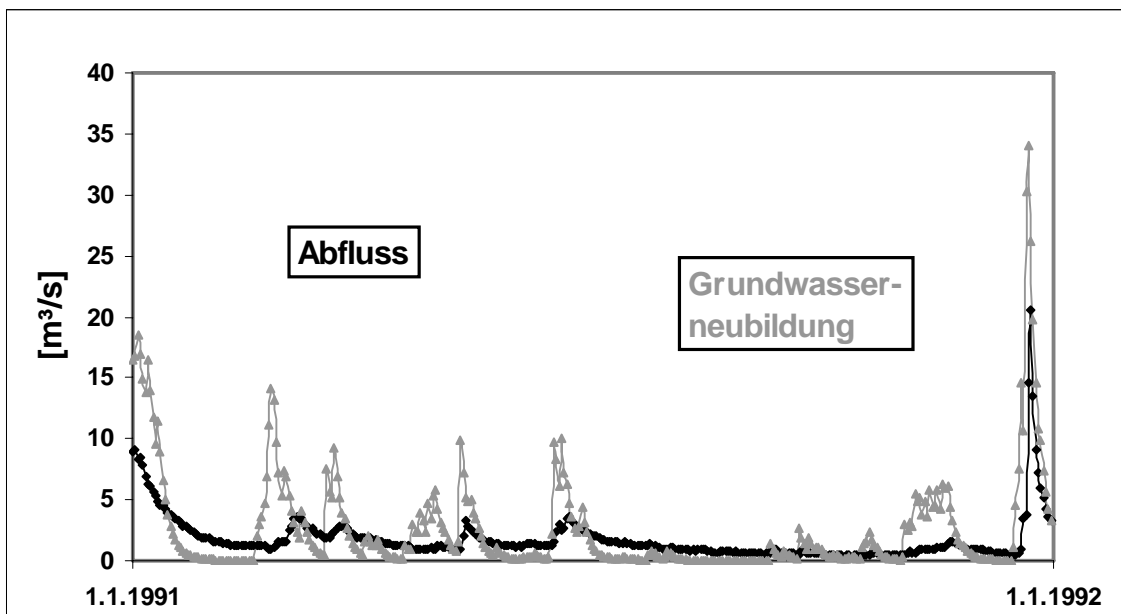


Abb. 3:

Ganglinien von Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet des Blautopfs und dessen Abfluss. Die optisch gute Übereinstimmung der beiden Ganglinien lässt sich mit entsprechend guten Korrelationskoeffizienten untermauern.

Betrachtet man die beiden Ganglinien, so lässt sich eine sehr gute Übereinstimmung feststellen. Exemplarisch ist hierfür das Jahr 1991 dargestellt (Abb. 3). Neubildungsereignisse lassen sich gut mit Schüttungsereignissen korrelieren. Es fällt dabei auf, dass die Schüttungs-Ganglinie sehr viel gedämpfter ist als die der Grundwasserneubildung. Die Schüttungskurve erscheint quasi als Ausgleichskurve der Neubildung. Dies liegt vermutlich an der dämpfenden Wirkung der Wasserpassage durch die ungesättigte Zone, die in der Modellierung der Grundwasserneubildung unberücksichtigt bleibt. Im untersuchten Zeitraum liegt der Mittelwert der Neubildung 13 % über dem der Schüttung (Abb. 4), was die Vorstellung gut bestätigt, dass der Blautopf annähernd das gesamte Einzugsgebiet entwässert (VILLINGER 1978). Der rechnerische Überschuss bezogen auf die Neubildung ist plausibler als ein Defizit, da eine geringe, nicht gemessene oder unbekannte Abflussmenge unter dem Blautopf in den tiefen Karstaquifer des Molassebeckens abströmen kann. Die Summenkurven von Grundwasserneubildung und Abfluss zeigen jeweils einen „treppenförmigen“ Verlauf, der mit den verstärkten Neubildungszeiten bzw. erhöhten Abflussphasen in den Winterhalbjahren korrespondiert. Die gute Übereinstimmung der Wasserbilanz bestätigt zum einen die Modellierung der Grundwasserneubildung, zum anderen die gute Abgrenzung des Blautopf-Einzugsgebiets.

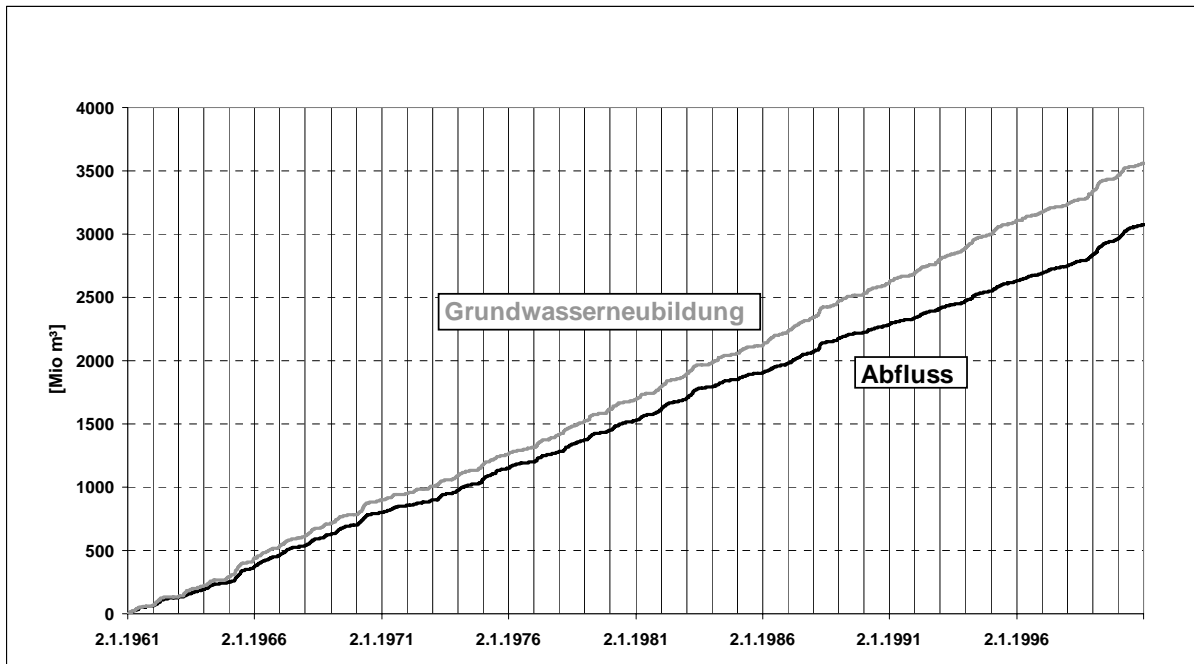


Abb. 4:
Summenkurven für Grundwasserneubildung und Abfluss
über den Betrachtungszeitraum von 40 Jahren

Die optisch gute Korrelation der beiden Ganglinien wird auch durch die Berechnung von Korrelationskoeffizienten bestätigt. Es wurde eine Kreuzkorrelationsanalyse durchgeführt, in der nicht nur die Werte des jeweiligen Tages korreliert, sondern auch tageweise Phasenverschiebungen getestet wurden (Abb. 5). Die beste Kreuzkorrelation wird erreicht, wenn der Abfluss mit der 2 Tage früher erfolgten Neubildung korreliert wird ($r = 0,79$). Dies bedeutet, dass die größte Reaktion des Abflusses auf ein Neubildungsereignis nach zwei Tagen erfolgt, die mittlere Reaktionszeit beträgt also zwei Tage. Die langsame Abnahme des Korrelationskoeffizienten liegt darin begründet, dass sich ein Neubildungsereignis über die Erhöhung der Speicherausfluss noch lange durch erhöhten Speicherausfluss auswirkt. Die Kreuzkorrelationsanalyse beschreibt die mittlere Reaktion, die jedoch in Abhängigkeit der hydrologischen Verhältnisse stark variieren kann.

Wesentlich schlechter ist dagegen die Korrelation von Abfluss und Niederschlag. Im besten Fall wird ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,22$ erreicht. Dies liegt z. T. daran, dass die Modellierung den zeitlich begrenzten Niederschlag in eine über einen längeren Zeitraum verteilte Neubildung transformiert (s. Kap. 2). In jedem Fall gilt aber, dass die Verwendung der Neubildungsdaten aus einer hydrologischen Modellierung für detaillierte Betrachtungen die gegenüber Niederschlagsdaten weitaus bessere Grundlage darstellen. Nur für große Bilanzzeiträume besteht die von VILLINGER (1978) postulierte enge Korrelation zwischen Schüttung und Niederschlagsmengen.

3.2 Einzelereignisanalyse zur Charakterisierung der Abflussdynamik

Neben dieser summarischen Betrachtung des Gesamtzeitraums wurden 46 Einzelereignisse analysiert. Dazu wurden zunächst solche Abflussereignisse herausgesucht, die nach möglichst langen Leerlaufphasen stattfanden bzw. denen ein möglichst geringer Abfluss unmittelbar vorausging. Damit sollte sichergestellt werden, dass Auswirkungen vorhergehender Ereignisse nur minimal sind. Eine Ergänzung um weitere Ereignisse, die dieses Kriterium nicht erfüllen, hat die Auswertungsergebnisse (s. u.) nicht erkennbar beeinflusst. Daher wurden auch solche Ereignisse berücksichtigt, die auf ein hohes Abflussniveau aufsetzten.

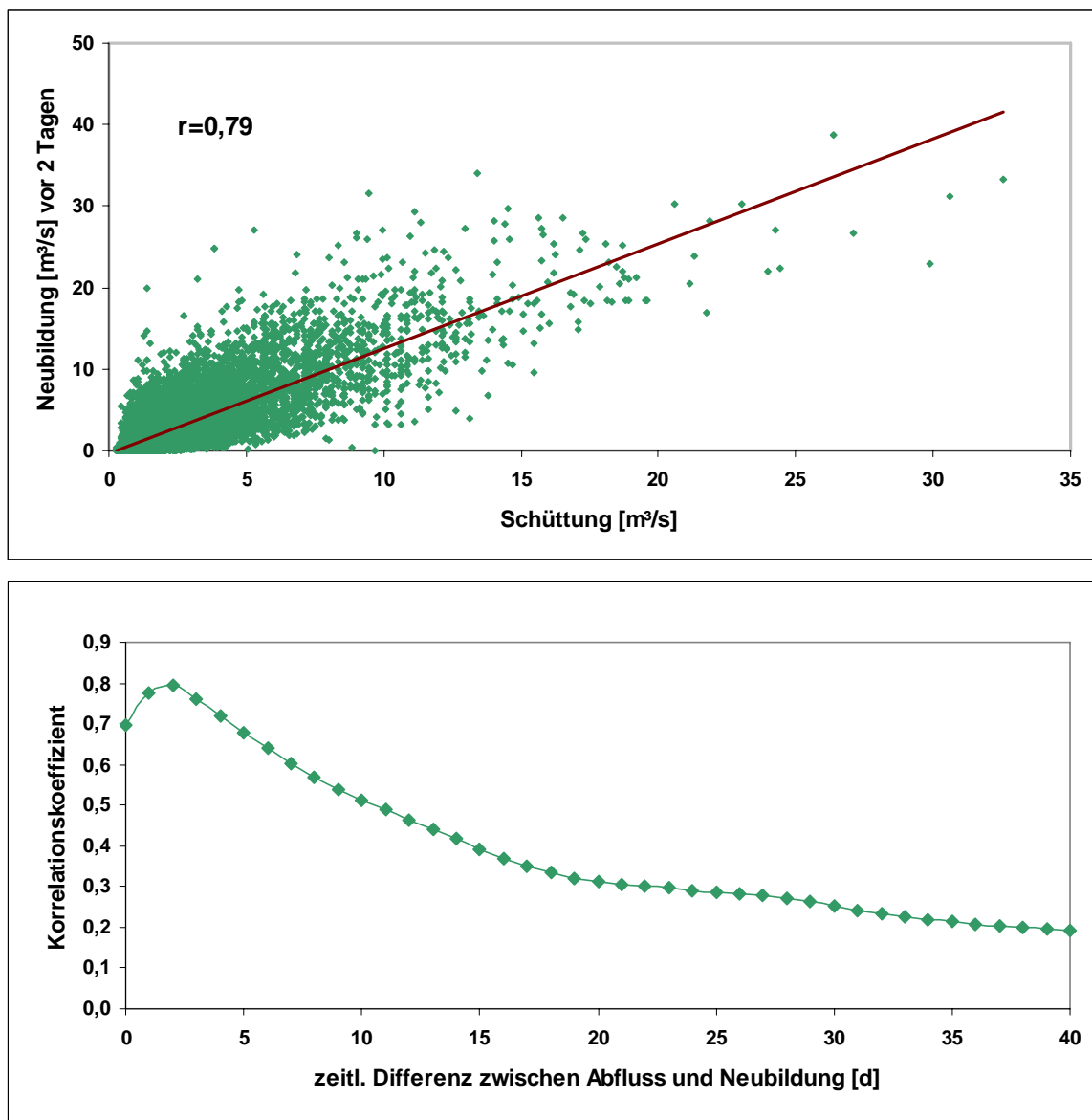


Abb. 5: Korrelation zwischen Grundwasserneubildung und um zwei Tage phasenverschobenem Abfluss (oben); Kreuzkorrelationsanalyse: Korrelationskoeffizient in Abhängigkeit von der Phasenverschiebung (unten): das Maximum bei zwei Tagen zeigt die mittlere Reaktionszeit, die langsame Abnahme den erhöhten Speicherausfluss

Tab. 1: Zusammenstellung der untersuchten Ereignisse und der ermittelten Parameter

Ereignis	Anfang	Ende	Dauer [d]	MQ_Anfang [m³/s]	MQ_Endes [m³/s]	Qmax [m³/s]	GWNmax [m³/s]	GWNv [Mio m³]	Qv [Mio m³]	GWNv-Qv [Mio m³]	Qv/GWNv [-]
1	11.12.61	21.12.61	10	0,490	1,238	3,813	12,838	6,212	1,536	4,676	0,25
2	29.03.62	14.06.62	77	3,500	1,804	12,140	22,024	24,311	19,491	4,820	0,80
3	08.03.63	03.04.63	26	0,379	2,970	11,380	18,454	25,688	9,250	16,438	0,36
4	01.02.64	13.02.64	12	1,068	1,238	9,681	8,695	5,742	2,510	3,232	0,44
5	24.02.64	17.03.64	22	1,238	1,804	14,690	11,175	9,044	5,673	3,371	0,63
6	06.02.66	19.03.66	41	3,500	2,483	10,140	16,548	12,751	8,009	4,742	0,63
7	23.12.67	05.01.68	13	0,617	2,020	7,122	15,616	7,543	3,374	4,169	0,45
8	11.03.69	14.04.69	34	1,602	3,500	15,770	23,219	20,625	15,530	5,094	0,75
9	10.05.70	18.06.70	39	4,904	2,466	10,860	17,934	12,773	6,734	6,039	0,53
10	16.03.71	11.04.71	26	1,068	2,483	5,977	12,939	10,816	6,334	4,481	0,59
11	06.06.71	31.07.71	55	1,068	1,238	11,610	18,831	18,430	15,010	3,421	0,81
12	13.11.72	04.12.72	21	0,490	2,251	10,610	11,194	12,956	6,598	6,358	0,51
13	20.03.73	14.04.73	25	0,908	3,500	10,610	11,754	10,230	11,953	-1,722	1,17
14	15.11.73	27.11.73	12	1,238	2,251	7,122	17,742	8,414	3,142	5,272	0,37
15	12.03.74	24.05.74	73	2,251	1,418	4,496	8,656	12,845	7,564	5,280	0,59
16	29.01.75	26.03.75	56	4,865	1,804	7,122	8,855	10,013	2,877	7,136	0,29
17	20.11.75	27.11.75	7	0,908	4,141	5,977	8,289	1,632	0,731	0,901	0,45
18	25.04.80	17.05.80	22	3,242	2,473	7,859	10,055	8,648	5,895	2,753	0,68
19	05.04.83	23.05.83	48	5,611	2,425	16,269	24,021	22,712	11,021	11,692	0,49
20	27.11.83	10.12.83	13	0,433	0,433	1,404	11,063	4,027	0,410	3,617	0,10
21	24.12.83	12.01.84	19	0,433	0,859	4,695	11,126	6,293	2,126	4,168	0,34
22	14.01.84	04.02.84	21	0,859	1,060	5,235	12,519	10,096	3,548	6,547	0,35
23	06.02.84	23.02.84	17	1,060	1,620	7,273	12,297	4,519	3,321	1,197	0,74
24	23.03.84	12.05.84	50	1,060	1,426	10,181	22,322	27,439	13,312	14,127	0,49
25	06.06.84	02.07.84	26	2,751	2,250	9,121	12,354	6,094	4,090	2,004	0,67
26	19.12.86	29.12.86	10	0,752	3,720	3,748	10,315	4,994	1,563	3,431	0,31
27	30.12.86	26.01.87	27	1,457	1,473	10,124	23,623	12,116	6,749	5,367	0,56
28	30.11.88	22.12.88	22	1,000	4,657	11,967	26,997	24,271	10,075	14,196	0,42
29	19.02.89	30.03.89	39	1,209	1,209	3,920	9,734	8,461	3,003	5,458	0,35
30	05.07.89	22.07.89	17	0,875	1,209	5,953	7,669	4,127	1,923	2,204	0,47
31	15.11.90	14.12.90	29	0,860	1,200	4,540	12,132	10,516	3,821	6,694	0,36
32	24.12.90	10.02.91	48	1,013	1,200	9,081	21,070	22,755	10,483	12,272	0,46
33	12.05.91	24.05.91	12	1,013	1,404	3,222	7,197	3,461	1,198	2,263	0,35
34	18.12.91	06.01.92	19	0,495	2,235	20,565	33,967	20,705	8,840	11,865	0,43
35	13.04.94	14.05.94	31	1,500	2,221	26,378	38,720	21,684	18,587	3,098	0,86
36	04.07.94	17.07.94	13	1,288	1,728	5,218	8,533	3,478	1,652	1,826	0,48
37	23.01.95	17.02.95	25	1,400	2,350	11,519	20,986	22,631	9,737	12,894	0,43
38	21.12.95	17.01.96	27	1,225	1,788	6,553	15,890	11,613	5,135	6,478	0,44
39	18.03.96	07.04.96	20	0,613	2,911	6,738	16,018	13,292	5,727	7,565	0,43
40	14.12.96	22.01.97	39	1,788	1,314	5,886	12,754	10,405	4,446	5,959	0,43
41	13.12.98	04.01.99	22	2,511	4,091	8,649	14,570	18,134	9,111	9,023	0,50
42	21.05.99	13.06.99	23	3,817	4,099	11,885	14,737	6,680	5,566	1,114	0,83
43	30.01.00	15.02.00	16	3,044	6,327	13,787	18,595	20,210	8,232	11,978	0,41
44	17.03.00	30.03.00	13	6,191	6,405	12,827	16,964	11,269	4,252	7,017	0,38
45	30.05.00	26.06.00	27	2,840	1,939	5,865	7,591	3,138	3,631	-0,493	1,16
46	17.09.00	06.10.00	19	0,613	1,415	4,897	8,199	4,595	2,945	1,650	0,64

Als ereignisrelevanter Zeitraum wurde die Phase des Schüttungsanstiegs bis zum Ende der anschließenden Leerlaufphase angenommen. Überlagernde Einflüsse nachfolgender Ereignisse wurden damit ausgeklammert. Die Zeiträume dieser einzelnen Phasen betragen zwischen 7 und 77 Tagen. Von den 46 analysierten Ereignissen fallen 33 in die Monate November bis März. Neben dem Niederschlag kann daher auch eine abschmelzende Schneedecke zur Grundwasserneubildung beigetragen haben.

Es wurde für jedes einzelne Ereignis das Verhältnis von Abfluss- und Neubildungsmenge (Q_v/GWN_v) bestimmt. Damit wird der Anteil des Abflusses quantifiziert, der

auf das Neubildungs-Ereignis zurückzuführen ist (abflusswirksamer Anteil). Die Differenz $1 - Q_v/GWN_v$ (speicherwirksamer Anteil) bezeichnet den Anteil, der als Basisabfluss längerfristig zum Abflussgeschehen beiträgt. Über lange Zeiträume wird das Verhältnis Q_v/GWN_v dem Wert 1 zustreben. Bei den untersuchten Ereignissen streut dieses Verhältnis stark, liegt aber gehäuft bei 0,4 – 0,5 (Mittelwert = 0,49) (Abb. 6).

Im Mittel fließt somit während eines Ereignisses nur etwa 40–50% der Wassermenge ab, die als Grundwasser neu gebildet wird. Das bedeutet, dass sich der Grundwasservorrat des Aquifers im Verlauf eines solchen Ereignisses um mehr als die halbe Neubildungsmenge erhöht, die in diesem Zeitraum anfällt. Ob es sich bei dem abfließenden Wasser um Ereigniswasser handelt, oder um eine äquivalente, der Neubildung entsprechende Menge, die durch Druckreaktion vom neu gebildeten Grundwasser mobilisiert und zum Abfluss gebracht wird, bleibt dabei offen.

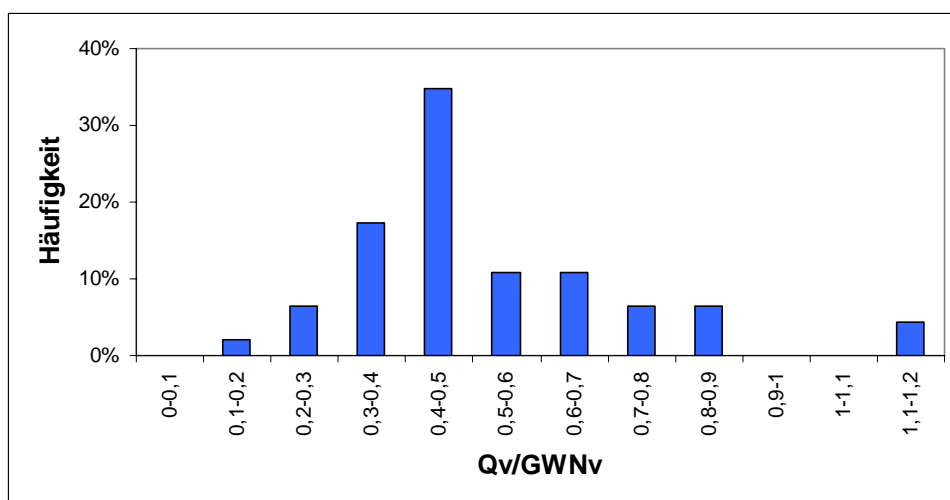


Abb. 6:
Häufigkeitsverteilung für das Verhältnis Q_v/GWN_v
(abflusswirksamer Anteil der Grundwasserneubildung)

Die beiden Ereignisse Nr. 13 und Nr. 45 (vgl. Tab. 1) weisen ein Verhältnis Q_v/GWN_v größer 1 auf. Damit ist offenbar mehr Wasser abgeflossen, als sich im gleichen Zeitraum neu gebildet hat. Das relativ kleine Ereignis Nr. 45 ($Q_{max} = 5,8 \text{ m}^3/\text{s}$) startete auf relativ hohem Abflussniveau ($2,8 \text{ m}^3/\text{s}$) und zeigte am Ende einen geringeren Abfluss ($1,9 \text{ m}^3/\text{s}$). Durch den Ausfluss vorher schon gespeicherten Wassers während des Ereigniszeitraums kann der Wert größer 1 erklärt werden. Beim Ereignis Nr. 45 zeigen meteorologische Daten, dass die Grundwasserneubildung im entsprechenden Zeitraum überwiegend von Schneeschmelze geprägt wurde und nicht von Niederschlägen. Die Modellierung der Grundwasserneubildung enthält zwar eine Routine, die auch diesen Prozess berücksichtigt, offenbar ist das Ergebnis aber zumindest in Einzel-fällen nicht optimal.

Anhand des Verhältnisses Q_v/GWN_v wurde untersucht, ob sich die Abflussreaktion systematisch in Abhängigkeit vom Anfangszustand des Systems oder in Abhängigkeit von der Stärke des Neubildungs-Ereignisses verändert. Als Maß für den Anfangszustand wurde der Abfluss zu Beginn des Ereignisses herangezogen. Er beschreibt den Füllungszustand des Karstaquifers. Als Maß für die Stärke des Ereignisses wurden Neubildungsvolumen und -intensität während des Ereignisses herangezogen. Um die Frage zu klären, ob die unterschiedliche Länge der Ereignisse die Er-

gebnisse beeinflussen, wurden alle im Folgenden vorgestellten Untersuchungen analog mit den 46 Ereignissen durchgeführt, wobei die Ereignisse alle nach 20 Tagen abgebrochen wurden. Die Ergebnisse waren jedoch in ihrer Grundaussage vergleichbar.

Des Weiteren ist denkbar, dass bei der Untersuchung des Einflusses des Anfangszustands auf die Abflussreaktion die gleichzeitige Variation von Ereignisintensität mögliche Zusammenhänge verdeckt und umgekehrt. Entsprechend wurden homogenere Teildatensätze gebildet und die Untersuchungen durchgeführt. Auch hier waren die Ergebnisse in ihrer Grundaussage vergleichbar mit den im Folgenden dargestellten.

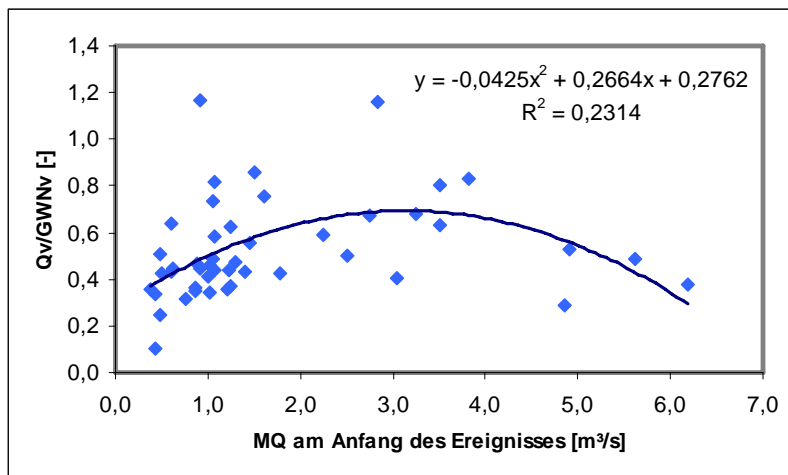


Abb. 7:
Korrelation zwischen dem Verhältnis Q_v/GWN_v und dem Abfluss am Anfang des Ereignisses (Anfangszustand).

Es ist kein linearer Zusammenhang zwischen dem Verhältnis Q_v/GWN_v (abflusswirksamer Anteil der Neubildung) und dem Abfluss am Anfang des Ereignisses (Anfangsfüllungsgrad) erkennbar (Abb. 7). Es gibt niedrige Werte von Q_v/GWN_v sowohl bei geringen als auch bei hohen Anfangsfüllungsgraden des Aquifers.

Die Untersuchung des Einflusses der Ereignisintensität auf den abflusswirksamen Anteil der Neubildung ergibt noch geringere Zusammenhänge. Das Verhältnis Q_v/GWN_v ist weder vom Neubildungsvolumen des Ereignisses noch von der maximalen Neubildung während des Ereignisses abhängig (Abb. 8). Ähnlich geringe Zusammenhänge bestehen zu Volumen und Maximum des Abflusses.

Allgemein ist aus der hydrologischen Abflussbildungsforschung bekannt, dass der Prozentsatz des Niederschlags, der bei Ereignissen ohne größere Verzögerung zum Abfluss kommt (Abflussbeiwert) kein konstanter Gebietswert ist, sondern vielmehr von der Niederschlagsintensität und -dauer sowie der Vorfeuchte abhängt. (z.B. DYCK & PESCHKE 1989). Im vorliegenden Karstaquifer und unter Verwendung der Grundwasserneubildung statt des Niederschlags kann dieser Sachverhalt nicht nachvollzogen werden. Hier bewirken eine höhere Ereignisintensität und eine höhere Speicherfüllung keinen höheren abflusswirksamen Anteil der Grundwasserneubildung.

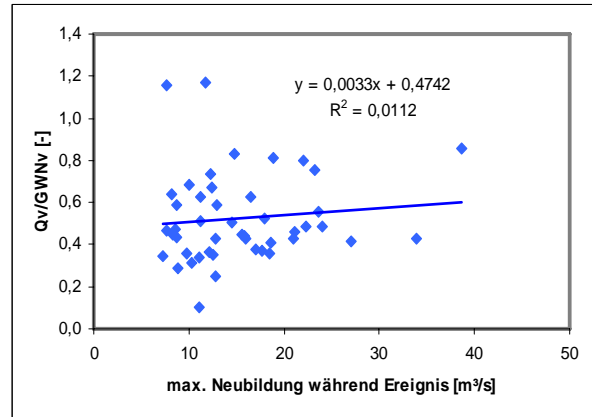
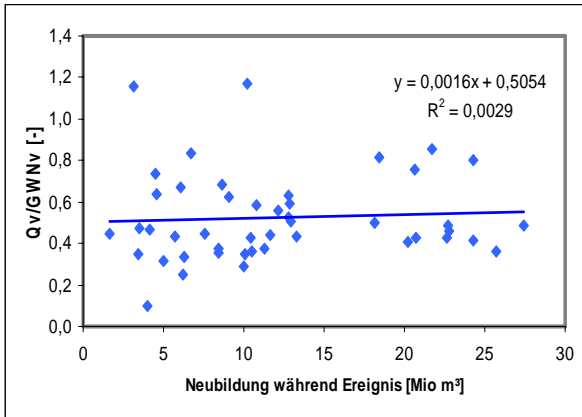


Abb. 8:

Korrelation zwischen dem Verhältnis Q_v/GW_v und dem Neubildungsvolumen während des Ereignisses (links) und der maximalen Neubildung während des Ereignisses (rechts)

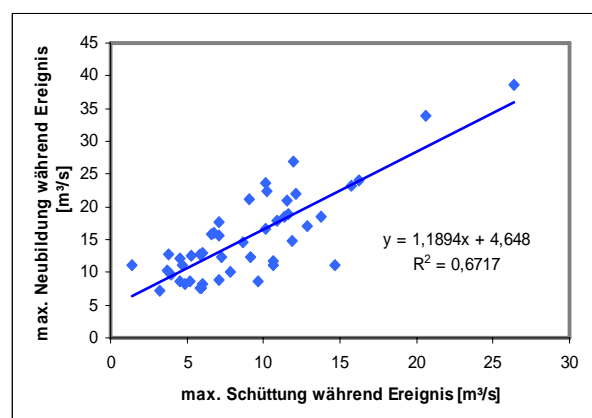
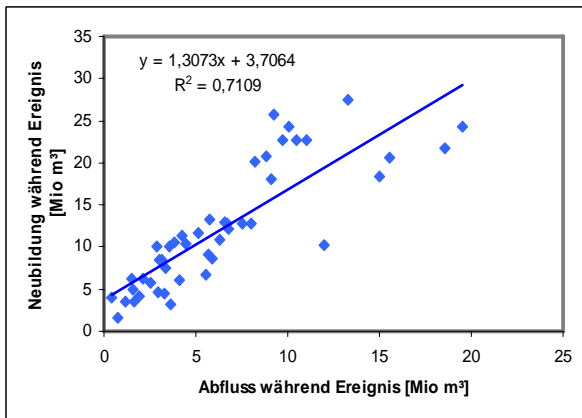


Abb. 9:

Korrelation zwischen Neubildungsvolumen und Abflussvolumen (links) und maximaler Grundwasserneubildung und maximalem Abfluss (rechts)

Zwischen dem Neubildungsvolumen und dem Abflussvolumen während eines Ereignisses besteht ein enger linearer Zusammenhang ($r = 0,84$). Ähnlich verhält es sich bei den maximalen Werten von Grundwasserneubildung und Abfluss ($r = 0,82$). Eine Grundwasserneubildungserhöhung bewirkt eine Abflusserhöhung ähnlichen Umfangs (Abb. 9). Dieser annähernd lineare Zusammenhang ist über eine große Spanne an Neubildungswerten gegeben. Auch hier zeigt sich, dass sich die Abflusscharakteristik bei den untersuchten 46 Ereignissen nicht merkbar ändert.

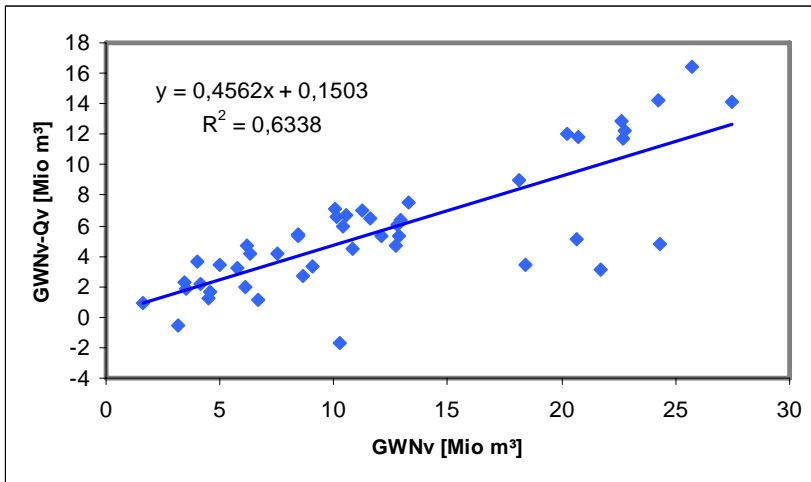


Abb. 10:

Korrelation zwischen dem speicherwirksamen Neubildungsvolumen und dem gesamten Neubildungsvolumen

Die Differenz aus Grundwasserneubildung und Abfluss ist das Volumen, das während eines Ereignisses den Grundwasservorrat des Aquifers erhöht. Die lineare Zunahme dieses Speichervorrats mit der zunehmenden Grundwasserneubildung (Abb. 10) ist ebenfalls deutlich ausgeprägt ($r = 0,80$). Die linearen Zusammenhänge zwischen Abfluss und Grundwasserneubildung, d. h. der Systemantwort auf das Inputsignal sind ein Hinweis darauf, dass das Speichervermögen des Aquifers im Rahmen der real stattfindenden Grundwasserneubildung nicht begrenzt ist oder sich auch nur verringert. Dieses Bild wird auch durch den Sachverhalt bestätigt, dass der Quotient unabhängig ist vom Anfangszustand des Aquifers und von der Intensität des Ereignisses.

3.3 Interpretation

Der Vergleich von modellierter Grundwasserneubildung und gemessenem Abfluss zeigt ein hohes Maß an Plausibilität und Konsistenz. Die Wasserbilanz ist stimmig und bestätigt sowohl die Richtigkeit der Grundwasserneubildungsmodellierung als auch der Abgrenzung des Karsteinzugsgebiets. Die Daten sind daher auch für weitergehende Betrachtungen geeignet.

Die mittlere Reaktionszeit des Blautopfs auf Neubildungsereignisse beträgt 2 Tage, wobei die Reaktion noch längere Zeit ausgeprägt wirksam bleibt, d. h. der Abfluss nur langsam zurückgeht.

Grundwasserneubildung wird im Aquifer in zweifacher Hinsicht wirksam:

- Sie trägt zur Erhöhung der Schüttung bei. Dies erfolgt zum einen als Direktabfluss, zum anderen durch Mobilisation von Vorereignis-Wasser. Beide Abflusskomponenten sind nicht ohne weiteres zu unterscheiden. Die Höhe des Abflusses ist aber direkt von der Neubildung abhängig.
- Sie ist speicherwirksam, das heißt der Grundwasservorrat im Aquifer wird erhöht. Dieser Anteil trägt zum nachfolgenden Basisabfluss bei.

Im Einzugsgebiet des Blautopfs scheint die Verteilung der Grundwasserneubildung im oben genannten Sinne unabhängig sowohl von ihrem Volumen, ihrer maximalen Rate während eines Ereignisses als auch vom Füllungszustand des Aquifers, ausgedrückt als Abfluss beim Einsetzen des Ereignisses. In diesem Sinne ist die Systemantwort unabhängig vom Anfangszustand und von der Intensität des Inputs. Sie dürfte damit ausschließlich von den vorhandenen Durchlässigkeiten und Porositäten gesteuert werden.

Das speicherwirksame Neubildungsvolumen nimmt linear mit der Neubildungsmenge zu. Der Grundwasserspeicher ist demnach unbegrenzt aufnahmefähig, zumindest im Rahmen der real anfallenden Neubildungsmengen. Dies erscheint nachvollziehbar, wenn man berücksichtigt, dass die Sickerwasserzone auf Grund der Verkarstung gute Speichereigenschaften aufweisen dürfte. Der Anstieg des Grundwasserspiegels dürfte damit nichts entgegenstehen.

4 Diskussion

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchungen wie auch andere umfangreiche Validierungen (ARMBRUSTER 2002) zeigen, dass die Modellierung der Grundwasserneubildung belastbare Ergebnisse liefert. Damit liegen landesweit vergleichbare Werte als Grundlage für eine nachhaltige Grundwasserbewirtschaftung vor. Die räumlich und zeitlich hoch aufgelöste Modellierung bietet daneben zahlreiche weitere Auswertemöglichkeiten.

Auf Grund günstiger Randbedingungen kann das Einzugsgebiet des Blautopfs als Natur-Lysimeter betrachtet werden. Das Einzugsgebiet ist hinreichend gut abgegrenzt. Die Grundwasserneubildung erfolgt ausschließlich aus den lokalen Niederschlägen und es sind keine weiteren Quellaustritte vorhanden. Der Grundwasserleiter wird weder von Deckschichten noch von anderen Grundwasserstockwerken überlagert.

Im Fall des Blautopfs und seines Einzugsgebiets passen die Vorstellungen zum hydrogeologischen Bau, die modellierten Neubildungsdaten und die gemessenen Abflussdaten gut zusammen. Darauf aufbauend ergeben sich weitere Möglichkeiten. Die tagesgenaue Auflösung der Grundwasserneubildung erlaubt eine detaillierte Analyse von Einzelereignissen und eine Untersuchung der Abfluss- und Speichercharakteristik des Aquifers.

Der Grundwasserspeicher ist im Fall des Blautopfs unbegrenzt aufnahmefähig. Der Ereignisabfluss bzw. sein Anteil am Gesamtabfluss kann quantifiziert werden (40 – 50 %). Darauf aufbauend kann der Direktabfluss abgetrennt werden. Mit dem in SELG et al. (2006) beschriebenen Ansatz erhält man einen Anteil von Direktabfluss am Ereignisabfluss von etwa 5 %.

Mit Grundwassermessstellen, die im Einzugsgebiet des Blautopfs leider fehlen, könnten aus Wasserspiegeländerungen während Neubildungsereignissen Rückschlüsse auf die effektive Porosität gezogen werden. Im Gegensatz zu hydraulischen Tests ergeben sich daraus großflächig gemittelte Gebietswerte und keine durch lokale Inhomogenitäten beeinflussten Ergebnisse.

Damit könnte eine für viele Fragestellungen wichtige Kenntnislücke geschlossen werden. Allgemein wird davon ausgegangen, dass der Oberjura der Schwäbischen Alb eine nutzbare Porosität von ca. 2–3% besitzt. Kein Parameter ist in diesem Aquifer jedoch so schlecht durch geeignete Untersuchungen belegt wie die Porosität, da die wenigen vorhandenen Ansätze lokal begrenzt sind (vgl. VILLINGER (1977)).

5 Literaturverzeichnis

ARMBRUSTER, V. (2002): Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg.- Freiburger Schriften zur Hydrologie, **17**, 141 S., 38 Abb., 20 Tab., 3 Kartenbeilagen, Freiburg.

BAUER, M. & SELG, M. (2006): Altersstruktur und Mittlere Verweilzeit im Grundwasser des Blautopfs und anderer Quellen und Brunnen im Oberjura-Karst Süddeutschlands.- dieser Band

DYK, S. & PESCHKE, G. (1989): Grundlagen der Hydrologie.- 408 S., Berlin.

GIT HYDROS CONSULT (2004): GWN-BW 1.2 – Benutzerhandbuch.- 135 S.,

Landesanstalt für Umweltschutz (LFU) & Ministerium für Umwelt und Verkehr (UVM) [Hrsg.] (2004): Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg, 2. Lieferung, Stuttgart, Karlsruhe.

MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre.- Zürcher Geographische Schriften, **67**, 128 S., 60 Abb., 24 Tab., Zürich.

SELG, M., SCHOPPER, M. & STRAUB, R. (2006): Kurzzeitdynamik und Direktabfluss des Blautopfs (Oberjura-Karst Süddeutschlands).- dieser Band

VILLINGER, E. (1977): Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (Oberer Jura, SW-Deutschland). - Geol. Jb., **C 18**, 3-93, 9 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Hannover.

VILLINGER, E. (1978): Zur Karsthydrologie des Blautopfs und seines Einzugsgebietes (Schwäbische Alb).- Abh. Geol. Landesamt B.-W., **8**, 59-127, 17 Abb., 14 Tab.; Freiburg i. Br.

VILLINGER, E. & UFRECHT, W. (1989): Ergebnisse neuer Markierungsversuche im Einzugsgebiet des Blautopfs (mittlere Schwäbische Alb).- Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **35 (1/2)**, 25-38, 11 Abb., 2 Tab., München.

Altersstruktur und Mittlere Verweilzeit im Grundwasser des Blautopfs und anderer Quellen und Brunnen im Oberjura-Karst Süddeutschlands

Michael Bauer & Matthias Selg

Hydrogeologie, Karst, Oberjura, Schwäbische Alb, Altersstruktur, Mittlere Verweilzeit

K u r z f a s s u n g : Der Blautopf ist eine der größten Quellen des Oberjura-Aquifers in Süddeutschland. Sein gut abgegrenztes Einzugsgebiet (ca. 165 km²) wird nur vom Blautopf selbst entwässert; die Grundwasserneubildung ist auf die lokalen Niederschläge beschränkt. Als typische Karstquelle zeigt der Blautopf die bekannten Reaktionen auf Neubildungsereignisse: schnelle Schüttungszunahme und Trübung. Zahlreiche Markierungsversuche belegen hohe Fließgeschwindigkeiten, was zu der Annahme eines insgesamt schnellen Grundwasserdurchsatzes geführt hat. Gleichzeitig werden im Grundwasser immer noch Pestizide nachgewiesen, die nur bis 1991 appliziert wurden.

Mittels isopenhydrologischer Methoden kann nachgewiesen werden, dass die Mittlere Verweilzeit deutlich höher ist als allgemein angenommen. Während Markierungsversuche meist einzelne Karststrukturen wie z. B. Dolinen als Eingabestellen nutzen, werden Niederschlag und Agrochemikalien gleichmäßig über das Einzugsgebiet verteilt eingetragen. Da die auf Karststrukturen entfallende Porosität weit kleiner ist als die Kluftporosität, erfolgt die Grundwasserneubildung hauptsächlich in die Klüfte und nicht in die Lösungshohlräume. Dort ist die Durchlässigkeit relativ gering und es kommt zu hohen Mittleren Verweilzeiten. Trotz der spektakulären Karstphänomene wird der Oberjura-Aquifer im Wesentlichen von den Klüften geprägt.

[Age structure and mean residence time of the Blautopf and other springs and wells of the Upper Jurassic Karst in Southern Germany]

A b s t r a c t : The Blautopf is one of the most prominent springs of the Upper Jurassic aquifer in Southern Germany. Its well defined catchment area (about 165 km²) is solely drained by the Blautopf itself and recharge is restricted to local rainfall. As a typical karst spring the Blautopf shows the well known reactions to recharge events like quickly rising runoff and increasing turbidity. Numerous tracer tests in the catchment area demonstrated high flow velocities which lead to the assumption of an overall fast groundwater discharge. At the same time pesticides which were only applied until 1991 are still found in the groundwater.

Mainly based on isotope methods it can be shown that the mean residence time is much longer than commonly expected. While tracer tests tend to use single karst features like dolines as input sites rainfall and agrochemicals are evenly distributed across the whole catchment area. Because porosity based on karstification is very much lower than joint porosity recharge preferentially happens on jointed but not karstified areas. This is where permeability is relatively low causing high residence

times. Although showing spectacular karst phenomenon the Upper Jurassic aquifer is basically dominated by the joint system.

Anschrift der Autoren: Dr. Michael Bauer und Dr. Matthias Selg, Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Albertstr. 5, D-79104 Freiburg

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung.....	20
2 Hydrogeologie	21
2.1 Schichtenfolge und Schichtlagerung.....	21
2.2 Der Oberjura-Aquifer.....	23
3 Untersuchungen zu Altersstruktur und Mittlerer Verweilzeit des Grundwassers im Oberjura.....	25
3.1 Methodik	25
3.2 Ergebnisse	26
3.2.1 ¹⁸ O-Messungen.....	26
3.2.2 Tritium-Gehalt.....	30
3.2.3 SF ₆ - und ⁸⁵ Kr-Analysen	31
3.2.4 Modellierung der Altersstruktur und Mittleren Verweilzeit.....	34
3.3 Interpretation.....	38
4 Diskussion	40
5 Literaturverzeichnis	42

1 Einleitung

Der Blautopf liegt im Bereich der Mittleren Schwäbischen Alb, ca. 15 km westlich von Ulm (Abb. 1). Seine mittlere Schüttung beträgt $2,4 \text{ m}^3/\text{s}$. Die Grundwasserneubildung in seinem ca. 165 km^2 großen Einzugsgebiet erfolgt ausschließlich aus den lokalen Niederschlägen. Untersuchungen zur Mittleren Verweilzeit (MVZ) und zur Altersstruktur wurden erstmals im Rahmen von Untersuchungen zur anhaltenden Belastung des Grundwassers der Schwäbischen Alb mit Pflanzenschutzmitteln (PSM) durchgeführt (BAUER et al. 2005).

Das Pflanzenschutzmittel Atrazin wurde 1991 verboten. Im Kluft- und Karstgrundwasser des Oberjura auf der Schwäbischen Alb wird es noch heute großflächig nachgewiesen, zusammen mit seinem Abbauprodukt Desethylatrazin.

Nachdem schon frühere isotopenhydrologische Studien an den Karstgrundwässern der Schwäbischen Alb gezeigt haben, dass die Mittleren Verweilzeiten einige Jahre oder auch mehr betragen können (GEYH & GROSCHOPF 1978, GEYH et al. 1984, BERTLEFF 1986), war die PSM-Problematik Anlass, die Altersstruktur des Grundwassers in größerem Rahmen zu untersuchen (BAUER et al. 2002, SELG et al. 2005). Im Bereich der Mittleren Schwäbischen Alb wurde eine Vielzahl von Quellen und Brunnen untersucht. Dabei wurde das komplette Spektrum der vorhandenen Grundwasseraufschlüsse abgedeckt: gering ergebige Quellen mit kleinem Einzugsgebiet (wenige km^2), Quellen mit mittelgroßen bis sehr großen (bis 165 km^2) Einzugsgebieten und entsprechend hohen Schüttungen, Überlaufquellen, die als lokale

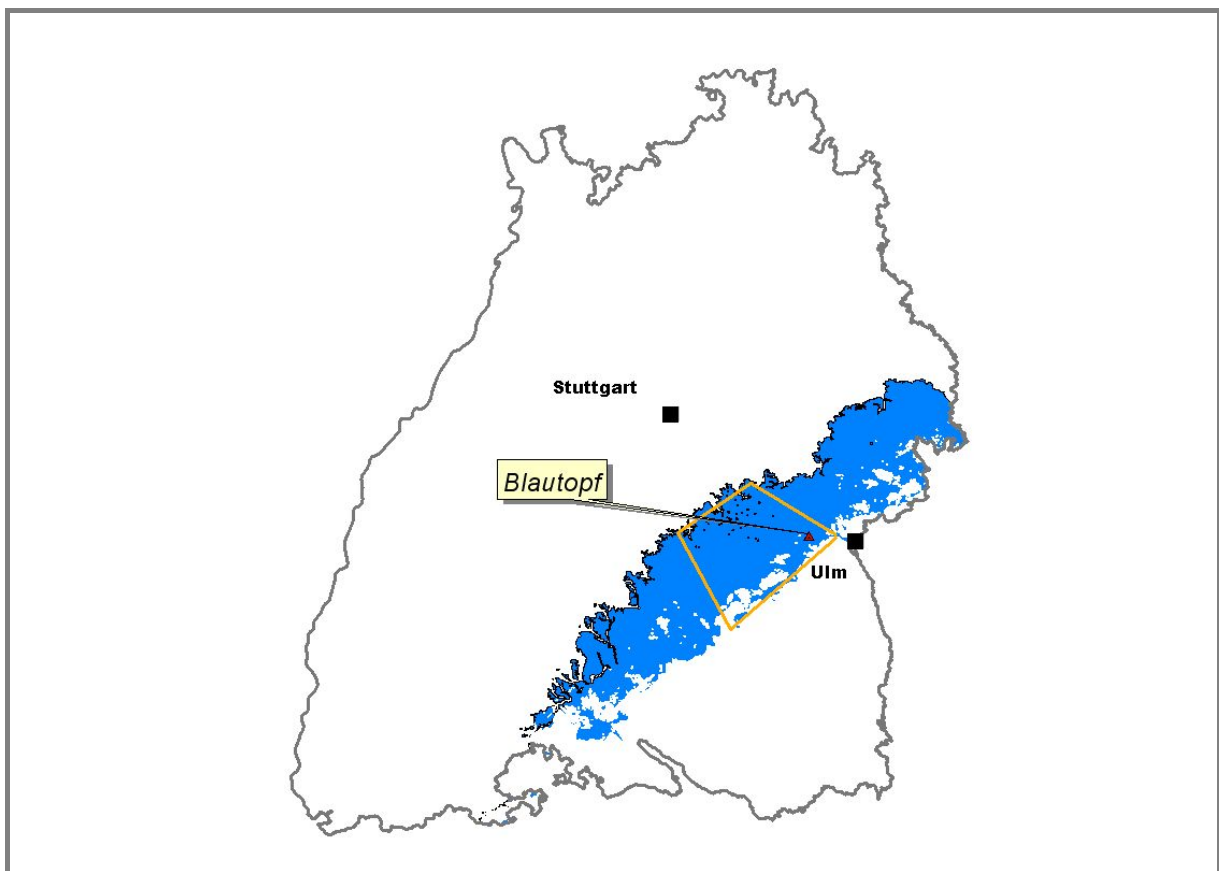


Abb. 1:
Übersichtskarte (Ausstrich des Oberjura in Baden-Württemberg und Untersuchungsgebiet)

Zirkulationssysteme nur den oberflächennahen Aquiferbereich entwässern bis hin zu Tiefbrunnen, deren Wasserzutritte bis über 200 m unter der Grundwasseroberfläche liegen. Diese Brunnen liegen nahe der regionalen Vorflut Donau und können dem regionalen, d. h. großräumigen Strömungssystem zugeordnet werden. Dessen Fortsetzung im südlich anschließenden Molassebecken stellt ein unter vielen Aspekten eigenständiges, entlang der Donau aber mit dem des offenen Karst in Wechselwirkung stehendes System dar (Überdeckte Zone des Tiefen Karst; vgl. VILLINGER 1977, BERTLEFF 1986).

2 Hydrogeologie

2.1 Schichtenfolge und Schichtlagerung

Der Oberjura ist ein 400-500 m mächtiges Schichtpaket aus Kalksteinen, Dolomiten und Kalkmergelsteinen (Tab. 1). Die mergeligen Abschnitte (Impressamergel-, Lacunosamergel-, Zementmergel-Formation) weisen 50-75 % Karbonat- bzw. Tongehalte von 25-50 % auf. In den Kalksteinen (Wohlgeschichte Kalke, Untere und Obere Felsenkalke, Liegende und Hangende Bankkalke) liegen die Tongehalte dagegen meist unter 10 % und die Karbonatgehalte über 90 %. Bereichsweise wurden die primären Kalksteine dolomitisiert. Die Dolomite wiederum wurden teilweise recalcitisiert (zucker körnige Kalke, Lochfels).

In den nahezu reinen Karbonaten lassen sich zwei unterschiedliche Petrofazies-Typen unterscheiden. Die Schicht- oder Normalfazies der Bankkalke besteht aus gut gebankten (dm-Bereich), dichten Kalksteinen. Die Massenkalken dagegen sind schlecht oder gar nicht gebankt. Es handelt sich um riffartige, d. h. unter Organismenbeteiligung (Kieselschwämme, Cyanobakterien) entstandene Strukturen. Bereichsweise sind Schwamm- und Massenkalken auch in die Impressa- oder Lacunosamergel eingeschaltet, hauptsächlich auf der Westalb (so genannte Lochenfazies).

Während die Massenkalkfazies im Bereich der Lochen-Formation (ox1-ki1) nur sehr wenig Raum einnimmt, breitet sie sich mit Beginn der Unteren Felsenkalke immer weiter aus und verdrängt die Bankfazies z. T. weitgehend. Stratigraphische Gliederungen werden dadurch erschwert, denn die Leitfossilien (Ammoniten) finden sich hauptsächlich in den Bankkalken. Daher wird bereichsweise zusammenfassend nur Unterer und Oberer Massenkalk kartiert. Mit den Hangenden Bankkalken überwiegt dann wieder die gebankte Fazies. Für die starken Mächtigkeitsschwankungen innerhalb der einzelnen stratigraphischen Horizonte ist in erster Linie die Faziesdifferenzierung verantwortlich, da Massenkalken erheblich höhere Mächtigkeiten als Bankkalke erreichen können.

Mit Ausnahme der Zementmergel waren alle Schichtglieder ursprünglich im gesamten Gebiet verbreitet. Wo sie heute fehlen, sind sie erodiert worden. Die Zementmergel dagegen kamen primär nur in Becken zwischen aufragenden Massenkalkstrukturen zur Ablagerung, den so genannten „Zementmergelschüsseln“, die auf der Ostalb zu größeren Vorkommen zusammengeschlossen sind.

STUFE	NORMAL-FAZIES	MASSENKALK-FAZIES	HYDROGEOLOGISCHE GLIEDERUNG
Tithon	Hangende Bankkalk-Fm.	Obere	
Kimmeridge	Zementmergel-Fm.	Massenkalk-Fm.	
	Liegende Bankkalk-Fm.	Fm.	
	Obere Felsenkalk-Fm.	Untere	
	Untere Felsenkalk-Fm.	Massenkalk-Fm.	
Oxford	Lacunosamergel-Fm.	Lochen-Fm.	
	Wohlgeschichtete Kalke-Fm.	Fm.	
	Impressamergel-Fm.		

Tab. 1:
Stratigraphische und hydrogeologische Gliederung des Oberjura in Baden-Württemberg

Klüfte und das dort einsickernde Niederschlagswasser sind Ausgangspunkt für Verkarstung. Den tektonischen und insbesondere den petrologischen Unterschieden entsprechend ist die Abfolge von der Verkarstung unterschiedlich betroffen, obwohl der größte Teil der Gesteine generell als verkarstungsfähig betrachtet werden muss (Karbonatgehalt > 70 %, vgl. FORD & WILLIAMS 1989). Die Karbonate, und hier besonders die Massenkalken, sind deutlich stärker verkarstet als die mergeligen Schichten. Von den basalen Impressamergeln sind allenfalls die hangenden Bimammatum-Bänke verkarstet, wenn sie oberflächennah anstehen. Bei Karbonatgehalten von über 70 % muss man davon ausgehen, dass hier die Verkarstung weiter in die Tiefe fortschreiten wird.

Die Lacunosamergel sind ebenfalls bevorzugt nur in Oberflächennähe verkarstet. Mit Karbonatgehalten von 60-85% sind auch sie als teilweise verkarstungsfähig zu betrachten. Wo sie nicht mehr verkarstet sind, trifft dies wahrscheinlich weitgehend auch für die unterlagernden Wohlgeschichteten Kalke zu.

Die Zementmergel stehen in weiten Teilen zutage an. In der Literatur werden die Zementmergel oft als wenig oder nicht verkarstet beschrieben (z. B. VILLINGER 1997, HGK Ostalb), zumindest, wenn die Zwischenkalke fehlen. Die Karbonatgehalte streuen weit (ca. 50 – 90 %) und entsprechend sind Unterschiede bezüglich der potenziellen Verkarstungsfähigkeit zu erwarten. Auch die sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten dürften hier eine Rolle spielen.

Der Oberjura bildet die Hochfläche der Schwäbischen Alb und taucht nach Südosten unter die tertiäre Molasse ab. Dabei handelt es sich um Mergel, meist feinkörnige Sande und Sandsteine, Süßwasserkalke und Tonsteine. Gelegentlich treten Konglomerate auf. Von den ursprünglich abgelagerten Sedimenten ist nördlich der Donau ein großer Teil bereits wieder erodiert. Von Norden kommend werden zunächst nur einzelne kleine, geringmächtige Erosionsreste angetroffen bevor dann die weitgehend geschlossene Verbreitung mit beckenwärts rasch ansteigender Mächtigkeit beginnt.

2.2 Der Oberjura-Aquifer

Sohlschicht des Grundwasserzirkulationssystems ist die Impressamergel-Formation (Oxford-Mergel), die Basalschicht des Oberjura. Bedingt durch das Abtauchen der Schichten in südöstliche Richtung reicht die Verkarstung stratigraphisch betrachtet vermutlich nicht mehr so tief. Die Lacunosamergel-Formation des Kimmeridgiums dürfte dort die Funktion der Sohlschicht übernehmen bzw. eine Stockwerkstrennung zwischen dem oberen Karstgrundwasserstockwerk und einem unteren Kluftgrundwasserstockwerk in der Wohlgeschichteten Kalke-Formation (Oxfordkalke) bewirken.

In einer den Albtrauf begleitenden Zone haben sich die Vorfluter bis auf die Sohlschicht eingeschnitten. Dieser Bereich wird als Seichter Karst bezeichnet. Südlich davon erreichen die Täler die Sohlschicht nicht mehr. Es ist die Zone des Tiefen Karsts, der in eine Offene Zone (keine wesentliche Überlagerung) und eine Überdeckte Zone (geschlossene Verbreitung gering durchlässiger Deckschichten) weiter untergliedert wird (VILLINGER 1972). Die Aquifermächtigkeit liegt im Mittel bei ca. 100 m, wobei lokal beträchtliche Schwankungen auftreten. Auf der Albhochfläche beträgt der Flurabstand des Grundwassers mehrere Zehnermeter, z. T. über 100 m. Die Grundwasseroberfläche ist frei.

Für die Eigenschaft des Oberjuras Grundwasser zu leiten und zu speichern, kommen generell Klüfte, Schichtfugen, Störungen und Karststrukturen aller Art in Betracht. Lokal, insbesondere in den Dedolomiten der Lochfelszonen, kann eine sekundäre Matrixporosität hinzukommen. Über deren Bedeutung als hydraulisch relevante Größe und ihren quantitativen Anteil am Aquifer gibt es für den Bereich der Schwäbischen Alb zwar Hinweise (BERTLEFF 1986, WELDER 1991), aber keine konkreten Untersuchungsergebnisse. Auf der südlichen Frankenalb wird dagegen den Massenkalken eine hydrogeologisch sehr bedeutsame Matrixporosität zugesprochen (SEILER et al. 1987, GLASER 1998).

Generell sind im Oberjura für die Grundwasserführung zwei Wegsamkeiten bedeutend: zum einen die Klüfte bzw. das Kluftnetz mit normalen Kluftweiten wie in vielen Festgesteinen, zum anderen die Karsthohlräume. Beide Wegsamkeiten kommunizieren hydraulisch miteinander. Wie dies im Einzelnen erfolgt, darüber existieren Vorstellungen, die vor allem im Rahmen der Grundwassermodellierung entwickelt wurden (TEUTSCH 1988, LANG 1995, RENNER 1996 u. a.). Ob diese Vorstellungen zutreffen, kann nur indirekt, beispielsweise aus Reaktionen von Quellschüttungen auf Neubildungsereignisse, abgeleitet werden. Die quantitative Bedeutung der beiden unterschiedlichen Systeme wird daher sehr unterschiedlich bewertet.

SAUTER (1992) hat ferner den Epikarst (auch als subkutane Zone bezeichnet) für die Schwäbische Alb als weitere Leit- und Speicherschicht postuliert. Danach soll das neu gebildete Grundwasser in der wenige Meter mächtigen Aufwitterungszone zwischengespeichert werden und lateral vorwiegend den Karststrukturen (Dolinen etc.), nicht aber dem unterlagernden Kluftsystem zufließen. Dieses Konzept ist jedoch mit den relativ hohen Mittleren Verweilzeiten nicht bzw. nur begrenzt vereinbar, wie sie mittlerweile für zahlreiche Einzugsgebiete einschließlich der von SAUTER (1992, 1995) untersuchten Gallusquelle vorliegen (GEYH & GROSCHOPF 1978, BERTLEFF 1986, BAUER et al. 2002, HGK Ostalb, TEUTSCH 1988).

Zum nutzbaren Hohlraumvolumen finden sich in der Literatur Angaben von rund 1 bis 4% (SAUTER 1992, STRAYLE 1970, TEUTSCH 1988, VILLINGER 1977, WEIDEN-

BACH 1954). Dieses Hohlräumvolumen besteht einerseits aus den mehr oder weniger großen Karstgerinnen, d.h. korrosiv erweiterten Wegsamkeiten. Daneben besteht ein Kluffnetz, das den ganz überwiegenden Teil des Gesamthohlräumvolumens und damit das eigentliche Speichervermögen des Aquifers repräsentiert. Sein Wasser wird nur relativ langsam abgegeben und als langfristiges Karstwasser bezeichnet. Im Gegensatz dazu fließt in den Karstgerinnen kurzfristiges Karstwasser, das für die schnelle Reaktion einer Karstquelle auf Niederschläge verantwortlich ist. Dieser Teil des Systems macht aber nur 1% des Gesamthohlräumvolumens aus (SAUTER 1992). Nach VILLINGER (1977) nimmt der Anteil des kurzfristigen Karstwassers vom Seichten Karst zur Überdeckten Zone des Tiefen Karsts hin ab.

Petrographische und fazielle Differenzierungen sowie die Verkarstung machen den Oberjura zu einem ausgesprochen inhomogenen und anisotropen Grundwasserleiter. Eine wesentliche Ursache hierfür dürfte die unterschiedlich starke Klüftung in den Bank- und Massenkalken sein. Die theoretisch zu erwartende stärkere Klüftung in den Bankkalken müsste dort eine geringere Verkarstung zur Folge haben, da sich die Verkarstung weitflächig verteilt (vgl. DREYBRODT 1988, FORD & WILLIAMS 1989). Tatsächlich zeigt die Erfahrung aus der Wassererschließung, dass in Massenkalken bessere Ergiebigkeiten erzielt werden, was auf das Vorhandensein einzelner, aber größerer Hohlräume hinweist. Für ein repräsentatives Elementarvolumen muss man daher sicher von Kantenlängen in der Größenordnung von 10^2 bis 10^3 m oder mehr ausgehen. Weitere Ursachen für eine unterschiedliche Klüftung stellen ungleiche tektonische Beanspruchung und unterschiedliche Kompetenz der Schichtglieder dar.

Die in der numerischen Modelltechnik verwendete bestmögliche Approximation dieser komplexen Verhältnisse ist der Doppelkontinuum-Ansatz (z. B. TEUTSCH 1988; SAUTER 1992, 1995; LANG 1995; MOHRLOK 1996). Dabei werden zwei Systeme angenommen, ein hoch und ein gering durchlässiges, und diesen eigene Durchlässigkeitsbeiwerte und Speicherkoeffizienten zugeordnet. Über einen Austauschterm wird die hydraulische Kommunikation beider Systeme simuliert. Dem hoch durchlässigen System entsprechen die Karststrukturen, das gering durchlässige System repräsentiert die Klüfte. Die Matrixporosität dürfte je nach Ausbildung hier dem einen, dort dem anderen System zugehören. Diese modelltechnische Approximation ist daher eine starke Vereinfachung der tatsächlichen Verhältnisse. Der jeweilige Anteil der beiden Kontinua am Grundwasserumsatz kann durch geeignete Methoden abgeschätzt werden. Mit der Untersuchung von Ereignisabflüssen lassen sich primär die Karstwasseranteile an der Schüttung separieren (SELG et al. 2006). Mit dem isoto-penhydrologischen Ansatz dieser Arbeit liegt der Schwerpunkt auf den langfristigen Komponenten des Kluffsystems.

3 Untersuchungen zu Altersstruktur und Mittlerer Verweilzeit des Grundwassers im Oberjura

3.1 Methodik

Die hier vorgestellten Untersuchungen wurden in zwei Abschnitten durchgeführt. Quellen, die vor allem lokale Zirkulationssysteme entwässern, wurden im Zeitraum Oktober 1998 bis Oktober 1999 untersucht (BAUER et al. 2002). Tiefbrunnen (TB), die das regionale Zirkulationssystem erfassen, waren der Untersuchungsschwerpunkt von Februar 2002 bis Februar 2003 (SELG et al. 2005). Hier wurde auch der Blautopf einbezogen, der das größte Einzugsgebiet im Bereich der Schwäbischen Alb aufweist. Die folgende Arbeit ist damit eine Synthese für das Gesamtsystem. Am Beispiel des Blautopfs und anderer Grundwasseraufschlüsse wird dargestellt, wie mit einem isopenhydrologischen Ansatz die Altersstruktur des Grundwassers untersucht wurde.

Zur Identifizierung möglicher kurzzeitiger Variationen in der Komponenten- und Alterszusammensetzung der Karstgrundwässer, insbesondere von schnell abfließenden Neubildungskomponenten, wurden an den Quellen und Brunnen sowie am Niederschlagswasser der Station Münsingen einjährige Zeitreihenuntersuchungen des Sauerstoff-18-Gehaltes (^{18}O) durchgeführt (wöchentliche Probenahme). Solche Messungen erlauben es in der Regel, sowohl kurzfristige (innerhalb von Tagen bis Wochen stattfindende) als auch saisonale Variationen bei der Grundwasserneubildung qualitativ und quantitativ zu beschreiben. Damit wird die Kurzzeiddynamik einer Karstquelle jedoch nur grob erfasst, Aufwand für die Beprobung und Kostenaspekte ließen jedoch keine weitergehende Lösung zu.

Um eine Klassifizierung der Grundwässer im Altersbereich Jahre bis wenige Jahrzehnte vornehmen zu können, wurde an mehreren Stichtagen der Tritium-Gehalt (^3H) untersucht. Zusätzlich wurden im regionalen Umfeld an weiteren Quellen und Tiefbrunnen an wenigstens zwei Stichtagen Tritiummessungen durchgeführt. Vorliegende ältere Messungen wurden zusammengestellt und in die Auswertung einbezogen. Für die Modellierung der Tritiumdaten wurden die aus der Literatur bekannten konzeptionellen Black-Box-Modelle angewendet (z. B. DVWK 1995, MALOSZEWSKI & ZUBER 1996) und die Güte der Anpassung der berechneten Modellfunktionen an die gemessenen Tritium-Gehalte bewertet. Die Berechnungen erfolgten mit dem Programm MULTIS (RICHTER & SZYMCZAK 1992).

Die Ergebnisse der Tritium-Untersuchungen wurden anhand von Schwefelhexafluorid (SF_6) und ^{85}Kr überprüft. Beides sind Stoffe, die aufgrund anthropogener Immissionen in die Atmosphäre gelangen. Ihre Einträge steigen kontinuierlich an. In Abhängigkeit von Luftdruck und Temperatur lösen sich diese Spurenstoffe auch in den Niederschlägen und gelangen anschließend ins Grundwasser. Da die atmosphärischen Gehalte dieser Tracer bekannt sind und diese nur geringen räumlichen Variationen unterliegen, können Eintragsraten in das Grundwasser berechnet werden. Ebenfalls möglich ist somit die Berechnung von Grundwasserverweilzeiten (CLARK & FRITZ 1997; BUSENBERG & PLUMMER 2000). Da es sich um gasförmige Tracer handelt, unterliegen diese Methoden einigen Restriktionen, die für die Untersuchungen zu beachten waren (Entgasung bei der Probenahme oder Überhöhung durch Kontakt mit Atmosphärenluft in Karsthohlräumen).

SF₆-Messungen wurden wiederholt an sechs Tiefbrunnen sowie einigen weiteren Quellen und Brunnen durchgeführt. ⁸⁵Kr wurde wegen der hohen Kosten nur einmalig an acht ausgewählten Tiefbrunnen und zwei Quellen gemessen. Beide Stoffe, SF₆ und ⁸⁵Kr, dienen als Kalibrierungsparameter für die Tritium-Auswertung, d. h. die Bestimmung der MVZ. Eine Angabe zur Mittleren Verweilzeit eines Grundwassers sowie dem Mischungsverhältnis verschiedener Grundwasserkomponenten kann nur dann als eindeutig angesehen werden, wenn alle hier genannten Datierungsmethoden zum gleichen Ergebnis führen. Die Gültigkeit einer Modellannahme ist vor allem in den Fällen gut begründet, in denen das Modell auch Tritium-Gehalte vergangener Jahrzehnte wiedergeben kann.

In der vorliegenden Studie wird für die Altersgliederung der Grundwasser-Komponenten folgende Terminologie verwendet:

Altes Grundwasser

Dieses Grundwasser weist ein hohes Alter von mehr als 50 Jahren auf. Es ist nicht mehr an die aktuellen Infiltrationsprozesse angebunden und ist frei von Tracern wie Tritium, ⁸⁵Kr und SF₆. Eine Datierung kann mit der Kohlenstoff-14-Methode erfolgen.

Junges Grundwasser

Die Jungwasserkomponente wird in folgende Teilkomponenten untergliedert:

- **Langfristiges Karstgrundwasser**

Das langfristige Karstgrundwasser weist ein Alter von mehreren Monaten bis mehreren Zehnerjahren auf. Es wurde nach 1953 neugebildet und ist damit jünger als 50 Jahre. Daher zeigt es je nach „Alter“ bestimmte Gehalte der Datierungstracer Tritium, ⁸⁵Kr und SF₆, die aus entsprechenden Einträgen aus der Atmosphäre resultieren.

- **Kurzfristiges Karstgrundwasser**

Das kurzfristige Karstgrundwasser ist ohne große Verzögerung an das saisonale Niederschlagsgeschehen angebunden. Diese Anbindung kommt in jahreszeitlichen Variationen der Gehalte an stabilen Isotopen (z. B. ¹⁸O) zum Ausdruck. Die Verweilzeit dieser Komponente im Aquifer beträgt maximal wenige Monate. Als Direktabfluss kann der Anteil bezeichnet werden, dessen Verweilzeit Stunden bis wenige Tage beträgt.

3.2 Ergebnisse

3.2.1 ¹⁸O-Messungen

Im Untersuchungszeitraum 1998-99 wurden im Niederschlag $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in einem Bereich von -18,54 bis -2,42 ‰ VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water, immer als „‰“ abgekürzt) gemessen (Tab. 2). Der auf der Basis der Niederschlagshöhen gewichtete Mittelwert für den Untersuchungszeitraum beträgt -9,5 ‰, die Schwankungsbreite 16,12 ‰.

Die gewichteten mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Monatswerte variieren zwischen -6,4 ‰ (Mai 1999) und -12,1 ‰ (Dezember 1998). Damit ist ein deutlich ausgeprägter, charakteristi-

scher Jahresgang festzustellen, mit isotopisch leichten Niederschlägen im Zeitraum Oktober 1998 bis April 1999 und relativ schweren Niederschlagswerten von Mai bis Oktober 1999.

Im Untersuchungszeitraum 2002-03 wurden im Niederschlag $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in einem Bereich von -15,48 bis - 4,45 ‰ VSMOW gemessen (Tab. 2). Der auf der Basis der Niederschlagshöhen gewichtete Mittelwert für diesen Untersuchungszeitraum beträgt -9,94 ‰, die Schwankungsbreite 11,03 ‰.

Die gewichteten mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Monatswerte variieren zwischen - 5,91 ‰ (Juni 2002) und -13,95 ‰ (Februar 2003). Damit ist wiederum ein deutlich ausgeprägter Jahresgang festzustellen, mit höheren Werten im Sommer als im Winter. Ab Juni 2002 bis zum Ende des Untersuchungszeitraums im Februar 2003 ist ein anhaltender Trend zu leichteren Isotopensignaturen zu erkennen. Das im Untersuchungszeitraum neu gebildete Grundwasser zeigte somit ausgeprägte kurzzeitige Variationen der Isotopengehalte und einen über mehrere Monate anhaltenden abfallenden Trend. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Niederschläge zeigen somit deutliche Variationen. Die bei hohen Anteilen kurzzeitig abfließenden Grundwassers in Grundwasseraufschlüssen zu erkennen sein sollten.

Tab. 2:

Ergebnisse der wöchentlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen (alle Angaben in ‰ VSMOW); Niederschlagswerte wurden mit Niederschlagshöhen gewichtet

1998-99	Min.	Max.	Var.breite	Mittelwert
Niederschlag	-18,54	-2,42	16,12	-9,50
Br. Anhausen	-10,06	-9,89	0,17	-9,97
Echazquelle	-10,11	-9,53	0,58	-9,98
Häringsquelle	-10,24	-9,95	0,29	-10,09
Kesselquelle	-10,23	-9,96	0,27	-10,11
Neubrunnen	-10,23	-9,68	0,55	-9,90
Obere Fischerquelle	-10,26	-9,81	0,45	-10,08
QF Glastal	-10,19	-9,83	0,36	-10,05
QF Grafenecker See	-10,13	-9,36	0,77	-9,85
QF Weidmannstal	-10,19	-9,77	0,42	-9,99
2002-03				
Niederschlag	-15,48	-4,45	11,03	-9,94
Blautopf	-10,24	-9,73	0,51	-10,02
TB Ringingen	-9,99	-9,58	0,41	-9,85
TB Kehr	-10,10	-9,76	0,34	-9,97
TB Umenlau	-10,16	-9,82	0,34	-10,02
TB Zwiefaltendorf	-10,17	-9,85	0,32	-10,02
TB Munderkingen 1	-10,14	-9,92	0,22	-10,03
TB Österberg	-10,37	-10,02	0,35	-10,19

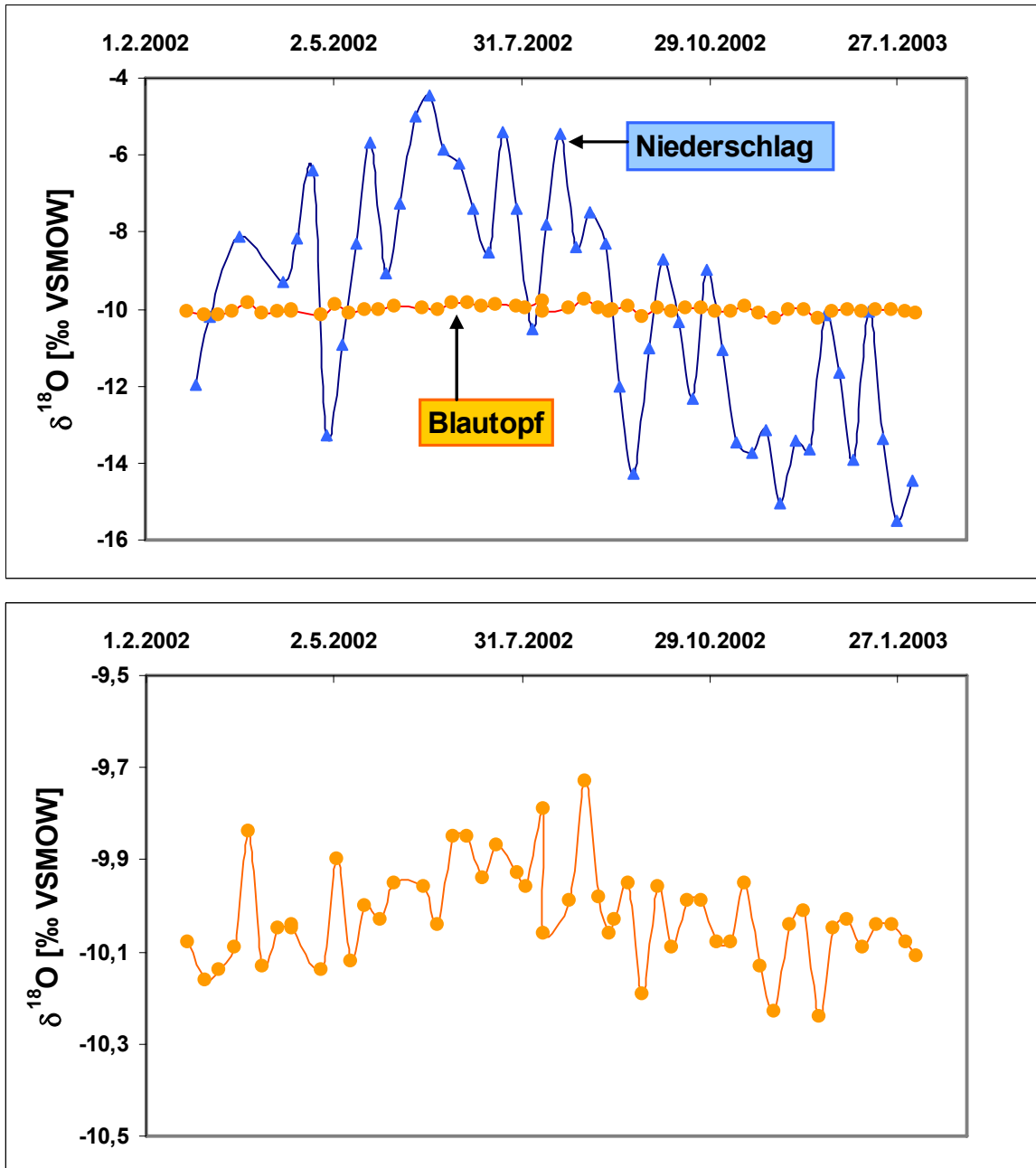


Abb. 2:

$\delta^{18}\text{O}$ -Ganglinien des Niederschlags (Station Münsingen) und des Blautopfs. Gegenüber dem Niederschlag ist die Ganglinie des Grundwassers stark gedämpft (oben), ein Jahresgang ist noch erkennbar (unten).

Den ausgeprägten Schwankungen und jahreszeitlichen Variationen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Niederschlag stehen die Messungen im G r u n d w a s s e r gegenüber, die nur geringe Variationen zeigen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Grundwasser lagen bei den wöchentlich gemessenen Quellen und Brunnen zwischen -10,37 und -9,36 ‰ (Tab. 2, beide Untersuchungskampagnen). Einzelwerte weiterer Grundwasseraufschlüsse liegen alle innerhalb dieser Spannbreite. Eine Ausnahme bildet lediglich der TB Donaustetten, der aber bereits zum thermalen Zirkulationssystem des Molassebeckens zu zählen ist (vgl. BERTLEFF 1986).

Die für den Blautopf bestimmten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte lagen zwischen -9,73 ‰ und -10,24 ‰ und zeigen damit eine nur geringe Variationsbreite von 0,51 ‰ (vgl. Abb. 2), was aufgrund der bekannten starken Schüttungsschwankungen nicht erwartet wurde. Ein Jahresgang ist erkennbar. Die Variationsbreiten der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Grundwässer der näher untersuchten Tiefbrunnen sind noch geringer. Sie liegen zwischen 0,2 und 0,5 ‰ und damit im Bereich bzw. etwas oberhalb der analytischen Messgenauigkeit ($\pm 0,15$ ‰). Ein Jahresgang ist hier meist nicht mehr zu erkennen.

Die größte gemessene Variation bei den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten weist die Quelfassung Grafenecker See auf (0,77 ‰), eine kleine Quelle mit einem nur wenige km² großen Einzugsgebiet nahe der Karstwasserscheide Rhein/Donau auf. Sie ist nur wenig stärker von schnell abfließenden Grundwasserkomponenten geprägt.

In Anbetracht des langen Zeitraums und des großen Untersuchungsgebiets sind die Variationsbreiten der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Grundwasser sehr gering. Dies ist ein Hinweis darauf, dass sowohl für den Blautopf als auch für die Tiefbrunnen und Quellen kurzfristige Abflusskomponenten nur mit untergeordneten Anteilen zum Grundwasser-Abfluss beitragen. Eine detaillierte Auswertung der einzelnen Ganglinien in Verbindung mit Mischungsrechnungen erlaubt die Abschätzung des Grundwasseranteils, der nur eine geringe Aufenthaltszeit im Untergrund aufweist.

Für die Berechnung kann sowohl die jahreszeitliche Schwankung (mögliche Anteile von kurzfristigen Abflusskomponenten) als auch kurzzeitige Variationen (mögliche Anteile von direkten Abflusskomponenten) herangezogen werden:

$$\% \text{-Anteil} = (1 - (\delta^{18}\text{O}_{\text{Probe}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Niedersch.}}) / (\delta^{18}\text{O}_{\text{Grundw.}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Niedersch.}})) * 100$$

für die jahreszeitlichen Schwankungen:

%-Anteil	=	Mischungsanteil kurzfristiger Grundwasserkomponenten am Gesamtabfluss (Altersbereich von mehreren Monaten)
$\delta^{18}\text{O}_{\text{Probe}}$	=	$\delta^{18}\text{O}$ -Wert für das Grundwasser (kleinster und größter Wert im Untersuchungsjahr, ermittelt anhand der Ausgleichskurve)
$\delta^{18}\text{O}_{\text{Niedersch.}}$	=	$\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Niederschlagswassers (kleinster und größter Wert im Untersuchungsjahr, ermittelt aus den niederschlagsgewichteten Monatswerten)
$\delta^{18}\text{O}_{\text{Grundw.}}$	=	Mittelwert $\delta^{18}\text{O}$ im Grundwasser (über Untersuchungszeitraum)

für die kurzfristigen Variationen:

%-Anteil	=	Mischungsanteil direkt abfließender Grundwasserkomponenten am Ereignisabfluss (Altersbereich von Tagen bis mehreren Wochen)
$\delta^{18}\text{O}_{\text{Probe}}$	=	$\delta^{18}\text{O}$ -Wert der Ereignisprobe ($\pm 0,15$ ‰)
$\delta^{18}\text{O}_{\text{Niedersch.}}$	=	$\delta^{18}\text{O}$ -Wert des ereigniswirksamen Niederschlagswassers
$\delta^{18}\text{O}_{\text{Grundw.}}$	=	$\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Vorereigniswassers

Bei Annahme, dass die kurzfristigen Variationen im $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Grundwassers allein durch ‚schnelle‘ Zumischung von isotopisch stark abweichendem Niederschlagswasser resultiert, ergeben die Berechnungen für den Blautopf einen Anteil der direkten Abflusskomponente von ca. 8 %. Eine systematische Korrelation von Niederschlagsereignissen und kurzzeitigen Variationen in den $\delta^{18}\text{O}$ -Ganglinien war jedoch

nicht möglich. Die Werte geben somit nur einen rein rechnerisch möglichen Bereich an.

Aus den jahreszeitlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen der Grundwässer (Amplituden der Ausgleichskurven) konnte ein möglicher Anteil der kurzfristigen Abflusskomponente im Bereich von 2-3 % für den Blautopf berechnet werden (unter der Annahme, dass die Isotopensignaturen des Niederschlagswassers aus dem gleichen Jahr stammen). Jedoch ist nicht bei allen Untersuchungsstandorten ein jahreszeitlicher Trend erkennbar.

Für den Blautopf lässt sich festhalten:

- jahreszeitliche Variation von 0,51‰
- kurzfristige Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um maximal 0,3 ‰. Diese korrelieren jedoch nicht mit einzelnen Niederschlagsereignissen
- schwach ausgeprägter Jahresgang in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten
- die maximalen Werte der Ausgleichskurve treten im August 2002 auf, d. h. mit einer zeitlichen Verzögerung von ca. 2 Monaten verglichen mit dem Niederschlag

Die starke Dämpfung des ^{18}O -Signals der Niederschläge durch das Grundwasser und damit verbunden die geringe oder fehlende Ausprägung eines Jahresgangs (Abb. 2), ist mit nur geringen Unterschieden in allen untersuchten Einzugsgebieten festzustellen. Ähnliche Ergebnisse, die auf geringe Anteile an kurzfristigem Abfluss hinweisen, wurden bereits für den Oberjura-Aquifer der Frankenalb beschrieben (GLASER 1998: 83).

3.2.2 Tritium-Gehalt

Bei den Untersuchungen 1998-99 lagen die Tritium-Gehalte zwischen 11,9 und 25,9 TU. Damit lagen alle Werte im Bereich der damaligen Niederschlagswerte oder darüber. Wesentliche Anteile alten, d. h. tritiumfreien Grundwassers wurden hier ausgeschlossen. Bei den Untersuchungen 2002-03 lagen die Tritium-Gehalte zwischen <0,7 und 17,1 TU. Die Untersuchung von Proben verschiedener Monate erbrachte keine oder nur geringe Variationen beim Tritium-Gehalt (1,0 bis 3,6 TU).

Die wiederholten Tritiumuntersuchungen zeigen beim Blautopf einen Trend zu leicht ansteigenden Tritium-Gehalten (von etwa 10 auf 12 TU), was wegen des zeitlich begrenzten Untersuchungszeitraums aber nicht näher interpretiert werden kann. Die untersuchten Brunnen und Quellen können anhand der Tritiumwerte in 3 Gruppen unterteilt werden (vgl. MOSER & RAUERT 1980):

Gruppe 1: Tritium-Gehalte < 0,7 TU (d. h. < Nachweisgrenze)

Im Grundwasser des TB Donaustetten konnte kein Tritium festgestellt werden. Das Wasser ist folglich vor 1953 gebildet worden. Dies deckt sich mit den Ergebnissen von BERTLEFF (1986). Der Brunnen unterscheidet sich auch bei den ^{18}O -Werten von allen anderen Grundwasseraufschlüssen (s. o.).

Gruppe 2: Tritium-Gehalte geringer als in den zeitgleichen Niederschlägen

Hierzu gehören der TB Österberg und die Bohrung Warme Quelle bei Algershofen. Diese Grundwässer bestehen aus mindestens zwei Komponenten: einer jüngeren, Tritium führenden Komponente (Jungwasser, nach 1953 neu gebildet) und einer Komponente aus altem, vor 1953 gebildetem und daher tritiumfreiem Wasser.

Gruppe 3: Tritium-Gehalte im Bereich der zeitgleichen Niederschläge oder darüber

Hierzu gehören die übrigen untersuchten Brunnen und Quellen. Bei Annahme, dass hier lediglich eine Grundwasserkomponente vorliegt, können unter Verwendung des Exponentialmodells (EM) und einer Inputkurve (Tritium-Gehalte des Niederschlags in Steißlingen) MVZ von 2-6 Jahren bis 10-12 Jahren berechnet werden. Zu beachten ist dabei jedoch, dass hierunter völlig unterschiedliche Standorte von Brunnen und Quellen fallen, die sowohl bezüglich der hydraulischen Anbindung an das Karstwassersystem als auch bei der Alterszusammensetzung der Grundwässer große Unterschiede aufweisen (siehe dazu auch BAUER et. al. 2002). Zu dieser Gruppe gehören sowohl Quellen in geringer Entfernung zur kontinentalen Karstgrundwasserscheide (z.B. QF Weidmannstal bei Gomadingen) als auch Überlaufquellen des Tiefen Karsts (z.B. QF Glastal, Obere Fischerquelle, Kesselquelle) und einige Tiefbrunnen mit Zuflussbereichen in Tiefen von bis zu 200-300 m unter Gelände (z. B. TB Ringingen).

Für alle Brunnen- und Quellen der Gruppen 2 und 3 ist eine eindeutige Altersansprache allein anhand der Tritium-Gehalte nicht möglich, da nicht zwischen Einkomponenten und Mehrkomponenten-Mischwässern mit Beteiligung einer tritiumfreien Komponente unterschieden werden kann. Da detaillierte Angaben zur Altersstruktur angestrebt wurden, waren zusätzliche Bestimmungen weiterer Datierungstracer (^{85}Kr , SF_6) erforderlich, die in Kombination mit dem Tritium-Gehalt eine eindeutige Altersansprache ermöglichen.

3.2.3 SF_6 - und ^{85}Kr -Analysen

Die SF_6 -Gehalte der untersuchten Brunnen und Quellen liegen zwischen 0,1 und 1,9 fmol/l. Aufgrund der ansteigenden Inputfunktion weisen hohe SF_6 -Gehalte auf niedrige, geringe Gehalte dagegen auf hohe Grundwasserverweilzeiten hin. Alle untersuchten Grundwasserproben weisen SF_6 -Gehalte auf, die kleiner als die in aktuell gebildeten Grundwässern sind. Die Mehrzahl der Messungen lieferte SF_6 -Werte im Bereich zwischen 0,7 und 1,9 fmol/l, wobei die Messwerte durch Untersuchungen an verschiedenen Stichtagen insgesamt gut bestätigt werden konnten. Im Vergleich zu diesen Werten würde sich in einem aktuell neu gebildeten Grundwasser im Lösungsgleichgewicht mit dem aktuellen SF_6 -Gehalt der Atmosphäre ein SF_6 -Gehalt von 2,0 bis 2,2 fmol/l einstellen.

Unter Annahme eines Einkomponentenmodells können aus SF_6 -Daten größenordnungsmäßig Werte für die mittlere Grundwasserverweilzeit berechnet werden. Die hier nach dem EM bestimmten MVZ stellen aber Mindestwerte dar, da alleine anhand von SF_6 -Daten nicht ausgeschlossen werden kann, dass Mehrkomponenten-Mischwässer mit Beteiligung einer älteren, SF_6 -freien Komponente vorliegen. Die Analy-

senergebnisse erlauben eine Gliederung der untersuchten Brunnen und Quellen in drei Gruppen:

Gruppe 1: 0,1 bis 0,5 fmol/l; TB Gamerschwang, TB Rottenacker 2, TB Kehr

Hier handelt es sich entweder um ein altes Grundwasser oder es liegen zumindest große Anteile einer SF₆-freien Grundwasserkomponente vor (neugebildet vor 1968). Die MVZ betrage ca. 35-40 a.

Gruppe 2: >0,5 bis 1,0 fmol/l; TB Österberg, TB Ringingen, TB Zwiefaltendorf, Venturenquelle, TB Emeringen, TB Stundenstein

Mit einer MVZ von etwa 20 bis 50 a könnte hier eine relativ ausgeglichene Mischung von altem und jungem Grundwasser vorliegen.

Gruppe 3: >1,0 bis 1,9 fmol/l; TB Munderkingen 1, TB Umenlau, TB Allmendingen 3 und 5, Springequelle, Br. Anhausen

Die relativ hohen Werte deuten auf jüngere Grundwässer (MVZ 5 bis 20 a) bzw. einen kleinen Anteil einer SF₆-freien Komponente hin. Es kann hier aber auch eine sehr junge Komponente zu einer etwas älteren, ebenfalls SF₆-führenden Grundwasserkomponente zugemischt sein.

Die genaue Bestimmung der Mischungsverhältnisse kann in jedem Fall nur anhand des Vergleichs mit den Tritium- und ⁸⁵Kr-Messungen durchgeführt werden (s. u.).

Die ⁸⁵Kr-Gehalte der untersuchten Brunnen liegen zwischen ca. 10 und 70 dpm/ml Kr (dpm = desintegrations per minute). Aufgrund der steigenden ⁸⁵Kr-Gehalte in der Atmosphäre, die im Wesentlichen aus den Wiederaufbereitungsanlagen von Kernbrennstäben stammen, weisen hohe ⁸⁵Kr-Gehalte auf niedrige Grundwasserverweilzeiten, geringe Gehalte dagegen auf hohe Verweilzeiten hin. Ein aktuell aus Niederschlägen neu gebildetes Grundwasser weist einen ⁸⁵Kr-Gehalt von ca. 80 dpm/ml Kr auf. Den Messwerten entsprechend, lassen sich die Brunnen zu drei Gruppen zusammenfassen:

Gruppe 1: 10 bis 15 dpm/ml Kr; TB Kehr und TB Rottenacker 2

Die Gehalte sind sehr gering und zeigen damit alte Grundwässer bzw. einen hohen Anteil einer ⁸⁵Kr-freien Grundwasserkomponente an. Unter Annahme des Einkomponentensystems (EM) würde die Berechnung eine Mittlere Verweilzeit von ca. 50 Jahren liefern.

Gruppe 2: 30 bis 40 dpm/ml Kr; TB Zwiefaltendorf, TB Umenlau, TB Ringingen und TB Munderkingen 1

Die Gehalte liegen noch deutlich unter den für ganz junge Grundwässer geltenden Werten. Unter der stark vereinfachenden Annahme, dass es sich hier nicht um

Mischwässer handelt, kann nach dem EM eine MVZ in der Größenordnung von 10-30 Jahren berechnet werden. Hierzu können auch die Kesselquelle und die Obere Fischerquelle gezählt werden, die 1998-99 gemessen wurden.

Gruppe 3: 60 bis 70 dpm/ml Kr; TB Allmendingen 3 und 5

Für die TB Allmendingen 3 und 5 ergibt sich mit 67 dpm/ml Kr ein übereinstimmender, relativ hoher ^{85}Kr -Gehalt, der auf eine niedrige Mittlere Verweilzeit von ca. 4 Jahren (Exponentialmodell) oder auf eine Überhöhung des ^{85}Kr -Gehaltes durch verstärkten Gasaustausch zwischen Atmosphäre und dem zu den Brunnen strömenden Grundwasser hinweisen kann. Eindeutige Aussagen zur Grundwasseraltersstruktur und quantitative Angaben zum Mischungsverhältnis der Komponenten können auch hier nur in Kombination mit den Ergebnissen der anderen Methoden abgeleitet werden.

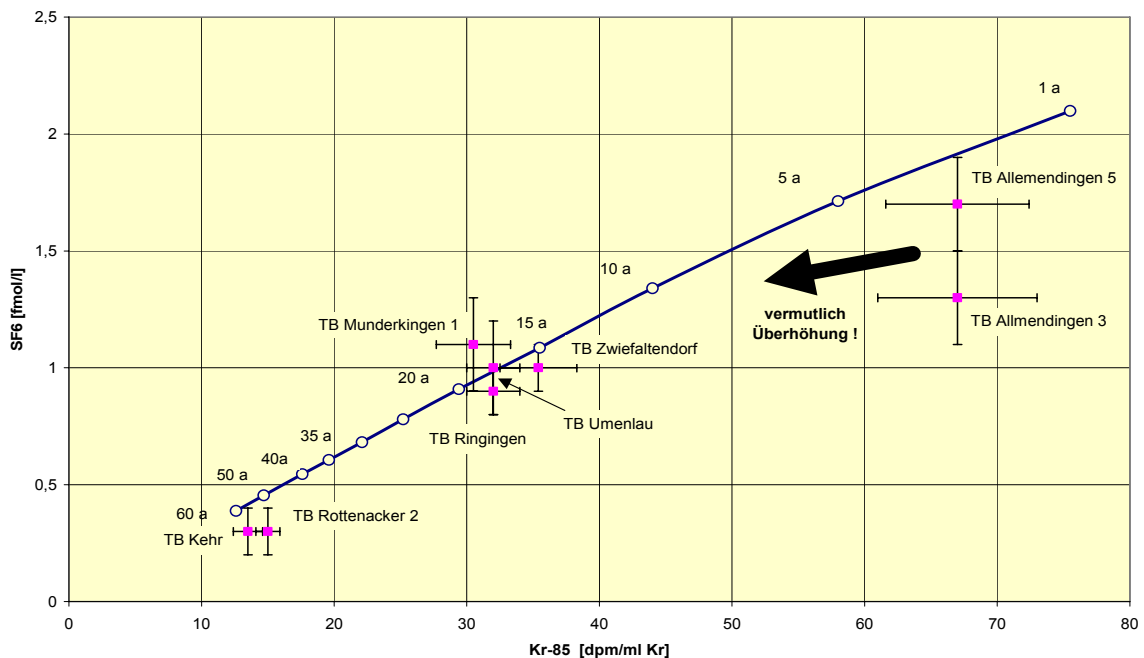


Abb. 3: Korrelation $\text{SF}_6/^{85}\text{Kr}$ für verschiedene MVZ (1, 5...60 a)

Die Lage der gemessenen SF_6 - und ^{85}Kr -Werte in Relation zur gerechneten Modellkurve für das EM zeigt überwiegend eine gute Übereinstimmung mit der Modellkurve (vgl. Abb. 3). Daraus folgt, dass die SF_6 - und ^{85}Kr -Daten kongruente Ergebnisse bei der Bestimmung der Altersstruktur liefern. Die Auswertung der Messungen zeigt ferner, dass für einige der Tiefbrunnen relativ hohe Grundwasserverweilzeiten anzunehmen sind, die in scheinbarem Gegensatz zu den Ergebnissen der Tritiumuntersuchungen stehen, nach denen diese Tiefbrunnen Tritium-Gehalte entsprechend der aktuellen Niederschläge aufweisen, was für eine geringe MVZ sprechen würde. Für die Brunnen mit einerseits unauffälligen Tritium-Gehalten (ca. 10-12 TU), andererseits jedoch vergleichsweise niedrigen SF_6 - und ^{85}Kr -Gehalten kann deshalb angenommen werden, dass es sich um Mehrkomponenten-Mischwässer mit Anteilen einer relativ alten Grundwasserkomponente handelt (tritium-, SF_6 - und ^{85}Kr -frei). Eine genaue Bestimmung von Grundwasseralter und Mischungsanteil der Komponenten kann daher nur über eine Modellierung erfolgen (s. u.).

3.2.4 Modellierung der Altersstruktur und Mittleren Verweilzeit

Der Blautopf entwässert wie zahlreiche andere Quellen und Brunnen der Schwäbischen Alb ein Einzugsgebiet, in dem der Grundwasserleiter von keinerlei Deckschichten überlagert wird. Hier ist demnach die Verwendung des Exponentialmodells (EM) naheliegend (vgl. Abb. 4). In einigen Fällen, es handelt sich dabei um Tiefbrunnen am Südrand der Alb, wo tertiäre Molasse den Oberjura überlagert, erscheint die Kombination des Exponentialmodells mit einem Piston-Flow-Modell (EPM) angebracht. Tatsächlich zeigen die PSM-Ganglinien ihr Maximum meist einige Jahre nach 1991, dem Zeitpunkt des Atrazinverbots. Diese zeitliche Verzögerung ist im Rahmen der Black-Box-Modelle nur mit einem Anteil eines Piston-Flow-Modells zu erklären. Diese Anteile sind aber in der Regel nur gering (SELG et al. 2005). Da auch Quellen ohne gering durchlässige Überdeckung im Einzugsgebiet diesen Effekt zeigen, wird deutlich, dass die genannten Modelle die wahren Verhältnisse nur in grober Näherung wiedergeben können. Bei der Altersmodellierung wurde daher vom einfachsten Fall (EM) ausgegangen.

Als notwendig erwies sich aber in verschiedenen Fällen die Berücksichtigung einer tritiumfreien Komponente $M(0)$. Nur so ließ sich bei den entsprechenden Brunnen und Quellen eine befriedigende Anpassung der Messdaten erreichen. Dies gilt auch für den Blautopf.

Für den Blautopf lagen die Tritium-Gehalte im Zeitraum 2002-03 mit 8,8-12,3 TU im Bereich der Gehalte der damaligen Niederschläge. Daraus lässt sich nach dem Exponentialmodell (EM) eine MVZ von wenigen Jahren ableiten. Unter Einbeziehung der älteren Tritiumdaten ergeben sich MVZ von 20-25 Jahren, wobei die aktuellen Daten nicht ausreichend angepasst werden konnten. Sie liegen deutlich zu niedrig. Daher wurde die Existenz einer tritiumfreien Komponente angenommen. Für unterschiedliche Anteile dieser Komponente wurden die MVZ berechnet und aus der von MULTIS ausgegebenen Fehlermatrix die optimale Kurvenanpassung ausgewählt, womit MVZ und $M(0)$ -Anteil bestimmt sind.

Die verwendeten Tritium-Daten sind in Abb. 6 zusammengestellt. Einen Ausschnitt aus der Fehlermatrix der Berechnung von MVZ und $M(0)$ -Anteil zeigt Tab. 3.

Die beste Anpassung aller Tritium-Werte wird mit einem EM, einer MVZ von 12-14 a und einem Anteil einer tritiumfreien Komponente von ca. 20-30 % erreicht (Abb. 6). Das Quellwasser des Blautopfs besteht somit überwiegend aus langfristigen Abfluss-Komponenten. Kurzfristige bzw. direkt abfließende Komponenten kommen dagegen nur untergeordnet vor (vgl. Kap. 3.2.1).

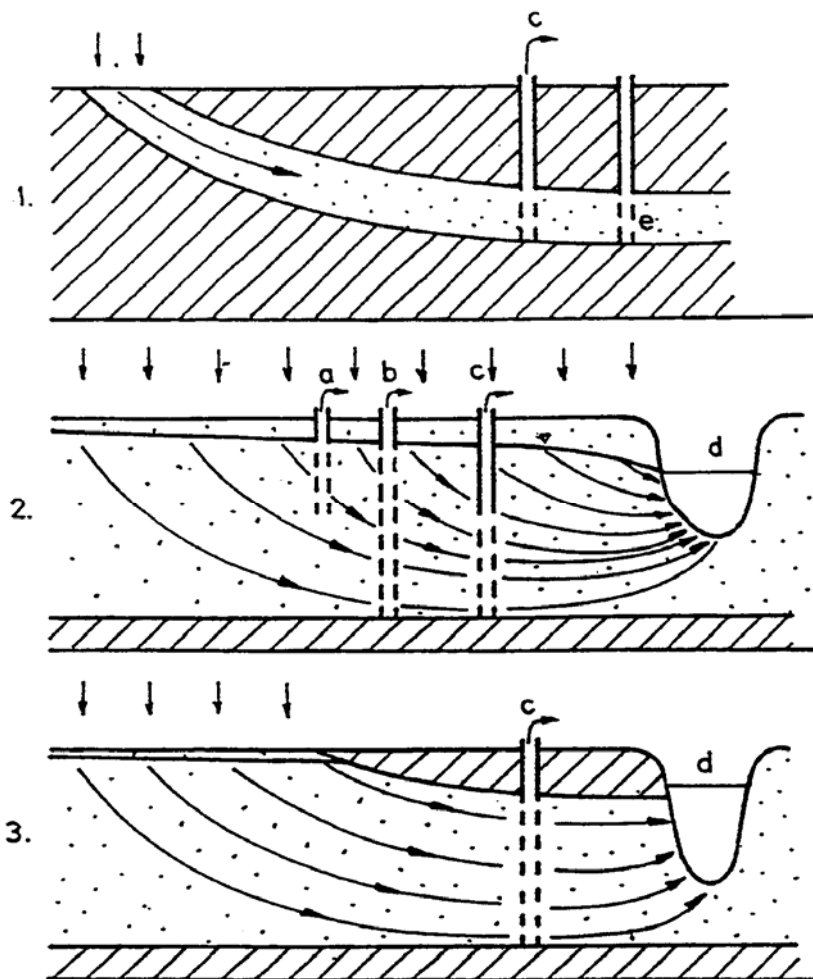


Abb. 4:
Schematische Schnitte durch Brunneneinzugsgebiete
(aus MALOSZEWSKI & ZUBER 1996)

1. Piston-Flow-Modell; die Neubildung im Einzugsgebiet erfolgt annähernd punktuell auf relativ kleiner Teilfläche und strömt von hier zum Förderbrunnen, ohne Zumischung weiterer Grundwasserkomponenten
2. Exponentialmodell; im gesamten Einzugsgebiet wird Grundwasser neu gebildet und strömt zum Förderbrunnen; der Brunnen erhält auch Zuflussanteile aus dem unmittelbar benachbarten Brunnenumfeld; das EM gilt streng genommen nur für vollkommene Brunnen
3. In Serie geschaltetes Exponential-/Piston-Flow-Modell; die Grundwasserneubildung erfolgt auf relativ großer Einzugsgebietsfläche, der Grundwasserstrom taucht jedoch in Brunnennähe unter einer Überdeckung ab. Unter der Überdeckung erfolgt keine weitere Zumischung von lokal neu gebildetem Grundwasser mehr. Das im Aquifer unter der Überdeckung abströmende Grundwasser unterliegt nur noch einer Alterung; die sich bis hier nach dem Exponentialmodell ergebende Altersverteilung wird im weiteren modelltechnisch nach dem Piston-Flow-Modell behandelt

Tab. 3:

Ausschnitt aus der von MULTIS ausgegebenen Fehlermatrix (mittlere quadratische Abweichung in TU) bei der Berechnung der MVZ unter Annahme unterschiedlicher Anteile einer tritiumfreien Komponente. Die geprüften Varianten umfassten MVZ bis 250 a und $M(0)$ von 0 bis 95 %.

MVZ [a]	Anteil tritiumfreie Komponente $M(0)$ [%]						
	5	10	15	20	25	30	35
8	63	53	44	34	24	16	9,6
10	52	43	34	24	15	7,9	8,4
12	41	32	23	15	7,2	6,8	14
14	30	22	14	7,3	6,9	13	21
16	21	13	7,8	7,9	14	24	28
18	13	8,7	9,3	14	21	27	35
20	9,7	11	15	21	27	34	40

Bei kombinierter Auswertung der Tritiumdaten mit den SF_6 - bzw. ^{85}Kr -Analysen kann die Bestimmung der Jungwasserkomponente (Anteil und MVZ) anhand des so genannten Harfendiagramms durchgeführt werden (Abb. 5). Dies erfolgte an einer Reihe von Tiefbrunnen und Quellen. Dabei werden auf der Basis des Exponentialmodells die zu erwartenden Konzentrationen beider Datierungstracer für verschiedene Verweilzeiten von 1 bis 200 Jahren berechnet. Die berechneten Werte werden im Diagramm gegeneinander aufgetragen und die Punkte zu einem Linienzug verbunden. Ein tritiumfreies und SF_6 - bzw. ^{85}Kr -freies Grundwasser liegt auf dem Nullpunkt des Diagramms. Die Linien zwischen dem Nullpunkt und den o. g. Werten für die berechneten Mittleren Verweilzeiten stellen Mischungslinien dar. Je näher ein gemessener Wert zum Ursprung des Diagramms liegt, umso höher ist der Anteil an Tritium- und SF_6 -freiem Grundwasser. Mit der Harfe lassen sich damit die Anteile und Verweilzeiten der Jungwasserkomponente in einem Zweikomponentenmischsystem graphisch bestimmen.

Auch die Modellierung für alle anderen, hier nicht im Einzelnen dargestellten Quellen und Brunnen zeigen geringe Anteile kurzfristigen Karstwassers und eine für Karstverhältnisse hohe MVZ, sowie z. T. noch Anteile alten Grundwassers. Die geringsten MVZ und die höchsten Anteile einer schnellen Abflusskomponente finden sich in den kleinen Einzugsgebieten, im Seichten Karst und nahe der Karstwasserscheide Rhein/Donau. Die Zumischung einer alten, tritiumfreien Komponente ist dagegen in einem Streifen entlang der Donau festzustellen. Dies entspricht zwar den Erwartungen (vgl. VILLINGER 1977 u. a.), unerwartet ist aber die Tatsache der hohen MVZ des Grundwassers im Untergrund eines durch Karstphänomene geprägten Aquifers.

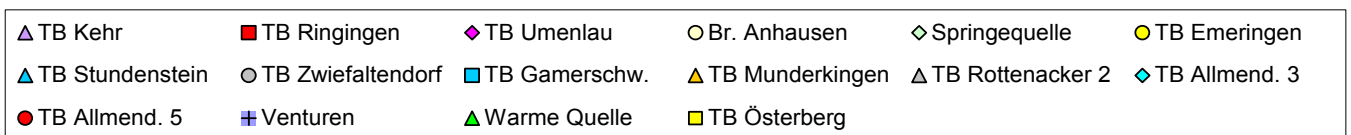
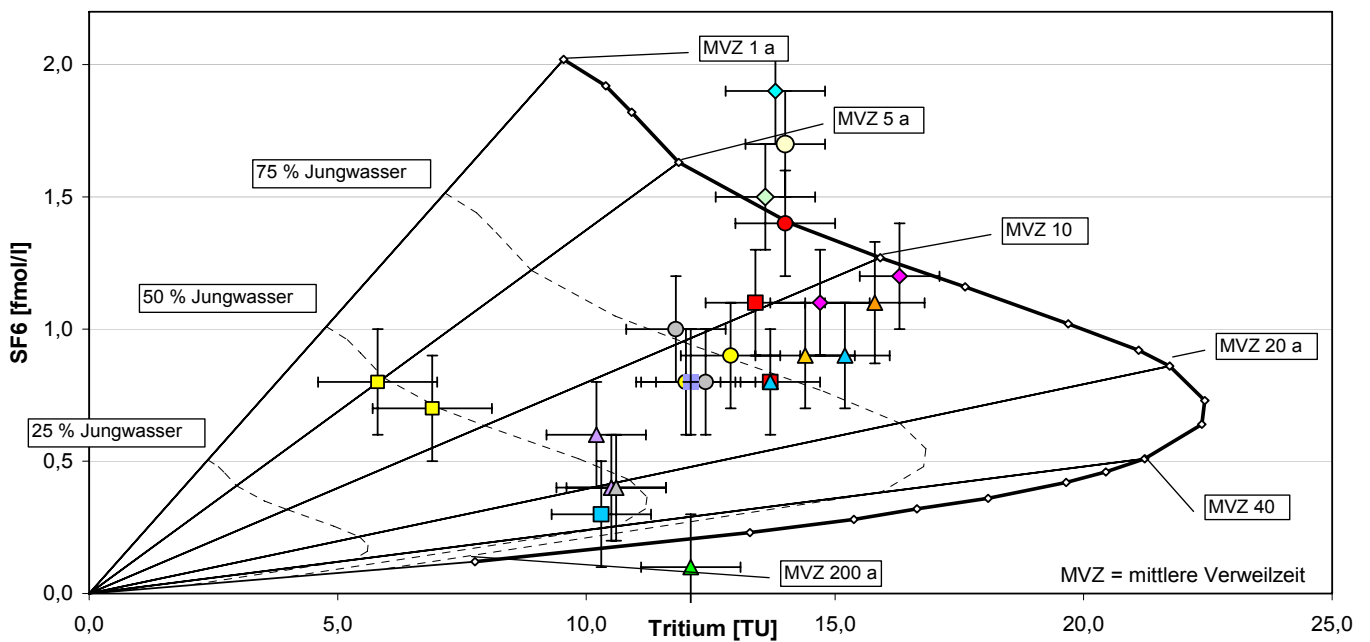
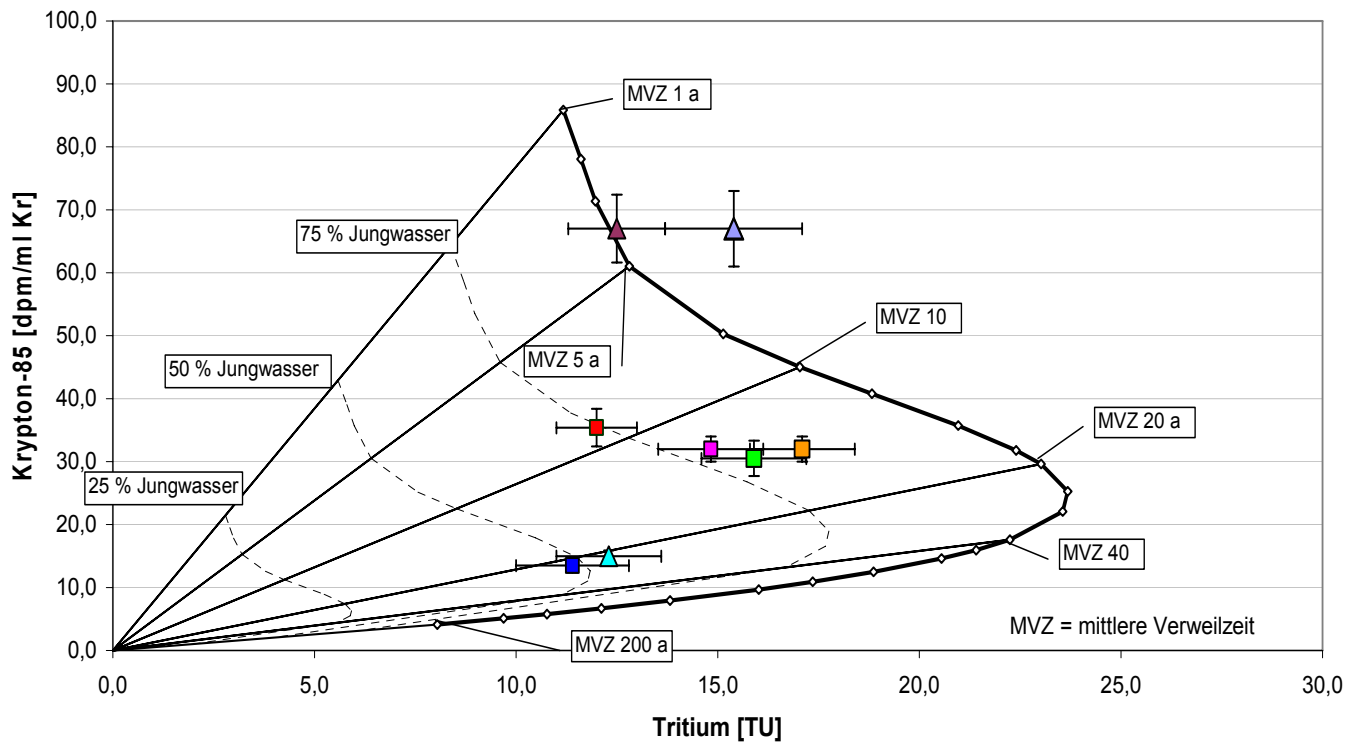
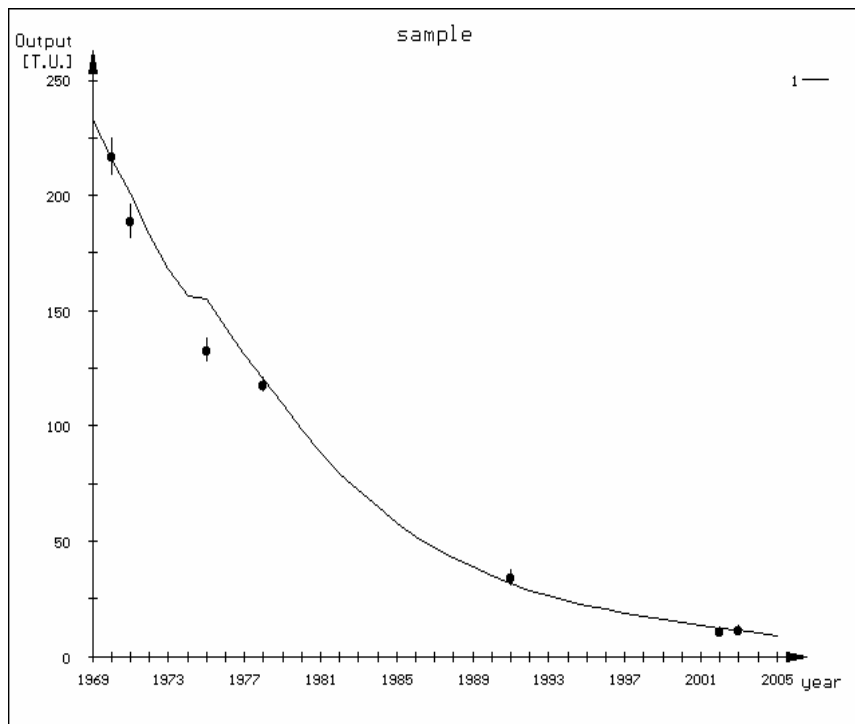


Abb. 5:
 Berechnung von Mittleren Verweilzeiten und Anteilen alten Grundwassers
 mittels Korrelation von Tritiumdaten mit SF₆- bzw. ⁸⁵Kr-Daten



Datum	Tritium [TU]
01.11.68	247,0
15.04.70	217,0
20.09.71	189,0
15.10.75	133,0
15.09.78	118,5 ± 2,9
23.09.91	34,2
21.02.02	11,5 ± 1,2
22.03.02	8,8 ± 1,1
12.04.02	10,8 ± 1,2
17.05.02	11,4 ± 1,0
21.06.02	10,4 ± 0,8
19.07.02	11,1 ± 1,1
10.08.02	10,7 ± 0,9
11.09.02	11,7 ± 1,2
15.11.02	10,8 ± 1,6
16.12.02	12,3 ± 0,9
10.01.03	11,5 ± 1,1
05.02.03	11,8 ± 0,9

Abb. 6:
 Blautopf, Zweikomponentenmodell EM/M(0); optimale Anpassung
 mit MVZ = 13 a, Anteil M(0) = 20 %

3.3 Interpretation

Das im Blautopf austretende Grundwasser bzw. sein 165 km² großes Einzugsgebiet unterscheidet sich bezüglich Altersstruktur und MVZ nicht grundsätzlich von den zahlreichen anderen untersuchten Quellen und Brunnen des Oberjura-Aquifers der Schwäbischen Alb. Die für Karstverhältnisse unerwartet hohen MVZ weisen darauf hin, dass die Karstwegsamkeiten nicht den relevanten Grundwasserspeicher darstellen, sondern nur für ein schnelles Abfließen des aus dem Kluftspeicher austretenden Grundwassers verantwortlich sind. Dies steht scheinbar im Gegensatz zu zahlreichen Markierungsversuchen auf der Schwäbischen Alb, die alle schnelle Fließverbindungen von der Oberfläche zu den Quellen und Brunnen nachgewiesen haben. Hierbei ist aber zu berücksichtigen, dass diese in aller Regel in Dolinen als Eingabestellen erfolgten. Der Wiederaustritt mit durchschnittlich etwa 100 m/h maximaler Abstandsgeschwindigkeit in den Karstquellen zeigt, dass die Versuche direkte Karstverbindung als Fließwege genutzt haben. Die so ermittelten Fließgeschwindigkeiten stehen in krassem Gegensatz zu den isopenhydrologisch bestimmten MVZ.

Eine weitere Bestätigung hoher MVZ und damit der großen Bedeutung des Kluftsystems erbrachten die PSM-Untersuchungen. Pflanzenschutzmittel werden wie die an den Niederschlag gebunden Isotopen-Tracer flächig in das Grundwasser eingebracht (im Gegensatz zum klassischen Markierungsversuch). Der zwar rückläufige, aber immer noch anhaltende Austrag des 1991 verbotenen Atrazins in zahlreichen Quellen und Tiefbrunnen mit hoher MVZ stützt die Ergebnisse der isopenhydrologischen Untersuchungen. Die ebenfalls flächenhaft erfolgende Grundwassererneubildung

Tab. 4:

Zusammenstellung der Ergebnisse der Altersmodellierung (in Klammer Wert für beste Anpassung);
EM = Exponentialmodell, M(0) = tritiumfreie Komponente

BRUNNEN und QUELLEN	Berechnung Altersstruktur	Anteil tritiumfrei [%]	MVZ der Jungwasserkomponente [a]	Bemerkung
TB Österberg	EM//M(0)	50-75(65)	5-15(13)	*
TB Umenlau	EM//M(0)	10	15	
TB Munderkingen 1	EM//M(0)	15-20 (21)	14-18 (18)	
TB Ringingen	EM//M(0)	20-30 (30)	12-15 (15)	
TB Kehr	EM//M(0)	40-50 (54)	24-28 (26)	*
TB Zwiefaltendorf	EM//M(0)	25-30 (28)	12-16 (12)	
TB Allmendingen 3 und 5	EM//EM	0	Komp. 1: ca.1-2 Komp. 2: ca.18-21	Komp. 1: ca. 30-50 % Komp. 2: ca. 50-70 %
TB Rottenacker 1	EM//M(0)	40-50	25-35	zusätzliche Bestimmung von SF ₆ bzw. ⁸⁵ Kr notwendig
TB Rottenacker 2	EM//M(0)	40	35	*
TB Emeringen	EM//M(0)	15-20	17	
Br. Anhausen	EM	0	max. 12	
Springequelle	EM	0	6-7	
TB Gamerschwang	EM//M(0)	35	25-30 (25)	
Venturequelle	EM//M(0)	40-50 (40)	25-35 (30)	
Bohrung Warme Qu.	EM//M(0)	50-70 (60)	6-25 (15)	Alterstruktur nicht eindeutig bestimmbar; SF ₆ -Gehalt durch Entgasung verm. verfälscht
Urspringtopf	EM	0	< 5	zusätzliche Bestimmung von SF ₆ bzw. ⁸⁵ Kr notwendig
TB Stundenstein	EM//M(0)	20-25 (25)	12-15 (15)	
TB Donaustetten		100		keine Tritiumgehalte nachgewiesen; Grundwasser wurde vor 1953 gebildet
Biberquelle	EM	0	12	
Kesselquelle	EM	0	14	überhöhter ⁸⁵ Kr-wert; Berechnungen auf Basis der gemessenen Tritiumgehalte
Blautopf	EM//M(0)	20-30	13	
Zwiefalter Achquelle	EM	0	13	
Obere Fischerquelle	EM	0	10	
QF Glastal	EM	0	9	
QF Weidmannstal	EM	0	< 3	
QF Sichelbronnäcker	EM	0	2-4	
QF Grafenecker See	EM	0	2-6	
Häringsquelle	EM	0	ca. 10	
Läuterlequelle	EM	0	5-8	
Ermsursprung	EM	0	5-10	
Bodenloser Brunnen	EM	0	5-10	
Lauterursprung	EM	0	>5	
Echazquelle	EM	0	2-8	
Neubrunnen	EM	0	ca. 6	
Br. Kohlplatte	EM	0	ca. 12	

* keine optimale Modellierung der älteren Tritium-Werte möglich; vermutlich Änderung der Alterstruktur durch die Grundwasserförderung.

tangiert demzufolge primär das Kluftsystem und nicht die Karstgerinne. Diese tragen nur untergeordnet zum Grundwasserumsatz bei wie ^{18}O -Zeitreihen und neuere Untersuchungen zur Kurzzeitdynamik der Blautopfschüttung zeigen (SELG et al. 2006).

Der Anteil alten Grundwassers (Neubildung vor 1953), der für verschiedene Grundwasseraufschlüsse ermittelt wurde (vgl. Tab. 4), wird üblicherweise dem Einfluss des südlich der Donau beginnenden (sub-)thermalen Karstsystems zugeschrieben, das z. gr. T. pleistozäne Wässer enthält (BERTLEFF 1986, PRESTEL 1990). Für viele der Quellen und Tiefbrunnen in der Nähe der Donau erscheint dieser Mechanismus plausibel. Für den Blautopf (und einige andere Grundwasseraufschlüsse) kann diese Erklärung nicht herangezogen werden, da sein Einzugsgebiet zu weit nördlich der Donau und damit weit im Oberstrom des Molassebeckens liegt. Die hohe MVZ und die alte Grundwasserkomponente müssen daher vor Ort entstehen. Sie können nicht durch einen Zustrom, in diesem Fall aus dem Molassebecken, erklärt werden.

Vermutlich bildet das Kluftsystem keinen einheitlichen oder quasihomogenen Speicherraum und damit kein Kontinuum, sondern vielmehr eine Summe von Einzelspeichern, deren hydraulische Kommunikation mehr oder weniger stark beschränkt ist. Die zugehörigen unterschiedlichen Durchlässigkeiten können teilweise so gering sein, dass entsprechend hohe Grundwasseralter bzw. MVZ daraus resultieren. Wenn dies für den Blautopf gilt, muss man aber davon ausgehen, dass auch in anderen Einzugsgebieten ein entsprechender Mechanismus wirksam ist.

4 Diskussion

Nach SELG et al. (2006) spielen kurzfristig abfließende Grundwasserkomponenten eine nur untergeordnete Rolle im Abflussgeschehen des Blautopfs. Mit der gefundenen Altersstruktur lässt sich das nachvollziehen. Bei einer MVZ von 13 a und einem Anteil $M(0) = 20\%$ kann für beliebige Intervalle berechnet werden, wie hoch der Anteil an Grundwasser ist, das älter als das entsprechende Zeitintervall ist. In Tab. 5 sind für einige Intervalle die zugehörigen Anteile zusammengestellt.

Danach liegt der Anteil des Direktabflusses, bezogen auf den Gesamtabfluss, in der Größenordnung unter 1 %. Dies passt zu der Abschätzung des Direktabfluss-Anteils von 8 % bei einem Ereignis (über die $\delta^{18}\text{O}$ -Ganglinie, vgl. Kap. 3.2.1. In allen Fällen wird der wesentliche Anteil des langfristigen Grundwassers deutlich.

Tab. 5:

Verweilzeiten und Anteile der entsprechenden Grundwasserkomponenten im Abfluss des Blautopfs, berechnet nach einem Exponentialmodell und Parallelschaltung einer tritiumfreien Komponente (MVZ = 13 a, M(0) = 20 %).

Verweilzeit	Anteil [%]
1 d	0,02
10 d	0,17
50 d	0,84
100 d	1,67
1 a	5,92
5 a	25,54
10 a	42,93
20 a	62,82
30 a	72,04
40 a	76,31
50 a	78,29

Wasserwirtschaftlich haben diese Ergebnisse zwei unterschiedliche Aspekte. Grundwasserverunreinigungen schlagen sich nicht unbedingt sehr schnell in den Wasserfassungen nieder, es sei denn, sie erfolgen in unmittelbarer Nachbarschaft zu einer Karststruktur. Entsprechend dem geringen Anteil der Verkarstung an der effektiven Porosität ist die Wahrscheinlichkeit groß, dass insbesondere bei flächenhaften Einträgen primär das Kluftsystem betroffen wird. In diesem Fall bietet die hohe MVZ ausreichend Zeit für Abbau, Retardation, Dispersion und andere Prozesse, die eine Schadstoffkonzentration sukzessive herabsetzen. Werden allerdings inerte Stoffe eingetragen, hält die Verunreinigung lange an und klingt auch nach Ende des Eintrags nur sehr langsam ab. Sanierungsmöglichkeiten bestehen wegen des hohen Grundwasserflurabstands und der großen Inhomogenität des Grundwasserleiters realistischweise keine.

DANK

Die Autoren danken den Dres. Lorenz Eichinger, Jürgen Heinz und Christian Mair (alle Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen) für die gute Zusammenarbeit im Projekt „Pflanzenschutzmittel im Kluft- und Karstgrundwasserleiter Oberjura“.

Dr. Harald Oster (Spurenstofflabor Oster, Wachenheim) danken wir für die stete Unterstützung bei allen Fragen in Sachen Schwefelhexafluorid und anderen Spurenstoffen.

5 Literaturverzeichnis

BAUER, M., SELG, M. & EICHINGER, L. (2002): Pflanzenschutzmittel im Kluft- und Karstgrundwasser des Oberjura - Bereich Lkr. Reutlingen.- Abh. Landesamt f. Geol., Rohst. u. Bergbau B.-W., **15**, 149-221, 39 Abb., 10 Tab., Freiburg i. Br.

BERTLEFF, B. (1986): Das Strömungssystem der Grundwässer im Malm-Karst des West-Teils des süddeutschen Molassebeckens. - Abh. geol. Landesamt B.-W., **12**, 1-271, 64 Abb., 15 Tab., 8 Anl.; Freiburg i. Br.

BUSENBERG, E. & PLUMMER, L.N. (2000): Dating young groundwater with sulfur hexafluorid: Natural and anthropogenic sources of sulfur hexafluoride. - Water Resources Research, **36/10**, 3011-3030.

CLARK, I. D. & FRITZ, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology.- 328 S., Lewis Publishers, Boca Raton, New York.

DREYBRODT, W. (1988): Processes in Karst Systems.- 288 S., zahlr. Abb. u. Tab., Springer (Berlin usw.).

DVWK (1995): Speicher-Durchfluß-Modelle zur Bewertung des Stoffein- und Stoffaustrags in unterschiedlichen Grundwasser-Zirkulationssystemen. - DVWK Fachauschuß "Grundwassererkundung", 118 S., 47 Beil., 11 Tab.; Bonn.

FORD, D. C. & WILLIAMS, P. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology.- 601 S., Unwin (London).

GEYH, M. A. & GROSCHOPF, P. (1978): Isotopenphysikalische Studie zur Karsthydrogeologie der Schwäbischen Alb.- Abh. geol. Landesamt B.-W., **8**, 7-58, 9 Abb., 5 Tab., Freiburg.

GEYH, M. A., GROSCHOPF, P. & SCHLOZ, W. (1984): Hydrogeologische Studie mit radioaktiven und stabilen Umweltisotopen an Karstgrundwässern der östlichen Schwäbischen Alb und des Donauriedes.- LW-Schriftenreihe, **4**, 35-40, 4 Abb., 2 Tab., Stuttgart.

GLASER, S. (1998): Der Grundwasserhaushalt in verschiedenen Faziesbereichen des Malms der Südlichen und Mittleren Frankenalb.- GSF-Bericht, **2/98**, 1-135, 31 Abb., 12 Tab., München.

GLASER, S. (1999): Grundwasserverweilzeiten und Grundwasserbeschaffenheit im Karst der Südlichen Frankenalb.- GSF-Bericht, **4/99**, 67-74, 3 Abb., München.

HGK Ostalb: s. HYDROGEOLOGISCHE KARTE VON BADEN-WÜRTTEMBERG (2002)

HYDROGEOLOGISCHE KARTE VON BADEN-WÜRTTEMBERG (2002): Ostalb.- 131. S., 23 Abb., 20 Tab., 5 Anlagen, 10 Karten, Freiburg/Karlsruhe.

LANG, U. (1995): Simulation regionaler Strömungs- und Transportvorgänge in Karst-aquiferen mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes: Methodenentwicklung und Parameteridentifikation.- Mitt. Inst. f. Wasserbau, Univ. Stuttgart, **85**, 180 S., Stuttgart.

MALOSZEWSKI, P. & ZUBER, A. (1996): Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data.- IAEA-TECDOC-910, 51 S., zahlreiche Abb., Anhang; Wien.

MOHRLOK, U. (1996): Parameter-Identifikation in Doppel-Kontinuum-Modellen am Beispiel von Karstaquiferen.- Tüb. Geowiss. Arb., **C 31**, 125 S., 69 Abb., 20 Tab.; Tübingen.

MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. - 400 S., 227 Abb., 32 Tab.; Berlin, Stuttgart (Gebr. Borntraeger).

PRESTEL, R. (1990): Untersuchungen zur Diagenese von Malm-Karbonatgesteinen und Entwicklung des Malm-Grundwassers im süddeutschen Molassebecken.- Diss. Univ. Stuttgart, 217 S., 80 Abb., 32 Tab.

RENNER, S. (1996): Wärmetransport in Einzelklüften und Kluftaquiferen – Untersuchungen und Modellrechnungen am Beispiel eines Karstaquifers.- Tüb. Geowiss. Arb., **C30**, 89 S., 80 Abb., 1 Tab., Tübingen.

RICHTER, J. & SZYMCZAK, P. (1992): MULTIS, ein Computerprogramm zur Auswertung isotopehydrologischer Daten auf der Grundlage gekoppelter konzeptioneller Boxmodelle. - Bergakademie Freiberg, Lehrstuhl für Hydrogeologie.

SAUTER, M. (1992): Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW.Germany). - Tüb. geowiss. Arb., **C 13**, 150 S., 82 Abb., 19 Tab.; Tübingen.

SAUTER, M. (1995): Die Rolle des Epikarsts für den Stofftransport durch Karstgrundwasserleiter – Quantifizierung des Eintrags und numerische Modellierung.- Z. dt. geol. Ges.; **146**, 263-273, 10 Abb.; Hannover.

SELG, M., BAUER, M., HEINZ, J. & MAIR, C. (2005): Die Altersstruktur des Kluft- und Karstgrundwassers im Oberjura der Schwäbischen Alb und ihre Bedeutung für den anhaltenden Atrazinaustrag.- Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **95/1**, 1-45, 23 Abb., 4 Tab., Freiburg.

SELG, M., SCHOPPER, M. & STRAUB, R. (2006): Kurzzeitdynamik und Direktabfluss des Blautopfs (Oberjura-Karst Süddeutschlands).- dieser Band

SEILER, K.-P., PFAFF, T. & BEHRENS, H. (1987): Ergebnisse von Karstgrundwasseruntersuchungen im Malm der Südlichen Frankenalb.- Z. dt. geol. Ges., **138/2**, 377-386, 4 Abb., Hannover.

STRAYLE, G. (1970): Karsthydrologische Untersuchungen auf der Ebinger Alb (Schwäbischer Jura). - Jh. geol. Landesamt B.-W., **12**, 109-206, 29 Abb.; Freiburg i. Br.

TEUTSCH, G. (1988): Grundwassermodelle im Karst: Praktische Ansätze am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Tiefen und Seichten Malmkarst der Schwäbischen Alb. - Diss. Univ. Tübingen; 205 S., zahlr. Abb. und Tab., Anhang.

VILLINGER, E. (1972): Seichter Karst und Tiefer Karst in der Schwäbischen Alb.- Geol. Jb., **C 2**, 153-188, 9 Abb.; Hannover.

VILLINGER, E. (1977): Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (Oberer Jura, SW-Deutschland). - Geol. Jb., **C 18**, 3-93, 9 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Hannover.

VILLINGER, E. (1997): Der Oberjura-Aquifer der Schwäbischen Alb und des baden-württembergischen Molassebeckens (SW-Deutschland).- TGA, **C 34**, 77-108, 11 Abb., 1 Tab., Tübingen.

WEIDENBACH, F. (1954): Über einige Wasserbohrungen im Jura - Ein Beitrag zum Karstwasserproblem der Schwäbischen Alb. - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., **NF 36**, 54-73, 2 Abb.; Stuttgart.

WELDER, W. (1991): Verkarstungserscheinungen des oberen Weißen Juras in Bohrungen entlang der Donau (Riedlingen – Donauried).- Dipl.-Arbeit Univ. Tübingen, 117, S., zahlreiche Abb., Anhang.

Kurzzeitdynamik und Direktabfluss des Blautopfs (Oberjura-Karst, Süddeutschland)

Matthias Selg, Michael Schopper & Rainer Straub

Hydrogeologie, Karst, Oberjura, Schwäbische Alb, Schüttungsdynamik

K u r z f a s s u n g : Der Blautopf ist eine der größten Quellen des Oberjura-Aquifers in Süddeutschland. Sein gut abgegrenztes Einzugsgebiet (ca. 165 km²) wird nur vom Blautopf selbst entwässert; die Grundwasserneubildung ist auf die lokalen Niederschläge beschränkt. Als typische Karstquelle zeigt der Blautopf die bekannten Reaktionen auf Neubildungsereignisse: schnelle Schüttungszunahme und Trübung. Schüttungsereignisse spiegeln die Neubildung wider und der Abfluss besteht dann sowohl aus Ereignis-Wasser als auch Vorereignis-Wasser. Mit der Messung verschiedener Parameter (Leitfähigkeit, Temperatur, Trübung, Wasserspiegel und Schüttung) über längere Zeit und mit hoher Auflösung (20 min) wurden verschiedene Ereignisse bestimmt und analysiert. Es wurde festgestellt, dass auch bei Schüttungsereignissen Vorereignis-Wasser überwiegt. Ereignis-Wasser mit Aufenthaltszeiten im Untergrund in der Größenordnung von Tagen kann mit bis etwa 5 – 10 % zum Ereignis-Abfluss beitragen. Ein nicht zu vernachlässigender Anteil der Schüttung bei einem Ereignis besteht aus Vorereignis-Wasser, das in der vadosen Zone gespeichert war und durch die einsickernde Neubildung zum Abfluss gebracht wurde.

[Short time dynamics and direct runoff of the Blautopf spring (Upper Jurassic karst, Southern Germany)]

A b s t r a c t : The Blautopf is one of the most prominent springs of the Upper Jurassic aquifer in Southern Germany. Its well defined catchment area (about 165 km²) is solely drained by the Blautopf itself and recharge is restricted to local rainfall. As a typical karst spring the Blautopf shows the well known reactions to recharge events like quickly rising runoff and increasing turbidity. Discharge events reflect recharge and runoff is a mixture of both event and pre-event water. Measuring several parameters (conductivity, temperature, turbidity, water level and discharge) for a long period of time (15 months) with a high resolution (20 min) a couple of events were detected and analysed. It is found that even during runoff events pre-event groundwater is dominating. Event water with transition times in the order of days might contribute with up to 5 -10 % to the event runoff but not more. A considerable part of the event discharge consists of pre-event groundwater released from the vadose zone due to the pressure of the infiltrating recharge.

Anschriften der Autoren: Dr. Matthias Selg, Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Albertstr. 5, D-79104 Freiburg; Dipl.-Ing. Michael Schopper, Projektleiter ARGE Blautopf, Fleckenweinberg 20, D-70192 Stuttgart; Dipl.-Ing. (FH) Rainer Straub, Mitglied ARGE Blautopf und Referent für Höhlentauchen im VdHK, Uhuweg 7, D-70794 Stuttgart

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung.....	47
2 Messtechnik.....	48
2.1 Beschreibung des Datenloggers	48
2.2 Installation.....	51
2.3 Betrieb	51
2.4 Korrelation mit Abflussmessungen.....	52
3 Ergebnisse.....	53
3.1 Beschreibung der Ganglinien.....	53
3.2 Ereignisanalyse.....	58
3.2.1 Die Winterereignisse	58
3.2.2 Die Sommerereignisse	62
3.3 Interpretation.....	63
3.4 Quantifizierung des Direktabflusses.....	64
4 Diskussion	67
5 Literaturverzeichnis	70

1 Einleitung

Der Oberjura der Schwäbischen Alb ist ein Kluft- und Karstgrundwasserleiter. Nach dem Aachtopf ist der Blautopf die zweitstärkste Quelle, die im Oberjura entspringt ($MQ = 2,4 \text{ m}^3/\text{s}$). Sein Einzugsgebiet auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb ist durch zahlreiche Markierungsversuche gut abgegrenzt. Seine Größe beträgt nach gegenwärtigem Kenntnisstand 165 km^2 . Es ist eines der größten Quelleinzugsgebiete dieses Aquifers und wird nahezu vollständig durch den Blautopf entwässert. Der Blautopf ist das Ende eines Höhlensystems, das durch Höhlentaucher (Jochen Hasenmayer, Mitglieder der ARGE Blautopf) derzeit auf $1,8 \text{ km}$ Länge erkundet ist. VILLINGER (1978) hat sich eingehend mit der Hydrogeologie des Blautopfs befasst (s. auch BAUER & SELG 2006).

Die Schüttung der Quelle zeigt die karsttypischen Phänomene, große Schüttungsschwankungen, rasche Reaktion auf Niederschläge und Eintrübungen bei zunehmender Schüttung. Die Markierungsversuche ergeben in aller Regel, sowohl im Einzugsgebiet des Blautopfs wie auch im gesamten Oberjura-Aquifer, hohe Abstandsgeschwindigkeiten (im Mittel ca. 100 m/h für die max. Abstandsgeschwindigkeit). Sie scheinen damit zusammen mit der Schüttungsdynamik geringe Verweilzeiten des Grundwassers im Untergrund zu belegen.

Diese Versuche haben durchweg gut durchlässige Strukturen, meist Dolinen, als Eingabestellen genutzt. Mit großer Häufigkeit wurden damit direkte Verbindungen zu den Austrittsstellen getroffen. Repräsentativ für das Gesamtsystem sind sie nicht, weil die Klüfte nicht oder nur wenig tangiert werden. Schon erste isotopenhydrologische Studien haben gezeigt, dass die Mittleren Verweilzeiten einige Jahre oder mehr betragen können (GEYH & GROSCOPF 1978, GEYH et al. 1984, BERTLEFF 1986). Von SAUTER (1992, 1995) wurde an der Gallusquelle erstmals versucht, die Alterstruktur des Grundwassers im Oberjura auch unter Berücksichtigung der Schüttungsdynamik näher aufzuklären. Die Daten von SAUTER (1992) hat RENNER (1996) mit einem numerischen Ansatz reinterpretiert.

Der bis heute anhaltende Austrag von Atrazin, einem Pestizid das 1991 verboten wurde, war Anlass mit vergleichbaren Untersuchungskonzepten großflächig diese Fragestellung weiterzuverfolgen (BAUER et al. 2002, SELG et al. 2005). Dabei stand aber der langfristige Abflussanteil im Vordergrund. Die Trennung in einzelne Abflusskomponenten (kurzfristiges und langfristiges Karstgrundwasser, s. VILLINGER 1978) erfolgte bei diesen Arbeiten mit einem Methodenpaket, das in der Literatur beschrieben ist (vgl. FORD & WILLIAMS 1989). Gemessen werden Schüttungsraten, Wasserspiegelhöhen, Trübung, Temperatur und elektrische Leitfähigkeit. Diese Parameter können automatisiert und in nahezu beliebiger zeitlicher Auflösung erfasst werden.

Neben langfristigen Messreihen ist insbesondere die Analyse von Schüttungsereignissen aufschlussreich. Dabei ist es erforderlich, möglichst kurze Messintervalle zu erreichen. Dies wurde mit der Installation eines Datenloggers erreicht, der von Ende Mai 2004 bis Anfang September 2005 betrieben wurde.

Die Auswertung der gewonnenen Daten erfolgt im Hinblick auf die Abtrennung des Direktabflusses im Blautopf. Dabei wird die von anderen Autoren (SAUTER 1992,

1995; RENNER 1996) postulierte Bedeutung des Epikarsts kritisch beleuchtet. Dies erfolgt aber nicht ohne Berücksichtigung langfristiger Speicherprozesse (s. auch BAUER & SELG 2006).

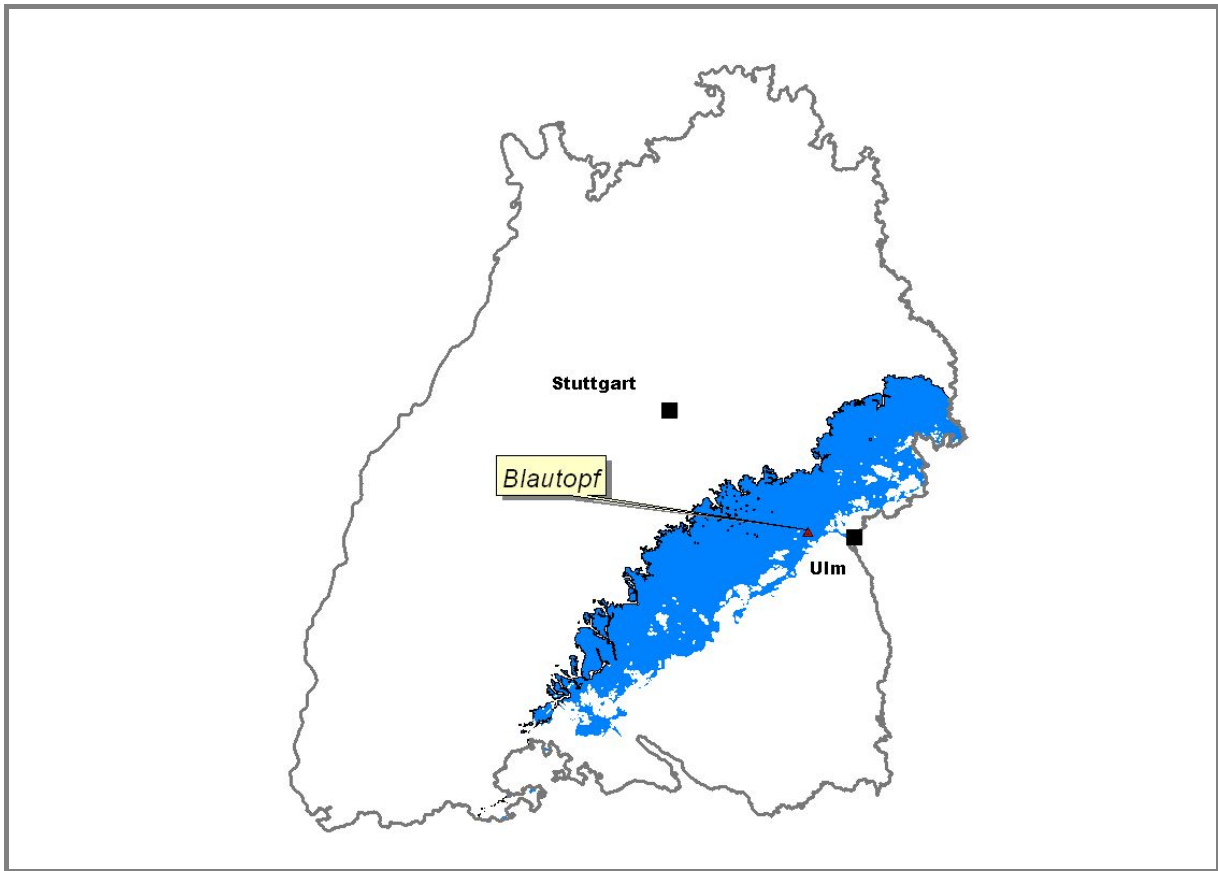


Abb. 1:
Übersichtskarte mit Ausbiss des Oberjura in Baden-Württemberg

2 Messtechnik

2.1 Beschreibung des Datenloggers

Der für die Messung von Temperatur, elektrischer Leitfähigkeit, Druck (bzw. Wassertiefe) und Trübung verwendete Datenlogger ist das Modell 6920 der Fa. YSI Incorporated, Ohio, USA. Es handelt sich um einen Datenlogger, der für Wassertiefen bis 61 m ausgelegt und oberflächenunabhängig ist.

Zur Datenspeicherung dienen speicherresidente Zellen, so dass auch bei einem Ausfall der Energieversorgung der Inhalt nicht verloren geht. Als Energieversorgung dienen normale Primärzellen. Daten können je nach Konfiguration für 4-8 Wochen aufgezeichnet werden. Danach muss der Logger entnommen werden, um die Batterie zu tauschen und die Daten auszulesen. Der Logger kann mit den unterschiedlichsten Messköpfen ausgestattet werden. Abtastintervalle von 1s bis hin zu mehreren Stunden sind möglich. Zur Kommunikation dient eine serielle Schnittstelle. Über sie werden die Daten ausgelesen und der Logger konfiguriert.

Im Weiteren werden die Messverfahren der einzelnen Sensoren beschrieben:

Temperatur

Messverfahren: Thermistor
Bereich: -5 bis 45 °C
Genauigkeit: $\pm 0,05$ °C
Auflösung: 0,01 °C

Die Sonde verwendet einen Thermistor aus gesintertem Metalloxyd, der bei Temperaturschwankungen entsprechende Änderungen des Widerstands aufweist. Der Sensor hat eine sehr hohe Grundgenauigkeit. Ein Abgleich ist nicht erforderlich. Der Temperatursensor ist langzeitstabil. Eine Nacheichung oder Überprüfung ist nicht notwendig.

Leitfähigkeit

Messverfahren: resistive Zelle mit 4 Elektroden
Bereich: 0 bis 100 mS/cm
Genauigkeit: $\pm 0,5$ % des Messwertes
Auflösung: 0,001 mS/cm

Die Sonde verwendet eine Zelle mit vier Elektroden aus reinem Nickel für die Messung der Lösungskonduktanz. Zwei der Elektroden sind stromgesteuert und zwei werden zum Messen des Spannungsabfalls verwendet. Der gemessene Spannungsabfall wird dann in einen Konduktanzwert in Milli-Siemens umgewandelt. Zur Umwandlung dieses Wertes in einen Leitfähigkeitswertes in Milli-Siemens pro Zentimeter wird die Konduktanz mit der Widerstandskapazität [1/cm] multipliziert, die in Einheiten von reziproken Zentimeter ausgedrückt wird. Die Widerstandskapazität für die Sondenleitfähigkeitszelle ist ca. 5,0. Dieser Wert ist konstruktionsbedingt und wird sich je nach Zelle unterscheiden. Bei den meisten Anwendungen wird die Widerstandskapazität für jeden Einsatz mit Hilfe eines Eichverfahrens bestimmt. Die Multiplikation der Widerstandskapazität mit der Konduktanz wird von der Logger-Software automatisch ausgeführt.

Die Leitfähigkeit von Ionenlösungen hängt stark von der Temperatur ab und schwankt bei jeder Temperaturänderung von 1° Celsius um bis zu 3 %. Außerdem variiert der Temperaturkoeffizient selbst aufgrund der Ionisierung der Lösung.

Da die genaue Zusammensetzung eines natürlichen Mediums in der Regel nicht bekannt ist, kann eine Leitfähigkeit am besten bei einer bestimmten Temperatur ermittelt werden. In vielen Fällen ist es jedoch auch nützlich, die Temperaturabhängigkeit auszugleichen, um auf einen Blick feststellen zu können, ob beim Ionengehalt des Mediums über einen bestimmten Zeitraum hinweg erhebliche Änderungen aufgetreten sind.

Die auf 25°C normierte elektrische Leitfähigkeit (eLf) berechnet die Sonde in Echtzeit aus der gemessenen Temperatur und dem gemessenen Leitfähigkeitswert:

$$eLf(25\text{ °C}) = eLf/(1+TC(T-25))$$

Als Konstante wird $TC=0,0191$ verwendet. Dieser Wert gilt für reines KCl in Wasser. Er stellt den besten Kompromiss für Wasser mit gewöhnlichen Salzen dar.

Der Sensor erfährt einen Abgleich, der die Produktionsstreuung der Messzelle ausgleicht. Der Abgleich der Zelle ändert sich über die Lebensdauer nicht.

Druck/Tiefe

Messverfahren: Dehnungsmessstreifen aus Edelstahl
 Bereich: 0 – 61 m Wassertiefe
 Genauigkeit: ± 12 cm
 Auflösung: 0,1 cm

Die Sonde ist mit einem Tiefensensor ausgerüstet. Es wird ein Differenzialmesswertgeber mit Dehnungsmessstreifen verwendet, der den Druck auf der Seite misst, die dem Wasser ausgesetzt ist. Die andere Seite enthält ein Vakuum. Der Messwertgeber misst den Wasserdruck.

Zu beachten ist, dass der gemessene Wasserdruck ein Absolutdruck gemessen gegen Vakuum ist, d.h. Luftdruckschwankungen gehen theoretisch in die Wassertiefenmessungen ein. Der Sensor wurde vor Beginn der Messperiode auf einen Normluftdruck von 960 mbar (Wasserspiegel Blautopf 512 m NN) kalibriert.

Luftdruckschwankungen von 10 mbar entsprechen einer Wassertiefe von 10 cm. Der Logger ist ca. 70 m vom Höhleneingang in einem Siphon der vollständig mit Wasser gefüllt ist, installiert. Es ist unklar, ob sich aufgrund der Strömungsverhältnisse in der Höhle Luftdruckschwankung überhaupt fortpflanzen.

Die Spannungsausgabe des Messwertgebers ist direkt proportional zum Druck. Die Sondensoftware wandelt diese Spannung in einen Tiefenwert in Meter um, und zwar mit Hilfe der Eichparameter, die ab Werk installiert sind. Der Messwert wird in Echtzeit mit Temperatur und Dichte des Umgebungsmediums korrigiert. Die Dichte wird aus der Leitfähigkeit geschätzt. Der Drucksensor ist langzeitstabil. Eine Nacheichung oder Überprüfung ist nicht notwendig.

Trübung

Messverfahren: Optisch, 90° Streuung, mechanische Reinigung
 Bereich: 0 bis 1000 NTU (nephelometric turbidity units)
 Genauigkeit: ± 5 % des Messwertes oder 2 NTU
 Auflösung: 0,1 NTU

Trübung ist die Messung von Schwebstoffen (Trübheit) im Wasser. Gemessen wird in der Regel in dem ein Lichtstrahl die Probenlösung durchdringt und das durch die vorhandenen Partikel gestreute Licht quantitativ gemessen wird. Die internationale Gesellschaft für Normung (ISO) empfiehlt die Verwendung einer Lichtquelle zwischen

830 nm und 890 nm und einen Streuwinkel von 90 Grad zwischen Lichtquelle und Empfänger.

Stationäre Messungen über einen längeren Zeitraum sind besonders empfindlich gegen Verschmutzungen und zwar nicht nur durch biologischen und chemischen Schmutzstoffen sondern auch durch kurzfristige Blasenbildung. Der Messkopf ist aus diesem Grund mit einem mechanischen Wischer ausgerüstet. Der Wischer kann so programmiert werden, dass er kurz vor jeder Messwertspeicherung einen Wischvorgang ausführt. Aufgrund der Empfindlichkeit des Sensors gegen Einzelereignisse kann im Logger ein Spikefilter konfiguriert werden.

2.2 Installation

Anforderungen an die Stationierung des Loggers waren:

- Laminare Umströmung mit Karstwasser, keine Wandberührung, kein Trockenfallen.
- Sichere Fixierung, um auch Hochwasser mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten standzuhalten.
- Leichtes Demontieren zum Auslesen der Daten.
- Schutz vor atmosphärischen Temperatureinflüssen.

Als Stationierungsort wurde eine Stelle in der Höhle ca. 70 m vom Höhleneingang entfernt gewählt. Sie ist entsprechend breit und hoch, um den Logger sicher aufzuhängen. Der Höhlengang ist hier und im weiten Umfeld ständig wassererfüllt. Die Wassertiefe liegt bei ca. 31 m (Abb. 2). Als Halterung wurde ein Edelstahlseil mit Dübel fest in der Höhle verankert. Die Verankerung erfolgte mit Bohrdübeln jeweils an Höhlendecke und Höhlenboden. Der Logger selbst hat nur eine Aufhängung, sodass er sich aufgrund der Schwerkraft senkrecht hängt.

2.3 Betrieb

Der Logger wurde vor Inbetriebnahme von der Fa. Ecotech in Bonn gewartet und geeicht. In einem ersten Testlauf wurde geprüft, ob die Langzeitdatenerfassung funktioniert. Auch die Datenübertragung und die Konvertierung der Daten auf dem Notebook wurden getestet. Ein erster Test im Blautopf fand Anfang 2004 statt. Der Logger wurde hier für 2x4 Wochen im Blautopf stationiert. Danach wieder herausgenommen und die Daten ausgelesen.

Die einmal abgegliche Messzelle für die Leitfähigkeit verändert ihr Verhalten über die Lebensdauer nicht. Äußere Verunreinigungen und Ablagerungen können jedoch zu verfälschten Messwerten führen. Aus diesem Grunde wurde der Sensor nach jedem Messzyklus gereinigt. Vor der Reinigung wird der Sensor mit Hilfe einer Eichlösung (0,1 mol KCl) überprüft. Eine vorhandene Abweichung könnte im vorherigen Messzyklus linear korrigiert werden. Dies war jedoch bisher nicht nötig. Nach der Reinigung, also vor dem nächsten Messzyklus wird der Sensor nochmals mit der Eichlösung überprüft. Auch hier war bisher keine Korrektur notwendig.

Da der Trübungssensor auf optischer Basis arbeitet ist er recht empfindlich gegen Verunreinigungen. Er wurde nach jedem Messzyklus gereinigt.

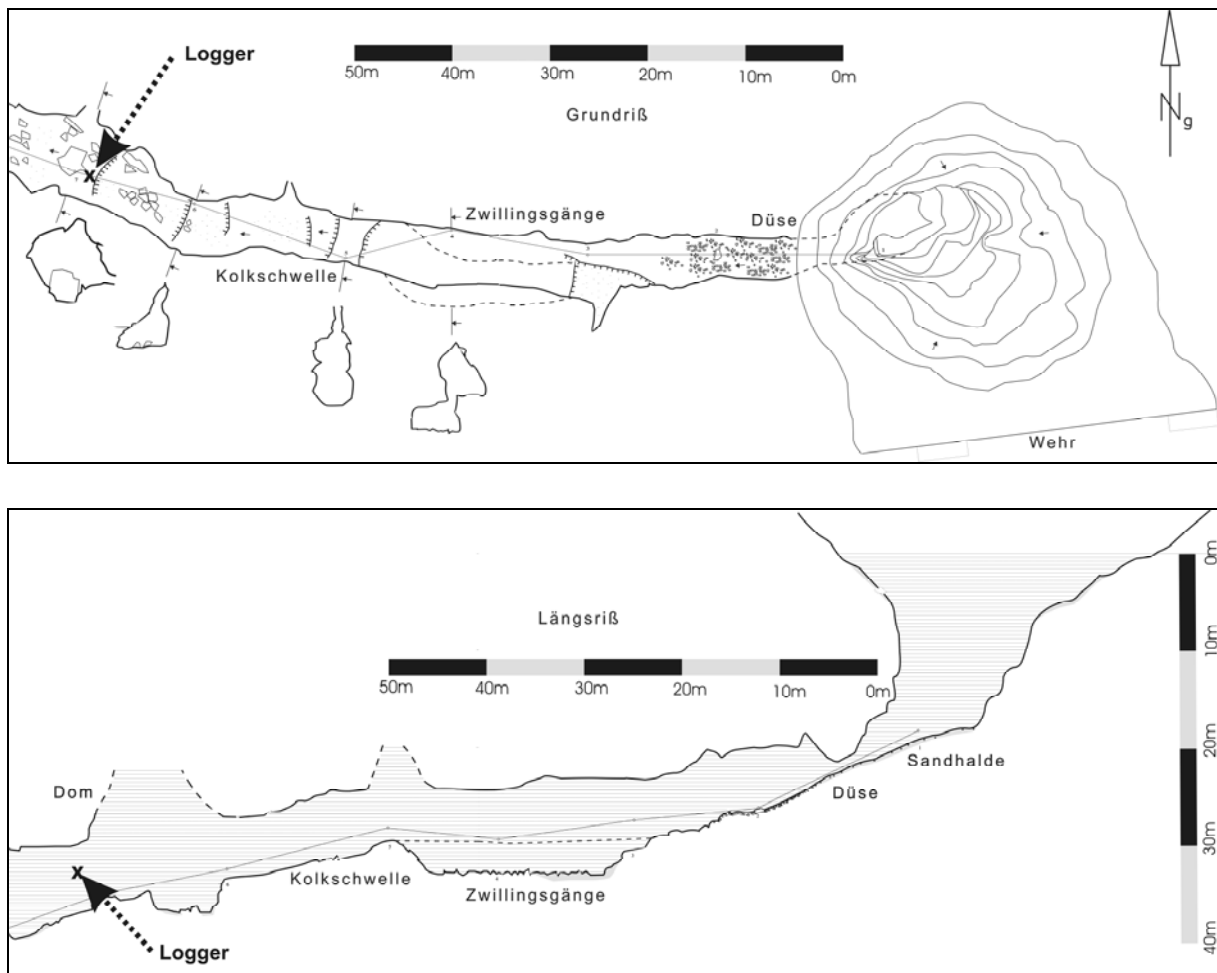


Abb. 2:
Grund- und Längsriß des Blautopfs mit Position des Datenloggers

2.4 Korrelation mit Abflussmessungen

Mit den Abflussdaten des amtlichen Pegels Blautopf konnte das Abflussgeschehen im Untersuchungszeitraum beschrieben werden. Dafür stehen 15-min-Werte sowie daraus aggregierte Stunden- und Tageswerte zur Verfügung.

Die Wasserspiegelmessungen des Datenloggers wurden mit den Abflussmessungen (Tages-MQ) korreliert. Diese Korrelation hat sich als sehr gut erwiesen (Abb. 3). Die Druckmessungen des Loggers ergeben aber eine sehr unruhige Ganglinie. Eine geringe Variation der Wassertiefe über den Messzeitraum bei gleichzeitig starken kurzfristigen Schwankungen lassen nur größere Ereignisse sichtbar werden (vgl. Kap. 3.1). Die Abflusskurve dagegen verläuft wesentlich ausgeglichener und ist für die Identifikation von Neubildungs-Ereignissen besser geeignet (Abb. 4).

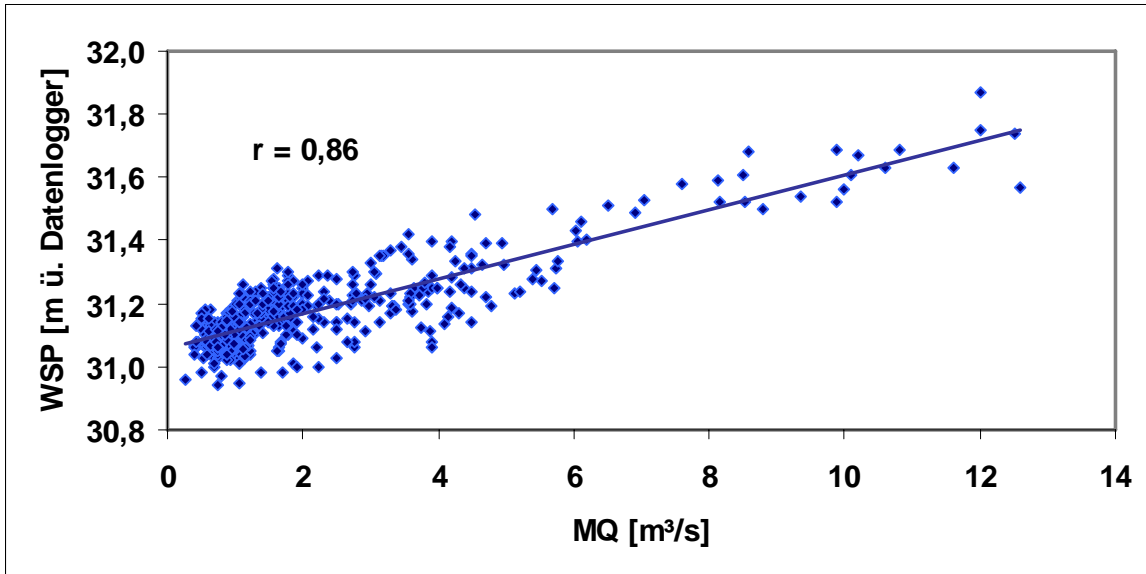


Abb. 3:
Korrelation von Abfluss (Tagesmittelwerte) und Grundwasserstand (12-Uhr-Werte)
im Zeitraum Mai 2004 bis September 2005

3 Ergebnisse

3.1 Beschreibung der Ganglinien

Bis Ende Dezember des Jahres 2004 verlief der A b f l u s s im Blautopf weitgehend ereignislos (Abb. 4). Die Abflussmessungen belegen, dass keine wesentlichen Schüttungsereignisse auftraten; die Schüttungsrate lag beständig unter MQ. Einzige nennenswerte Ausnahme ist ein kleines Schüttungsereignis Ende Oktober, bei dem maximal 2,2 m³/s erreicht wurden. Ende Dezember 2004 und zu Beginn des darauf folgenden Januars traten mehrere kleine Schüttungsereignisse auf. Die Schüttungen erreichten bis über 4 m³/s. Nach einer ca. dreiwöchigen Leerlaufphase trat am 12. Februar ein ausgeprägtes Schüttungsereignis auf. Der Abfluss stieg auf über 12 m³/s an; das entspricht etwa MHQ (vgl. VILLINGER 1977).

Ein weiteres Neubildungsereignis wurde zu Beginn der zweiten Märzhälfte registriert. Die Schüttung erreichte ähnliche Werte wie beim Februar-Ereignis, blieb aber länger auf relativ hohem Niveau. Danach waren bis zum Ende des Messzeitraums noch drei ausgeprägte Reaktionen zu verzeichnen. Am 20.04.2005 stieg die Schüttung auf über 6 m³/s an. Am 09.05.2005 wurden 4,5 m³/s erreicht. Ein weiteres ausgeprägtes Ereignis erfolgte am 23. August 2005. Die Schüttung erreichte dabei 4,4 m³/s. Außerdem wurden noch zwei kleinere Ereignisse am 17.07.2005 (1,9 m³/s) und am 26.07.2005 (1,7 m³/s) registriert.

Der Abfluss am Blautopf war demnach im Untersuchungszeitraum von zwei markanten Ereignissen im Winter geprägt (Februar und März 2005). Drei weitere Ereignisse im Dezember 2004 und Januar 2005 fallen ebenfalls in das Winterhalbjahr. Die übrigen Ereignisse im Oktober 2004 bzw. ab Ende April 2005 fallen in das hydrologische Sommerhalbjahr. Keines dieser Ereignisse hat die hohen Abflussraten der beiden markanten Winterereignisse erreicht.

Der W a s s e r s p i e g e l schwankte im Untersuchungszeitraum wenig (ca. 1 m, Abb. 5). Die Vorflutnähe und das überproportional große Speichervolumen des Blautopfhöhlensystems dürften hierfür verantwortlich sein. Die mehr oder weniger regelmäßigen Schwankungen um etwa 1-2 dm mit Frequenzen in der Größenordnung von einigen Tagen sind vermutlich den Luftdruckschwankungen zuzuschreiben. Von den Abflussereignissen lassen vor allem die beiden markanten Winterereignisse eine deutliche Reaktion des Wasserspiegels erkennen.

Die T r ü b u n g s k u r v e reagierte ebenfalls hauptsächlich auf die beiden ausgeprägten Winterereignisse sowie auf das August-Ereignis 2005 (Abb. 5). Die stetige Zunahme der Trübungswerte ab Frühjahr 2005 ist vermutlich ein messtechnisches Problem (Drift), da der Sachverhalt als solcher bei rückläufiger Schüttung nicht plausibel ist.

Die L e i t f ä h i g k e i t bewegte sich im bekannten Normalbereich von etwa 600-650 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (bezogen auf 25 °C; Abb. 5). Die langen Leerlaufphasen zu Beginn und am Ende des Untersuchungszeitraums zeigen eine leichte Zunahme der Leitfähigkeit. Alle Ereignisse zeigen die in der Literatur beschriebene Reaktion der Leitfähigkeit. Diese steigt zunächst an, um dann unter das Ausgangsniveau abzufallen. Auffallend ist aber die Sonderstellung der insgesamt fünf Winterereignisse. Der kurzzeitige Anstieg der Leitfähigkeit ist nicht nur ungewöhnlich hoch (bis ca. 750 $\mu\text{S}/\text{cm}$), er findet sich in diesem Umfang auch bei den Sommerereignissen nicht wieder.

Die T e m p e r a t u r k u r v e schwankte im über einjährigen Messzeitraum zwischen rund 8,9 und 9,8 °C. Sie zeigte dabei einen deutlichen Jahrgang (Abb. 6). Lässt man ereignisbedingte Extrema außer Acht, ergibt sich eine Schwankungsbreite von ca. 0,5 °C. Das Temperaturmaximum wurde Ende August erreicht, die niedrigste Temperatur im Februar. Die Temperaturkurve verläuft gleichsinnig mit der der Atmosphärenluft und weist praktisch keine Phasenverschiebung auf. Der Flurabstand des Grundwassers liegt im Einzugsgebiet des Blautopfs bei 100 – 150 m. Der Datenlogger befindet sich ausreichend weit hinter dem Quelltopf. Temperaturschwankungen an der Erdoberfläche können daher als Ursache für diesen Jahrgang ausgeschlossen werden. Neben einem schnellen Eintrag von Niederschlagswasser in das Grundwasser kommt als Ursache auch Luftzirkulation im Karstsystem (Höhlenwind) in Betracht.

Für die vorliegenden Untersuchungen ist die Reaktion der Temperatur auf die Schüttungsereignisse von Bedeutung. In allen Fällen wird eine Temperaturabnahme registriert. Bei den Ereignissen im Sommer 2005 geht dieser Abnahme ein messbarer Anstieg voraus, der bei den anderen Ereignissen (Oktober 2004 bis März 2005) nicht erkennbar ist.

Nachfolgend werden die Ereignisse und die Reaktionen der einzelnen Parameter näher untersucht. Von den Winterereignissen wird das Ereignis vom Februar 2005 ausführlich dargestellt. Es eignet sich aus mehreren Gründen. Ihm geht eine etwa dreiwöchige Leerlaufphase voraus und eine etwa gleich lange Leerlaufphase schließt sich an. Als singuläres Ereignis ist es daher wenig von vorhergehenden oder nachfolgenden Ereignissen überprägt. Es werden die höchsten Schüttungswerte und die deutlichsten Reaktionen der anderen Parameter erreicht. Das Ereignis ist durch Nie-

derschlag verursacht und nicht durch Schneeschmelze wie das Ereignis im März 2005. Anschließend werden die Sommerereignisse näher beleuchtet und die Unterschiede zu den Winterereignissen erläutert. Hier ist vor allem das Ereignis vom August 2005 aussagekräftig.

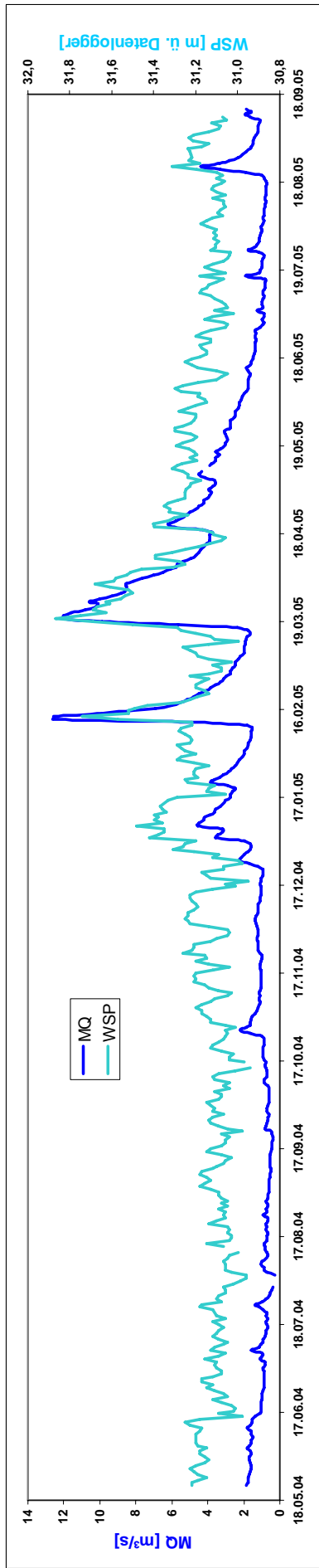


Abb. 4: Schüttungsganglinie des Amtlichen Abflusspegels Blautopf (Tages-MQ) und Grundwasserganglinie (Druckspiegel) in der Blauhöhle, gemessen mittels Datenlogger

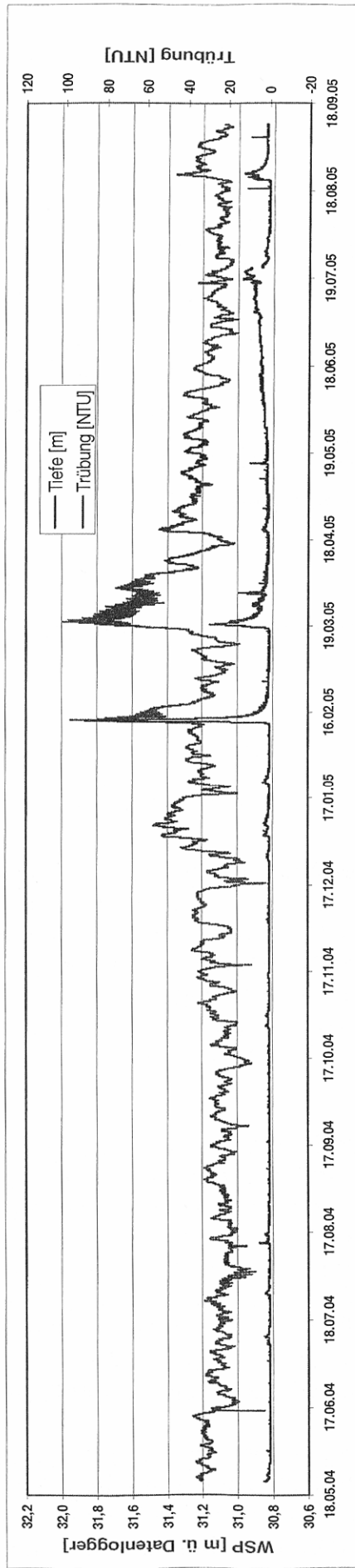
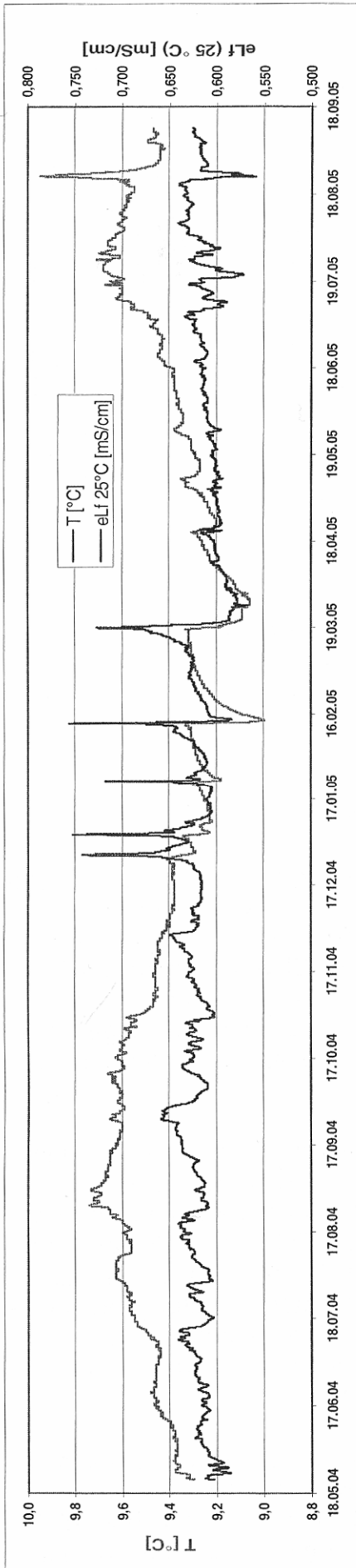


Abb. 5: Ganglinien von Temperatur, elektrischer Leitfähigkeit, Grundwasserstand und Trübung, gemessen mittels Datenlogger

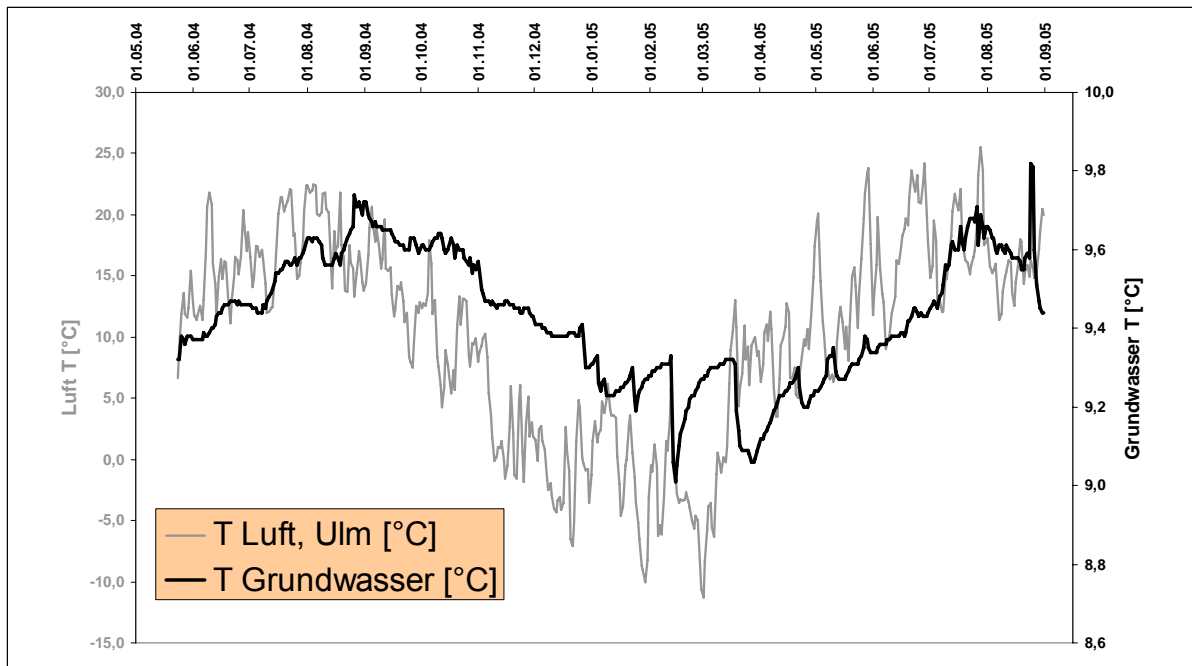


Abb. 6:
Temperaturverlauf im Grundwasser des Blautopfs und in der Atmosphärenluft

3.2 Ereignisanalyse

3.2.1 Die Winterereignisse

Nach den monatlichen Witterungsberichten des Deutschen Wetterdienstes, Station Ulm (567 m NN), setzten am 10.02.2005 Niederschläge ein. Die Lufttemperatur lag in den folgenden Tagen zwischen 0 und 6 °C (Tagesmittelwerte). Auf der rund 200 m höher gelegenen Albhochfläche, d. h. im Einzugsgebiet des Blautopfs, kann daher mit einer Temperatur des Niederschlags von ca. 2-3 °C gerechnet werden. Da die Temperaturen nach einer längeren Frostperiode über den Gefrierpunkt angestiegen waren, wird neben den Niederschlägen Schmelzwasser zusätzlich zur Neubildung beigetragen haben.

Die Ganglinien der am Blautopf gewonnenen Messdaten für das Februar-Ereignis (2005) sind in Abb. 7 und 8 dargestellt. Der Beginn der Auswirkungen des Niederschlagsereignisses lässt sich mit den gemessenen Parametern auf wenige Stunden einengen. Die Schüttung begann bereits am 11. Februar zu steigen, ohne dass die anderen Parameter eine Reaktion zeigten. Am 13./14. Februar war das Schüttungsmaximum erreicht. Dieser Anstieg zu Beginn eines Schüttungsereignisses wird in der Literatur (FORD & WILLIAMS 1989 u. a.) als Folge eines reinen Druckimpulses interpretiert. Demnach soll das neu gebildete Grundwasser altes Vorereignis-Wasser mobilisieren und zum Abfluss bringen.

Der Wasserspiegel begann erst am Morgen des 12. Februar zunächst schwach, ab dem Nachmittag deutlich zu steigen. Ab dem Nachmittag nahm die Trübung ebenfalls deutlich zu. Die Leitfähigkeit begann, ausgehend von einem schon relativ hohen Niveau (ca. 640 $\mu\text{S}/\text{cm}$), bereits in den frühen Morgenstunden zu steigen, um die Mittagszeit begann dieser Trend sich zu verstärken. Die Reaktion der Temperatur setzte kurz nach 21 Uhr ein (Temperaturabfall). Die Rückwirkung des Nieder-

schlagereignisses im Sinne eines Stofftransports wurde somit im Blautopf ab der zweiten Tageshälfte des 12. Februar registriert, d. h. mit einer Verzögerung von 1-2 Tagen. An diesem Tag nahm auch die Schüttung rasch zu.

Der Wasserspiegel stieg zunächst über etwa 24 h stetig an, um dann weitere 24 h auf diesem Niveau zu verharren. Anschließend sank er wieder ab und blieb mehrere Tage auf einem mittleren Niveau. Auffallend ist der sehr unruhige Verlauf, der erst gegen Ende der mehrtägigen Beharrung ausklingt. Die Ursachen könnten sowohl in der Inhomogenität des Grundwasserleiters (Leerlaufen von Einzelspeichern) als auch im durch das Ereignis bedingten, verstärkten turbulenten Fließen innerhalb des Karstgerinnes liegen. Auffallend ist auch der Kurvenverlauf in Form einer gedämpften Schwingung bei gleich bleibendem Wasserspiegelniveau. Dieses Phänomen findet allerdings keine Entsprechung in den Abflussmessungen. Um dies zu untersuchen, wurden die 15-min-Werte der Blautopfschüttung in der Zeit vom 12.-19.2.2005 aufgetragen. Die Oszillationen des Wasserspiegels finden sich hier nicht wieder (Abb. 7).

Die Trübungskurve stieg weitgehend parallel zum Anstieg des Wasserspiegels an. Dies wird durch die mit wachsender Strömungsgeschwindigkeit zunehmende Ausschwemmung des Feinsediments in den Karsthohlräumen verursacht. Die Trübung nahm dann aber schneller ab als der Wasserspiegel, weil das mobilisierbare Sediment offenbar ausgewaschen war.

Besonders markant ist die Temperaturkurve. Das Schüttungsereignis bewirkte einen Rückgang um $0,33\text{ °C}$. Dies wird durch die Ankunft des kalten Niederschlagswassers ($2 - 3\text{ °C}$ Lufttemperatur, s. o.) erklärt.

Die auffälligste Ganglinie ist die der Leitfähigkeit. Ein leichter Anstieg zu Beginn eines Schüttungsereignisses wird in der Literatur beschrieben (FORD & WILLIAMS 1989, SAUTER 1992 u. a.), und durch mobilisiertes Vorereignis-Wasser erklärt. Hier wurde jedoch ein drastischer Anstieg auf über $750\text{ }\mu\text{S/cm}$ registriert. Die wesentliche Erhöhung der Leitfähigkeit fällt mit der Phase des schnellsten Temperatur-Rückgangs zusammen. Es muss sich um Ereigniswasser handeln, das die Mineralisation in die Höhe treibt. Da diese hohe Leitfähigkeit nur bei den Winterereignissen, nicht aber im Sommer auftritt, liegt die Vermutung nahe, dass das Ereigniswasser durch die Straßensalzung markiert war.

Nachdem die Leitfähigkeit nur wenige Stunden erhöht war, ging sie rasch wieder zurück. Der Abfall vom Maximum erfolgt weitgehend parallel zum Temperatur-Rückgang. Die niedrigsten Werte erreichten beide Parameter fast gleichzeitig in der ersten Tageshälfte des 14. Februar. Mit knapp $590\text{ }\mu\text{S/cm}$ hat die Leitfähigkeit den Vorereigniswert ($640\text{ }\mu\text{S/cm}$) deutlich unterschritten.

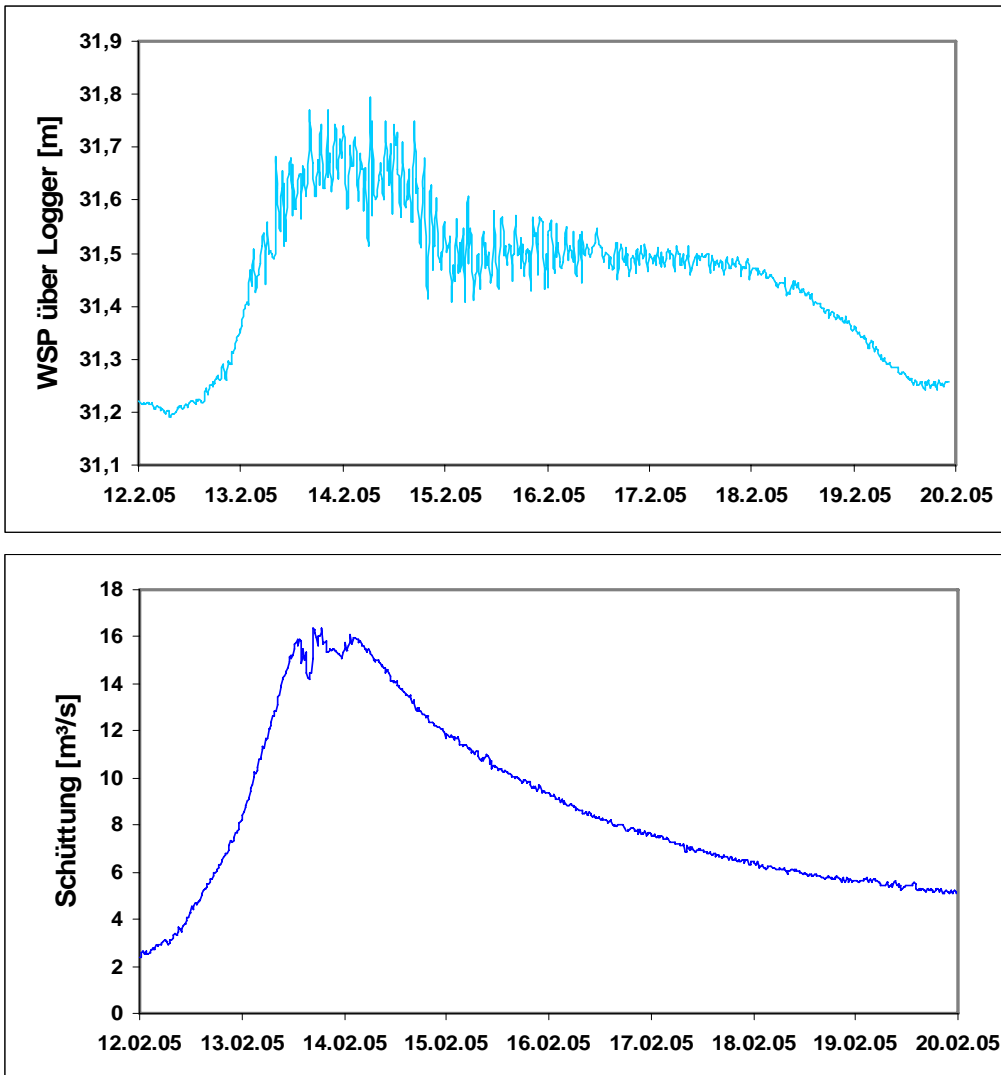


Abb. 7:
 Februar-Ereignis 2005: Oszillationen des Wasserspiegels, gemessen vom Datenlogger
 (Messrhythmus 20 min), finden keine Entsprechung in den Abflussmessungen (Messrhythmus 15 min)

Im Vergleich zum Februar-Ereignis 2005 zeigten die vorangegangenen Winterereignisse prinzipiell die gleichen Folgen. Der Temperaturabfall fiel geringer aus (ca. 0,1 °C), was offenbar mit der geringeren Schüttung zusammenhängt (bis etwa 4 m³/s). Die Leitfähigkeit erreichte dagegen in etwa die gleichen Spitzenwerte. Das Ereignis vom März 2005 wurde nach den Monatlichen Witterungsberichten des DWD nicht durch Niederschlag, sondern ausschließlich durch abschmelzende Schneedecke verursacht. Dies dürfte den trägen Schüttungsrückgang erklären. Ansonsten entsprechen die Reaktionen der anderen Parameter qualitativ und quantitativ denen beim Februar-Ereignis. In allen Fällen war die Temperatur des Niederschlagswassers geringer als die des Grundwassers

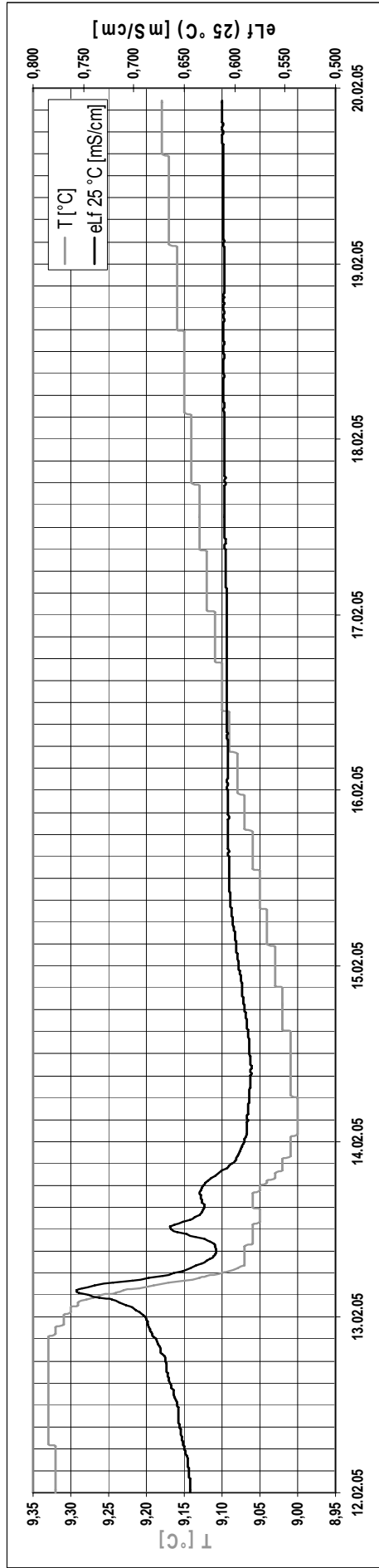
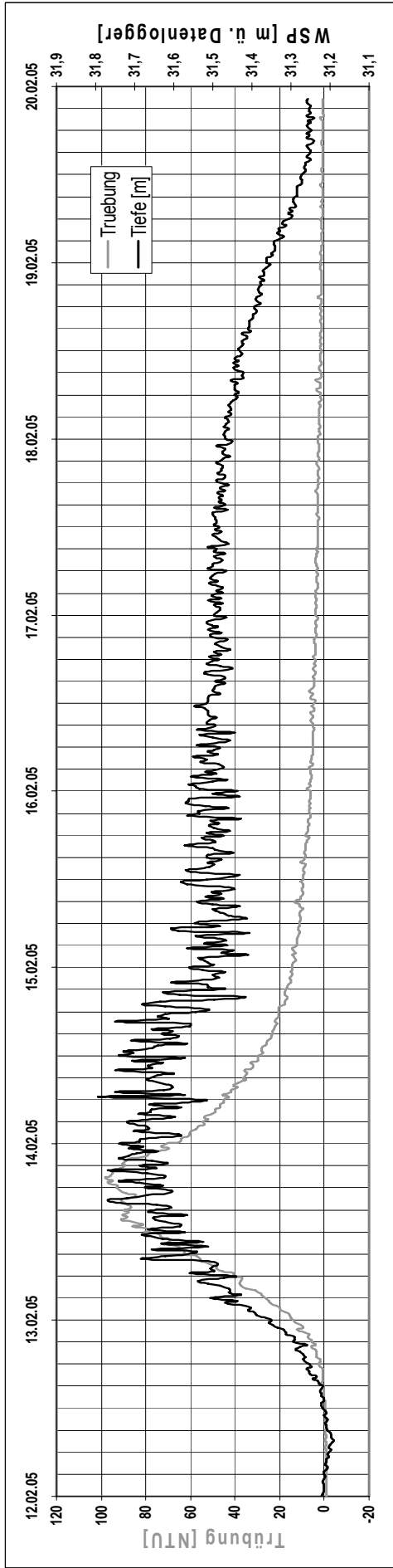


Abb. 8: Ganglinien während des Februar-Ereignisses 2005: Wasserspiegel, Trübung, Temperatur und Leitfähigkeit (1 Teilstrich auf der Datumsachse entspricht 3 h)

3.2.1 Die Sommerereignisse

Nach zwei Wochen mit wenig Niederschlag fielen an der Station Ulm am 25. und 26.10.2004 6,0 und 16,6, zusammen 22,6 mm Niederschlag. In Folge dieses Niederschlagsereignisses stieg die Schüttung des Blautopfs vom 26.-28.10. bis auf 2,2 m³/s an. Die mittlere Lufttemperatur lag in Ulm bei 12,9 °C (25.10.) bzw. 8,5 °C (26. 10.). Da der größte Teil des Niederschlags am 26.10. fiel und für das Einzugsgebiet des Blautopfs auf der Hochfläche eine um ca. 1 °C geringere Temperatur angenommen werden kann, muss man davon ausgehen, dass das neu gebildete Grundwasser eine Temperatur hatte, die leicht unter der des Grundwassers (ca. 9,6 °C) lag. Das entspricht qualitativ der Situation bei einem Winterereignis.

Am 28.10. wurde der fallende Trend der Temperatur von einem deutlichen Rückgang von ca. 0,1 °C überlagert. Die Leitfähigkeit reagierte erst am 30.10. mit einem Rückgang von ca. 30 µS/cm. Vor diesem Abfall war keinerlei Anstieg zu beobachten. Trübung und Wasserspiegel zeigten keine Reaktion. Die Auswirkungen des Neubildungsereignisses auf die gemessenen Parameter waren somit weniger stark ausgeprägt. Sie unterscheiden sich von den Winterereignissen nur durch den fehlenden Anstieg der Leitfähigkeit am Beginn des Ereignisses.

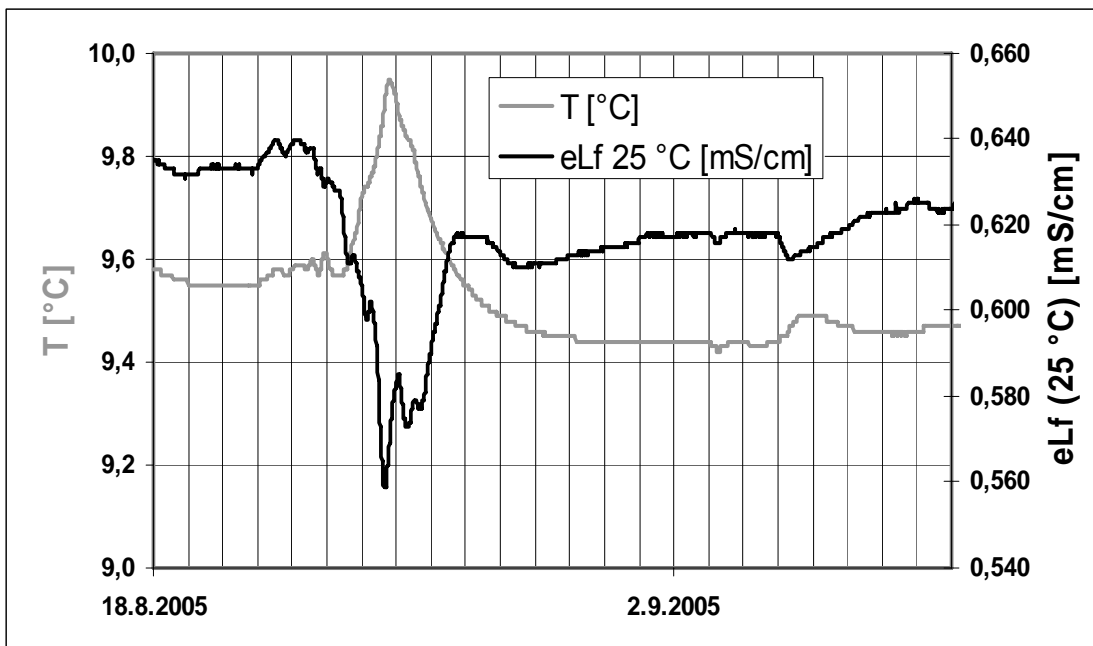


Abb. 9:
Verlauf von Temperatur und Leitfähigkeit während des August-Ereignisses
(1 Teilstrich auf der Datumsachse entspricht 1 d)

Vom 19.-23.8.2005 fielen an der Station Ulm rund 50 mm Niederschlag. Die Tagesmitteltemperaturen lagen zwischen 15 und 18 °C. Am 21.8. begann die Schüttung am Blautopf anzusteigen. Mit 4,4 m³/s erreichte sie ihr Maximum am 24.8. Im Lauf des 23.8. begann die Temperatur im Blautopf rasch anzusteigen (+0,4 °C), um dann ebenso rasch unter das Ausgangsniveau abzufallen. Parallel zum Temperatur-Peak ging die Leitfähigkeit um etwa 80 µS/cm zurück (Abb. 9).

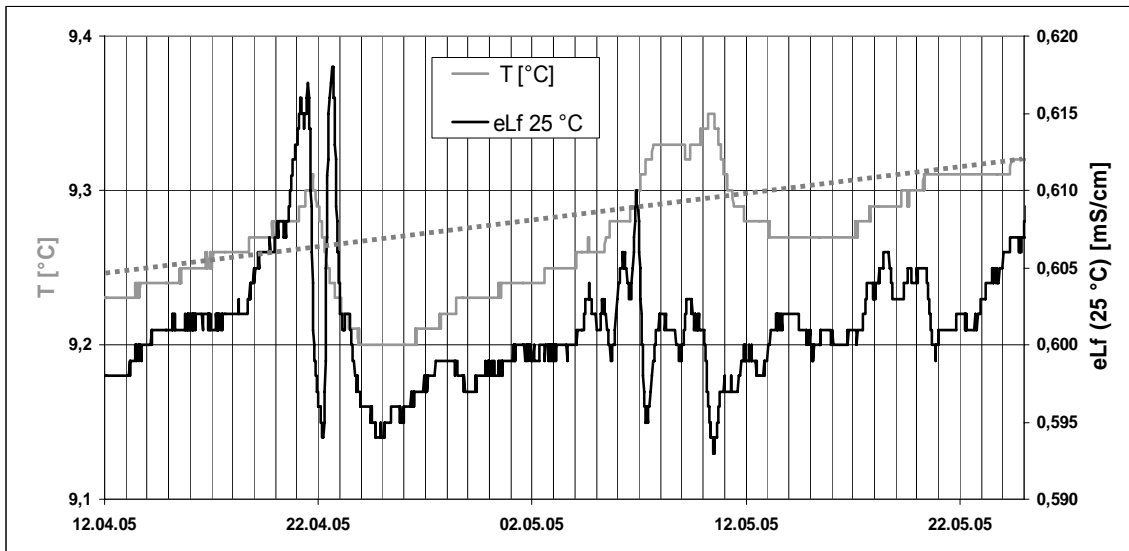


Abb. 10:
 Ganglinien von Temperatur und Leitfähigkeit während der beiden Frühjahrs-Ereignisse 2005
 (gestrichelt: jahreszeitlicher Trend der Temperatur; 1 Teilstrich auf der Datumsachse entspricht 1 d)

Die kleineren Ereignisse vom Frühjahr 2005 zeigen prinzipiell die gleichen Reaktionen im Grundwasser des Blautopfs wie beim August-Ereignis (Abb. 10). Zunächst steigt die Temperatur leicht an, ebenso die Leitfähigkeit. Danach gehen beide Parameter unter das Ausgangsniveau zurück.

3.3 Interpretation

Ein Niederschlagsereignis oder eine Schneeschmelze und die daraus resultierende Sickerung aus dem Boden machen sich als Inputsignal einer Grundwasserneubildung mit nur geringer zeitlicher Verzögerung am Blautopf bemerkbar (1-2 Tage). Dies entspricht exakt der zeitlichen Verschiebung zwischen Grundwasserneubildungs-Ereignis und Abfluss-Spitze (ARMBRUSTER & SELG 2006). Die erste Reaktion an der Quelle ist ein beginnender Anstieg der Schüttung. Dies wird als reine Druckreaktion gewertet, bei der älteres Grundwasser zum Abfluss kommt. Es folgt eine Phase mit Ereignis-Wasser, das im Winter in Folge Straßensalzung in der Leitfähigkeit, und im Sommer durch die warmen Niederschläge markiert ist. Abhängig von der Dauer des Neubildungsereignisses hält der Direktabfluss zwischen mehreren Stunden und wenigen Tagen an.

Danach erfolgt eine Mobilisation von Vorereignis-Wasser in der ungesättigten Zone. Bei einem Flurabstand von 100 m und mehr, wie im Einzugsgebiet des Blautopfs, sollte die mittlere Temperatur des Sickerwassers (T_{SW}) um 1-1,5 °C unter der Grundwassertemperatur (T_{GW}) liegen. Im Vergleich mit der Temperatur des Niederschlags (T_N) ergeben sich unterschiedliche Relationen:

$$\begin{aligned} \text{Winter: } & T_N < T_{SW} < T_{GW} \\ \text{Sommer: } & T_{SW} < T_{GW} < T_N \end{aligned}$$

Mit der Mobilisation von Sickerwasser lässt sich der bei allen Ereignissen, d. h. unabhängig von der Temperatur des Niederschlagswassers zu beobachtende Temperaturabfall im Grundwasser erklären. Ist auch das Niederschlagswasser kälter als das Grundwasser (Winter), dann wird ausschließlich ein Temperaturrückgang als Reaktion auf die Neubildung beobachtet. Dies war im Oktober 2004 und bei allen Winterereignissen der Fall. Bei den übrigen Sommerereignissen war das Niederschlagswasser wärmer als das Grundwasser. Als Reaktion der Temperaturkurve ist daher zunächst ein kurzzeitiger Temperaturanstieg zu registrieren, verursacht durch den Direktabfluss von Ereigniswasser. Erst danach erfolgt der Temperaturabfall. Als einzige beständige Quelle für kaltes Wasser kommt nur die Sickerwasserzone in Betracht.

Die Minima von Temperatur und Leitfähigkeit sowie das Abflussmaximum fallen zusammen. Damit fließt während der Schüttungsspitze offenbar verstärkt Vorereigniswasser ab, das in der Sickerwasserzone mobilisiert wurde. Der Direktabfluss zu Beginn des Schüttungsanstiegs wird nachfolgend quantifiziert.

3.4 Quantifizierung des Direktabflusses

Mittels einfacher Mischungsrechnungen können quantitative Betrachtungen über den Anteil des Ereigniswassers an der Schüttung angestellt werden. Hierzu wurde zunächst das am stärksten ausgeprägte Ereignis (Februar 2005) herangezogen. Wie bereits erläutert, ist der Direktabfluss durch den starken Temperaturabfall und vor allem durch die gleichzeitige Erhöhung der Leitfähigkeit charakterisiert. Diese Phase dauerte etwa 8-10 h (Abb. 8). Der Temperaturrückgang in dieser Zeit betrug $\Delta T = 0,23 \text{ }^\circ\text{C}$ (von 9,33 auf 9,1 $^\circ\text{C}$). Bei einer Temperatur des Niederschlags von ca. 3 $^\circ\text{C}$ (s. o.) errechnet sich ein Anteil von rund 3 % Direktabfluss an der Schüttung in diesem kurzen Zeitraum. Beim Ereignis im August 2005 lag die Niederschlags-Temperatur (15 – 18 $^\circ\text{C}$) deutlich über der von Sicker- und Grundwasser (Grundwasser: 9,6 $^\circ\text{C}$). Der Temperaturanstieg $\Delta T = 0,4 \text{ }^\circ\text{C}$ bedeutet einen Anteil von 5 % Ereigniswasser im Abfluss während des entsprechenden Zeitraums.

Die Anteile sind einerseits nur für den kurzen Zeitraum berechnet, in dem sich zu Beginn eines Ereignisses der Direktabfluss durch das entsprechende Temperatur- oder Leitfähigkeitssignal abtrennen lässt. Bezogen auf das vollständige Schüttungsereignis muss der Anteil geringer sein, und nochmals geringer bezogen auf den Gesamtabfluss.

Die Mischungsrechnungen vernachlässigen andererseits, dass sich das zufließende Niederschlagswasser durch den Wärmefluss im Gestein erwärmt bzw. durch seine Lösungsfähigkeit zunehmend mineralisiert wird. Die Ergebnisse der Mischungsrechnungen stellen somit Mindestwerte für den Anteil an Ereigniswasser dar. Sie liegen aber in der gleichen Größenordnung wie die Ergebnisse (8 %) von SELG et al. (2005). Deren Untersuchungen mittels $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitreihen konnten einen idealen Tracer nutzen, brachten aber mit einer wöchentlichen Probenahme keine ausreichende zeitliche Auflösung für die Analyse von Schüttungsereignissen.

Mit einem weiteren Ansatz kann versucht werden, den Direktabfluss zu bilanzieren. Basierend auf einem Exponential-Modell und der Ermittlung der Mittleren Verweilzeit haben BAUER & SELG (2006) den Anteil des Direktabflusses am Gesamtabfluss mit

rund 1 % errechnet. Ist noch bekannt, welchen Anteil Schüttungsereignisse am Gesamtabfluss haben, lässt sich der Direktabfluss-Anteil während einem Ereignis berechnen. Da Direktabfluss nur während Ereignissen auftritt, gilt

$$De \cdot Eq \cdot Q = Q \cdot Dq$$

mit

Q Gesamtabfluss [m³]

Dq Anteil des Direktabflusses am Gesamtabfluss [-]

De Anteil Direktabfluss am Ereignisabfluss [-]

Eq Anteil Ereignisabfluss am Gesamtabfluss [-]

woraus folgt:

$$De = Dq/Eq$$

Da der Übergang vom Ereignis in die Leerlaufphase nicht einfach zu bestimmen ist, wird für Eq eine Bandbreite von 20 – 80 % betrachtet. Der tatsächliche Wert dürfte sicher innerhalb dieser großen Spannweite liegen. Nach BAUER & SELG (2006) beträgt beim Blautopf Dq = 1 %. Danach ist bei Schüttungsereignissen ein Anteil von De = 1 - 5 % zu erwarten. Um bestehende Unsicherheiten zu berücksichtigen, wurden zusätzliche Varianten geprüft (Dq = 2 bzw. 3 %). Für den ersten Fall ergibt sich ein maximaler Anteil von 10 % Direktabfluss am Ereignisabfluss. Im zweiten Fall liegt dieser Anteil bei maximal 15 % (Abb. 11). Zieht man für Eq den von ARMBRUSTER & SELG (2006) ermittelten abflusswirksamen Anteil eines Neubildungsereignisses heran (55 %), errechnet sich ein Direktabflussanteil von 1,8 – 5,5 % am Ereignisabfluss.

Die unterschiedlichen Ansätze und Ergebnisse bei der Abschätzung des Direktabflusses bei Schüttungsereignissen sind in Tab. 1 zusammengefasst.

Nach verschiedenen Ansätzen lässt sich der Anteil des Direktabflusses an der Schüttung während eines Ereignisses auf etwa 5 - 10 % abschätzen. Bezogen auf den Gesamtabfluss liegt der Anteil nur im Prozentbereich. Dies deckt sich mit Ergebnissen aus dem Oberjura-Karst der Frankenalb (10-16 %, EINSIEDL et al. 2001), ermittelt mit dem nicht reaktiven Tracer ¹⁸O.

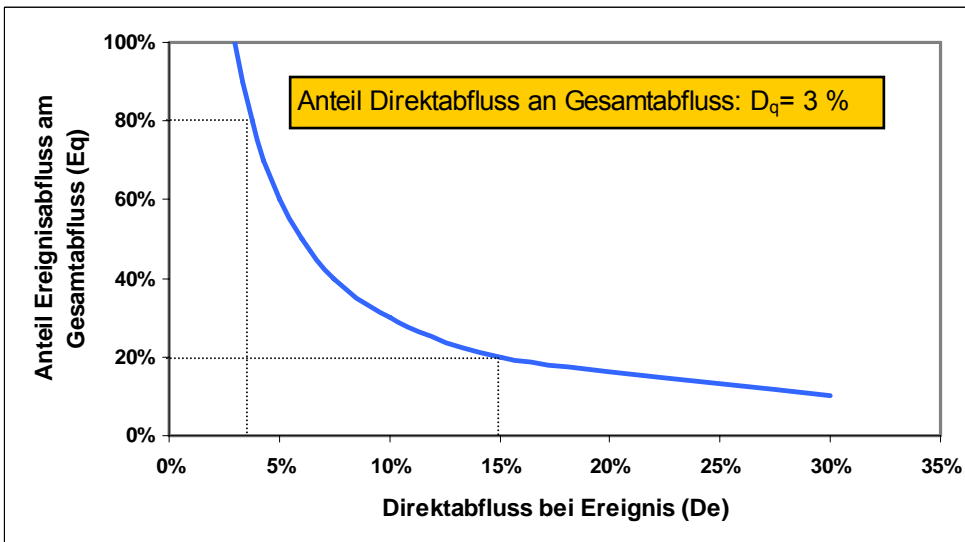
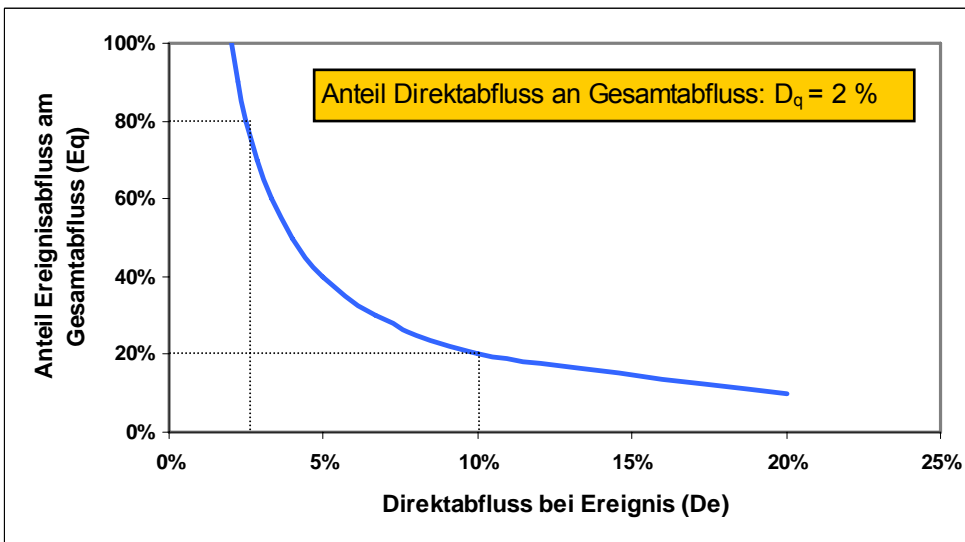
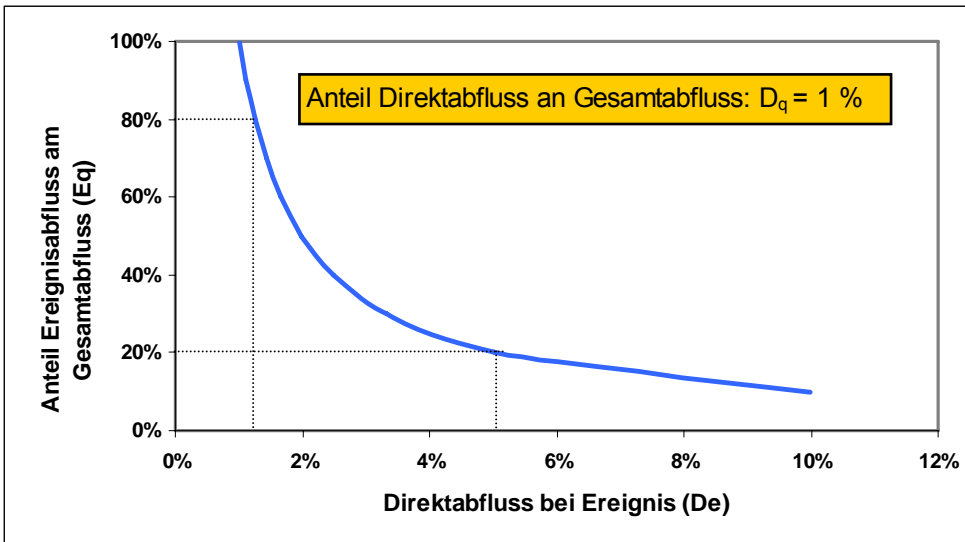


Abb. 11:
Zusammenhang zwischen den Anteilen des Ereignisabflusses am Gesamtabfluss und denen des Direktabflusses während eines Schüttungsereignisses sowie dem Direktabfluss in Relation zum Gesamtabfluss

Tab. 1:

Zusammenfassung der unterschiedlichen Berechnungsansätze und die zugehörigen Ergebnisse bei der Abschätzung des Direktabflusses bei Schüttungsereignissen (* für unterschiedliche Anteile des Ereignisabflusses am Gesamtabfluss, Erl. s. Text)

MISCHUNGSRECHNUNG (Parameter: T)	ANTEIL DIREKTABFLUSS BEI EREIGNIS (De)
$\Delta T = -0,23 \text{ °C}$ (Februar-Ereignis 2005)	3 %
$\Delta T = +0,40 \text{ °C}$ (August-Ereignis 2005)	5 %
¹⁸ O-Zeitreihen aus SELG et al. (2005)	8 %
BAUER & SELG (2006)	
Dq=1 %	1-5 % (1,8 %) *
Dq=2 %	3-10 % (3,6 %) *
Dq=3 %	4-15 % (5,5 %) *

Der Anteil des in der Sickerwasserzone mobilisierten und zum Abfluss gebrachten Wassers lässt sich ebenso über Mischungsrechnungen abschätzen. Für das August-Ereignis errechnet sich ein Mindestanteil von ca. 15 %. Da diese Phase deutlich länger anhält als die des Direktabflusses, muss volumenbezogen das mobilisierte Sickerwasser den Direktabfluss merklich überwiegen.

Zusammenfassend lässt sich ein Schüttungsereignis am Blautopf wie folgt charakterisieren:

- Zu Beginn steigt die Schüttung in Folge einer reinen Druckreaktion leicht an. In der phreatischen Zone wird Vorereignis-Wasser mobilisiert.
- In der nächsten Phase erreicht der Direktabfluss die Quelle. Er ist im Winter als Folge der Straßensalzung markiert (stark erhöhte Leitfähigkeit). Im Sommer, wenn das Niederschlagswasser wärmer als Grund- und Sickerwasser ist, zeichnet sich der Direktabfluss durch eine Temperaturerhöhung ab. Der Anteil des Direktabflusses an einem Schüttungsereignis beträgt etwa 5 - 10 %. Bezogen auf den Gesamtabfluss ist der Anteil deutlich kleiner.
- Anschließend erreicht Wasser aus der ungesättigten Zone die Quelle. Es ist geringer mineralisiert und immer kälter als das Grundwasser und führt dem entsprechend zu einem Rückgang von Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit. Es wird von der einsickernden Grundwasserneubildung aus dem Kluftspeicher der vadosen Zone in die Karstgerinne gedrückt, von wo es schnell dem Blautopf zufließt.
- Schließlich nimmt der Anteil an langfristigem Grundwasser aus den Klüften der phreatischen Zone wieder zu und das Ereignis geht in eine Leerlaufphase über.

4 Diskussion

Für den untergeordneten Schüttungsanteil des Direktabflusses am Gesamtabfluss kann das Konzept des Epikarsts zutreffen (SAUTER 1992, 1995). Demnach würde das unmittelbare Umfeld von Dolinen über diese entwässert, wodurch Ereigniswasser binnen kurzem zur Quelle gelangt. Die zahlreichen Markierungsversuche belegen, dass nur die konsequente Nutzung von Karstgerinnen einen schnellen Transport vom Eintragsort zur Quelle gewährleisten. Für den gesamten Oberjura-Aquifer der Schwäbischen Alb erscheint dieses Konzept wenig plausibel. Eine vollständige

(Zwischen-)Speicherung der Grundwasserneubildung im Epikarst (i. e. Aufwittungszone) und die ausschließliche Entwässerung über Dolinen ist aus verschiedenen Gründen nicht nachvollziehbar:

Zum einen stammt das Konzept des Epikarsts aus Bereichen mit hoher Dolinendichte und starken Reliefunterschieden (Hochgebirgskarst, Cockpit-Karst; vgl. FORD & WILLIAMS 1989). Diese Verhältnisse sind für das Konzept essentiell, aber auf der Schwäbischen Alb nicht verwirklicht. Numerische Modellierungen (KIRALY et al. 1995, KIRALY 1998) haben die Bedeutung unterschiedlicher morphologischer Verhältnisse und der Aquifergeometrie aufgezeigt.

Zum anderen besitzt der wenige Meter mächtige Epikarst nicht die Speicherkapazität, um bei der vorhandenen Grundwasserneubildung (nach ARMBRUSTER (2002) rund 500 mm/a im Einzugsgebiet des Blautopfs) die hohe Mittlere Verweilzeit zu gewährleisten. Für den Blautopf wurde ein Jungwasseranteil von 80 % mit einer MVZ von 13 a ermittelt (SELG et al. 2005, BAUER & SELG 2006).

Nicht zuletzt zeigen die zahlreichen Straßenanschnitte, in denen der Epikarst aufgeschlossen ist, keinerlei Anzeichen einer auch nur zeitweisen Wasserführung bzw. eines schwebenden Grundwasservorkommens, als das der Epikarst auch bezeichnet wird. Ponore, bzw. die dort versickernden Flüsse, fehlen ebenfalls, sie spielen bei diesem Konzept eine nicht unbedeutende Rolle. Generell sind der Epikarst und seine laterale Fließkomponente ein Szenario, das unter bestimmten Randbedingungen vorkommen kann, aber keine allgemein gültige Bedeutung hat (WILLIAMS 1983).

Den Arbeiten von SAUTER (1992, 1995) und RENNER (1996) liegt die Modellvorstellung zu Grunde, dass Niederschlagswasser im Epikarst zwischengespeichert wird und praktisch ausschließlich über Dolinen u. ä. abfließt. Damit einher geht die Vorstellung, dass während solcher Neubildungsereignisse, nahezu zwangsläufig, die Potentialhöhen in den Karstgerinnen über die des Kluffnetzes ansteigen, wie von LANG (1995) postuliert. Damit wird kurzzeitig der Abfluss aus den Klüften blockiert und es kommt bevorzugt zum Abfluss von Ereigniswasser. Dieser Effekt wird wiederum von KIRALY (1998) verneint, ebenfalls begründet mit numerischen Modellansätzen.

Während SAUTER (1992,1995) ohne Berücksichtigung der Interaktion von Wasser und Gestein (Angleichung von Temperatur und Mineralisation) zu einem Anteil des Direktabflusses am Schüttungsereignis von 5-10% gelangt, ermittelte RENNER (1996) mit den gleichen Daten, aber unter Berücksichtigung dieser Effekte, einen Anteil von 40 - 85 %. Im Kontext der mittlerweile vorliegenden isotopenhydrologischen Untersuchungen sowie den Messungen im Blautopf mittels Datenlogger erscheinen diese Werte eindeutig zu hoch. Die hier vorgestellten Daten basieren weit stärker auf Messungen denn auf numerischen Modellannahmen und erscheinen daher belastbarer. Andererseits ist zu berücksichtigen, dass trotz aller Gemeinsamkeiten (gleicher Grundwasserleiter) zwei verschiedene Quellen untersucht worden sind.

Die geringe Aufenthaltszeit des Direktabflusses im Untergrund ist an das hochdurchlässige Karstsystem gekoppelt. Sein geringer Anteil an der Schüttung spiegelt den zwar spektakulären (Abb. 12), aber nur untergeordneten Anteil der Karsthohlräume am effektiven Hohlraumvolumen des Aquifers wider (ca. 1 %, vgl. TEUTSCH 1988, SAUTER 1992). Der Transport dieses Ereigniswassers zur Quelle muss auf durchgehenden und gut durchlässigen Strukturen erfolgen (Dolinen, Conduits). Nur so sind

die hohen Fließgeschwindigkeiten zu erklären, die denen bei Markierungsversuchen entsprechen.

Aus den vorliegenden Untersuchungen ergeben sich Hinweise darauf, dass die Sickerwasserzone eine nicht unbedeutende Rolle für die Grundwasserspeicherung im Oberjura der Schwäbischen Alb spielt. Die Mächtigkeit der vadosen Zone ist in etwa genauso groß wie die des phreatischen Bereichs. Die effektive Porosität könnte jedoch wegen der mit der Tiefe abnehmenden Verkarstung größer sein als in der gesättigten Zone. In der Summe könnte trotz fehlender Grundwassersättigung ein für den gesamten Umsatz durchaus relevantes Grundwasservolumen in der Sickerwasserzone gespeichert sein. Deren Rolle sollte zukünftig näher untersucht werden.

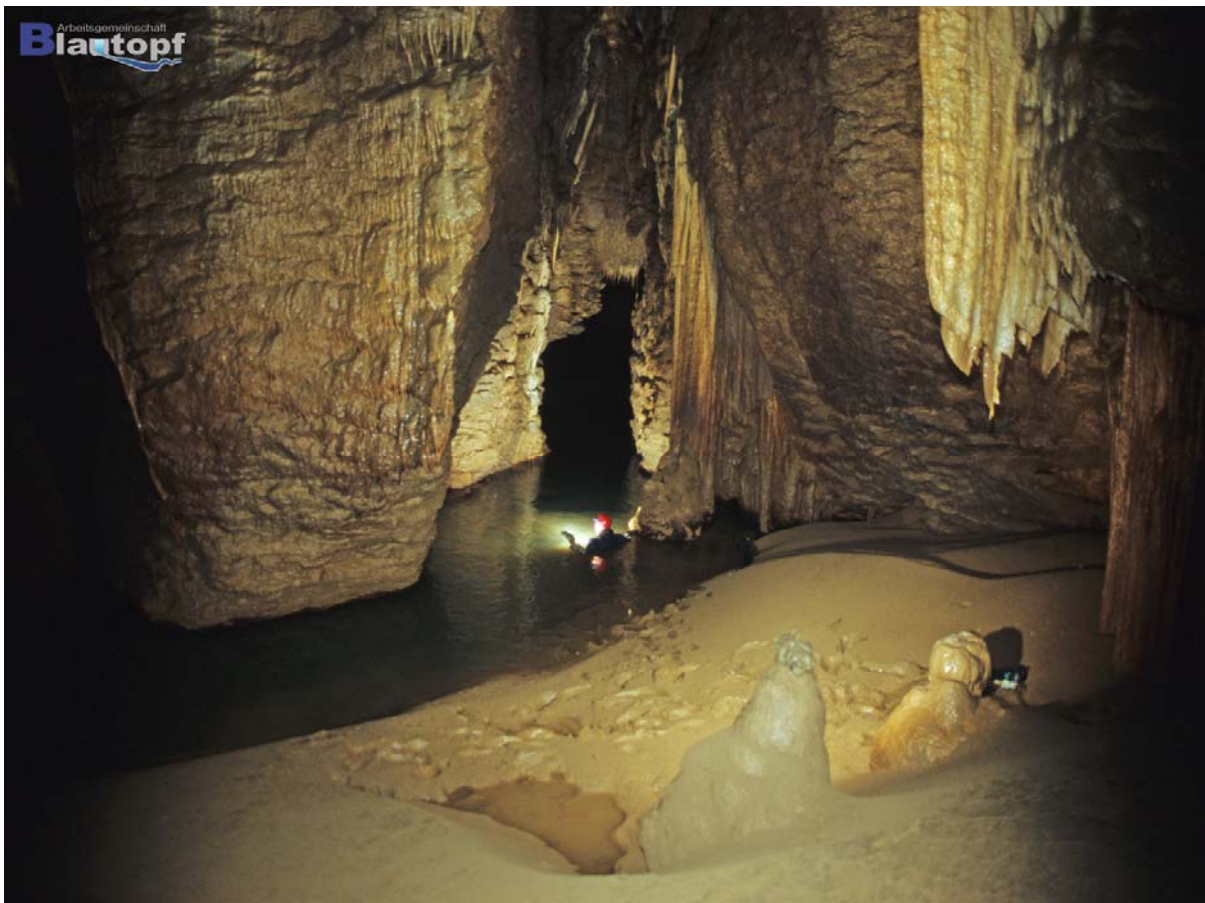


Abb. 12:
*Durch die ARGE Blautopf im Jahr 2005 neu entdeckte trockene Fortsetzung des Äonendoms
(Photo: A. Kücha)*

DANK

Die Autoren bedanken sich bei

Dr. Stefan Doerr, Department of Geography, University of Wales Swansea für die kostenlose Bereitstellung des Loggers und die Unterstützung bei der Inbetriebnahme.

Der Firma ecoTech Umwelt-Meßsysteme GmbH, Bonn für die technische Unterstützung bei Wartung und Eichung des Loggers.

Den Mitgliedern der ARGE Blautopf, die das Projekt unterstützt haben.

Dr. Michael Bauer für die vielen anregenden Diskussionen.

Dipl.-Ing. (FH) Hartmut Reiber vom Regierungspräsidium Tübingen für die Bereitstellung der Schüttungsdaten.

5 Literaturverzeichnis

ARMBRUSTER, V. (2002): Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg.- Freiburger Schriften zur Hydrologie, **17**, 141 S., 38 Abb., 20 Tab., 3 Kartenbeilagen, Freiburg.

ARMBRUSTER, V. & SELG, M. (2006): Der Abfluss des Blautopfs im Spiegel der Grundwasserneubildung (Oberjura-Karst, Süddeutschland).- dieser Band

BAUER, M. & SELG, M. (2006): Altersstruktur und Mittlere Verweilzeit im Grundwasser des Blautopfs und anderer Quellen und Brunnen im Oberjura-Karst Süddeutschlands. - dieser Band

BAUER, M., SELG, M. & EICHINGER, L. (2002): Pflanzenschutzmittel im Kluft- und Karstgrundwasser des Oberjura - Bereich Lkr. Reutlingen.- Abh. Landesamt f. Geol., Rohst. u. Bergbau B.-W., **15**, 149-221, 39 Abb., 10 Tab., Freiburg i. Br.

BERTLEFF, B. (1986): Das Strömungssystem der Grundwässer im Malm-Karst des West-Teils des süddeutschen Molassebeckens. - Abh. geol. Landesamt B.-W., **12**, 1-271, 64 Abb., 15 Tab., 8 Anl.; Freiburg i. Br.

EINSIEDL, F., MALOSZEWSKI, P. & STICHLER, W. (2001): Tracerhydrologische Studien im Karst der Frankenalb ^{18}O , Cl^- , Sr^{2+} und Uranin.- Jber. Inst. Für Hydr., GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit, **2001**, 108-117, 5 Abb., Neuherrberg.

FORD, D. C. & WILLIAMS, P. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology.- 601 S., Unwin (London).

GEYH, M. A. & GROSCOPF, P. (1978): Isotopenphysikalische Studie zur Karsthydrogeologie der Schwäbischen Alb.- Abh. geol. Landesamt B.-W., **8**, 7-58, 9 Abb., 5 Tab., Freiburg.

GEYH, M. A., GROSCOPF, P. & SCHLOZ, W. (1984): Hydrogeologische Studie mit radioaktiven und stabilen Umweltisotopen an Karstgrundwässern der östlichen Schwäbischen Alb und des Donauriedes.- LW-Schriftenreihe, **4**, 35-40, 4 Abb., 2 Tab., Stuttgart.

KIRALY, L., PERROCHET, P. & ROSSIER, Y. (1995): Effect of the Epikarst on the Hydrograph of Springs: a Numerical Approach.- Bull. D`Hydrogéologie, **14**, 199-220, 19 Abb., Neuchâtel.

KIRALY, L. (1998): Modelling Karst Aquifers by the Combined Discrete Channel and Continuum Approach.- Bull. D`Hydrogéologie, **16**, 77-98, 10 Abb., Neuchâtel.

LANG, U. (1995): Simulation regionaler Strömungs- und Transportvorgänge in Karstaquiferen mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes: Methodenentwicklung und Parameteridentifikation.- Mitt. Inst. f. Wasserbau, Univ. Stuttgart, **85**, 180 S., Stuttgart.

RENNER, S. (1996): Wärmetransport in Einzelklüften und Kluftaquiferen - Untersuchungen und Modellrechnungen am Beispiel eines Karstaquifers.- Tüb. Geowiss. Arb., **C30**, 89 S., 80 Abb., 1 Tab., Tübingen.

SAUTER, M. (1992): Quantification and Forecasting of Regional Groundwater Flow and Transport in a Karst Aquifer (Gallusquelle, Malm, SW.Germany). - Tüb. geowiss. Arb., **C 13**, 150 S., 82 Abb., 19 Tab.; Tübingen.

SAUTER, M. (1995): Die Rolle des Epikarsts für den Stofftransport durch Karstgrundwasserleiter – Quantifizierung des Eintrags und numerische Modellierung.- Z. dt. geol. Ges.; **146**, 263-273, 10 Abb.; Hannover.

SELG, M., BAUER, M., HEINZ, J. & MAIR, C. (2005): Die Altersstruktur des Kluft- und Karstgrundwassers im Oberjura der Schwäbischen Alb und ihre Bedeutung für den anhaltenden Atrazinaustrag.- Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **95/1**, 1-45, 23 Abb., 4 Tab., Freiburg.

TEUTSCH, G. (1988): Grundwassermodelle im Karst: Praktische Ansätze am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Tiefen und Seichten Malmkarst der Schwäbischen Alb. - Diss. Univ. Tübingen; 205 S., zahlr. Abb. und Tab., Anhang.

VILLINGER, E. (1977): Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (Oberer Jura, SW-Deutschland). - Geol. Jb., **C 18**, 3-93, 9 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Hannover.

VILLINGER, E. (1978): Zur Karsthydrologie des Blautopfs und seines Einzugsgebietes (Schwäbische Alb).- Abh. geol. Landesamt B.-W., **8**, 59-127, 17 Abb., 14 Tab.; Freiburg i. Br.

VILLINGER, E. & SAUTER, M. (1999): Karsthydrogeologie der Schwäbischen Alb (Exkursion I am 9. April 1999).- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 81**, 123-170, 25 Abb., Stuttgart.

WILLIAMS, P. W. (1983): The Role of the Subcutaneous Zone in Karst Hydrology.- J. Hydrol., **61**, 45-67, 11 Abb., Amsterdam.

**In der Reihe C Hydro-, Ingenieur- und Umweltgeologie
der Tübinger Geowissenschaftlichen Arbeiten (TGA) sind bisher erschienen:**

- Nr. 1: Grathwohl, Peter (1989): Verteilung unpolarer organischer Verbindungen in der wasserungesättigten Bodenzone am Beispiel der leichtflüchtigen aliphatischen Chlorkohlenwasserstoffe. 102 S.
- Nr. 2: Eisele, Gerhard (1989): Labor- und Felduntersuchungen zur Ausbreitung und Verteilung leichtflüchtiger chlorierter Kohlenwasserstoffe (LCKW) im Übergangsbereich wasserungesättigte/wassergesättigte Zone. 84 S.
- Nr. 3: Ehmann, Michael (1989): Auswirkungen atmogener Stoffeinträge auf Boden- und Grundwässer sowie Stoffbilanzierungen in drei bewaldeten Einzugsgebieten im Oberen Buntsandstein (Nordschwarzwald). 134 S.
- Nr. 4: Irouschek, Thomas (1990): Hydrogeologie und Stoffumsatz im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. 144 S.
- Nr. 5: Sanns, Matthias (1990): Experimentelle Untersuchungen zum Ausbreitungsverhalten von leichtflüchtigen Chlorkohlenwasserstoffen (LCKW) in der wassergesättigten Zone. 122 S. **(Vergriffen!)**
- Nr. 6: Seeger, Thomas (1990): Abfluß- und Stofffrachtseparation im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. 154 S.
- Nr. 7: Einsele, Gerhard & Pfeffer, Karl-Heinz (Hrsg.) (1990): Untersuchungen über die Auswirkungen des Reaktorunfalls von Tschernobyl auf Böden, Klärschlamm und Sickerwasser im Raum von Oberschwaben und Tübingen. 151 S.
- Nr. 8: Douveas, Nikon G. (1990): Verwitterungstiefe und Untergrundabdichtung beim Talsperrenbau in dem verkarsteten Nord-Pindos-Flysch (Projekt Pigai-Aoos, NW-Griechenland). 165 S.
- Nr. 9: Schlöser, Heike (1991): Quantifizierung der Silikatverwitterung in karbonatfreien Deckschichten des Mittleren Buntsandsteins im Nordschwarzwald. 93 S.
- Nr. 10: Köhler, Wulf-Rainer (1992): Beschaffenheit ausgewählter, nicht direkt anthropogen beeinflusster oberflächennaher und tiefer Grundwasservorkommen in Baden-Württemberg. 144 S.
- Nr. 11: Bundschuh, Jochen (1991): Der Aquifer als thermodynamisch offenes System. – Untersuchungen zum Wärmetransport in oberflächennahen Grundwasserleitern unter besonderer Berücksichtigung von Quellwassertemperaturen (Modellversuche und Geländebeispiele). 100 S. **(Vergriffen!)**
- Nr. 12: Herbert, Mike (1992): Sorptions- und Desorptionsverhalten von ausgewählten polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffen (PAK) im Grundwasserbereich. 111 S.

- Nr. 13: Sauter, Martin (1993): Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW-Germany). 150 S.
- Nr. 14: Bauer, Michael (1993): Wasserhaushalt, aktueller und holozäner Lösungsabtrag im Wutachgebiet (Südschwarzwald). 130 S.
- Nr. 15: Einsele, Gerhard & Ricken, Werner (Hrsg.) (1993): Eintiefungsgeschichte und Stoffaustrag im Wutachgebiet (SW-Deutschland). 215 S.
- Nr. 16: Jordan, Ulrich (1993): Die holozänen Massenverlagerungen des Wutachgebietes (Südschwarzwald). 132 S. **(Vergriffen!)**
- Nr. 17: Krejci, Dieter (1994): Grundwasserchemismus im Umfeld der Sonderabfalldeponie Billigheim und Strategie zur Erkennung eines Deponiesickerwasserinflusses. 121 S.
- Nr. 18: Hekel, Uwe (1994): Hydrogeologische Erkundung toniger Festgesteine am Beispiel des Opalinustons (Unteres Aalenium). 170 S. **(Vergriffen!)**
- Nr. 19: Schüth, Christoph (1994): Sorptionskinetik und Transportverhalten von polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffen (PAK) im Grundwasser – Laborversuche. 80 S.
- Nr. 20: Schlöser, Helmut (1994): Lösungsgleichgewichte im Mineralwasser des überdeckten Muschelkalks in Mittel-Württemberg. 76 S.
- Nr. 21: Pyka, Wilhelm (1994): Freisetzung von Teerinhaltstoffen aus residualer Teerphase in das Grundwasser: Laboruntersuchungen zur Lösungsrate und Lösungsvermittlung. 76 S.
- Nr. 22: Biehler, Daniel (1995): Kluftgrundwässer im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes – Ergebnisse von Untersuchungen in Stollen. 103 S.
- Nr. 23: Schmid, Thomas (1995): Wasserhaushalt und Stoffumsatz in Grünlandgebieten im württembergischen Allgäu. 145+ 92 S.
- Nr. 24: Kretzschmar, Thomas (1995): Hydrochemische, petrographische und thermodynamische Untersuchungen zur Genese tiefer Buntsandsteinwässer in Baden-Württemberg. 142 S. **(Vergriffen!)**
- Nr. 25: Hebestreit, Christoph (1995): Zur jungpleistozänen und holozänen Entwicklung der Wutach (SW-Deutschland). 88 S.
- Nr. 26: Hinderer, Matthias (1995): Simulation langfristiger Trends der Boden- und Grundwasserversauerung im Buntsandstein-Schwarzwald auf der Grundlage langjähriger Stoffbilanzen. 175 S.
- Nr. 27: Körner, Johannes (1996): Abflußbildung, Interflow und Stoffbilanz im Schönbuch Waldgebiet. 206 S.

- Nr. 28: Gewalt, Thomas (1996): Der Einfluß der Desorptionskinetik bei der Freisetzung von Trichlorethen (TCE) aus verschiedenen Aquifersanden. 67 S.
- Nr. 29: Schanz, Ulrich (1996): Geophysikalische Untersuchungen im Nahbereich eines Karstsystems (westliche Schwäbische Alb). 114 S.
- Nr. 30: Renner, Sven (1996): Wärmetransport in Einzelklüften und Kluftaquiferen – Untersuchungen und Modellrechnungen am Beispiel eines Karstaquifers. 89 S.
- Nr. 31: Mohrlök, Ulf (1996): Parameter-Identifikation in Doppel-Kontinuum-Modellen am Beispiel von Karstaquiferen. 125 S.
- Nr. 32: Merkel, Peter (1996): Desorption and Release of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs) from Contaminated Aquifer Materials. 76 S.
- Nr. 33: Schiedek, Thomas (1996): Auftreten und Verhalten von ausgewählten Phthalaten in Wasser und Boden. 112 S.
- Nr. 34: Herbert, Mike & Teutsch, Georg (Hrsg.) (1997): Aquifersysteme Südwestdeutschlands - Eine Vorlesungsreihe an der Eberhard-Karls-Universität Tübingen. 162 S.
- Nr. 35: Schad, Hermann (1997): Variability of Hydraulic Parameters in Non-Uniform Porous Media: Experiments and Stochastic Modelling at Different Scales. 233 S.
- Nr. 36: Herbert, Mike & Kovar, Karel (Eds.) (1998): GROUNDWATER QUALITY 1998: Remediation and Protection - Posters -.- Proceedings of the GQ'98 conference, Tübingen, Sept. 21-25, 1998, Poster Papers. 146 S.
- Nr. 37: Klein, Rainer (1998): Mechanische Bodenbearbeitungsverfahren zur Verbesserung der Sanierungseffizienz bei In-situ-Maßnahmen. 106 S.
- Nr. 38: Schollenberger, Uli (1998): Beschaffenheit und Dynamik des Kiesgrundwassers im Neckartal bei Tübingen. 74 S.
- Nr. 39: Rügner, Hermann (1998): Einfluß der Aquiferlithologie des Neckartals auf die Sorption und Sorptionskinetik organischer Schadstoffe. 78 S.
- Nr. 40: Fechner, Thomas (1998): Seismische Tomographie zur Beschreibung heterogener Grundwasserleiter. 113 S.
- Nr. 41: Kleineidam, Sybille (1998): Der Einfluß von Sedimentologie und Sedimentpetrographie auf den Transport gelöster organischer Schadstoffe im Grundwasser. 82 S.
- Nr. 42: Hückinghaus, Dirk (1998): Simulation der Aquifergenese und des Wärmetransports in Karstaquiferen. 124 S.
- Nr. 43: Klingbeil, Ralf (1998): Outcrop Analogue Studies – Implications for Groundwater Flow and Contaminant Transport in Heterogeneous Glaciofluvial Quaternary Deposits. 111 S.

- Nr. 44: Loyek, Diana (1998): Die Löslichkeit und Lösungskinetik von polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffen (PAK) aus der Teerphase. 81 S.
- Nr. 45: Weiß, Hansjörg (1998): Säulenversuche zur Gefahrenbeurteilung für das Grundwasser an PAK-kontaminierten Standorten. 111 S.
- Nr. 46: Jianping Yan (1998): Numerical Modeling of Topographically-closed Lakes: Impact of Climate on Lake Level, Hydrochemistry and Chemical Sedimentation. 144 S.
- Nr. 47: Finkel, Michael (1999): Quantitative Beschreibung des Transports von polyzyklischen aro-matischen Kohlenwasserstoffen (PAK) und Tensiden in porösen Medien. 98 S.
- Nr. 48: Jaritz, Renate (1999): Quantifizierung der Heterogenität einer Sandsteinmatrix (Mittlerer Keuper, Württemberg). 106 S.
- Nr. 49: Danzer, Jörg (1999): Surfactant Transport and Coupled Transport of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs) and Surfactants in Natural Aquifer Material - Laboratory Experiments. 75 S.
- Nr. 50: Dietrich, Peter (1999): Konzeption und Auswertung gleichstromgeoelektrischer Tracer-versuche unter Verwendung von Sensitivitätskoeffizienten. 130 S.
- Nr. 51: Baraka-Lokmane, Salima (1999): Determination of Hydraulic Conductivities from Discrete Geometrical Characterisation of Fractured Sandstone Cores. 119 S.
- Nr. 52: M^cDermott, Christopher I. (1999): New Experimental and Modelling Techniques to Investigate the Fractured System. 170 S.
- Nr. 53: Zamfirescu, Daniela (2000): Release and Fate of Specific Organic Contaminants at a Former Gasworks Site. 96 S.
- Nr. 54: Herfort, Martin (2000): Reactive Transport of Organic Compounds Within a Heterogeneous Porous Aquifer. 76 S.
- Nr. 55: Klenk, Ingo (2000): Transport of Volatile Organic Compounds (VOC's) From Soilgas to Groundwater. 70 S.
- Nr. 56: Martin, Holger (2000): Entwicklung von Passivsammlern zum zeitlich integrierenden Depositions- und Grundwassermonitoring: Adsorberkartuschen und Keramikdosimeter. 84 S.
- Nr. 57: Diallo, Mamadou Sanou (2000): Acoustic Waves Attenuation and Velocity Dispersion in Fluid-Filled Porous Media: Theoretical and Experimental Investigations. 101 S.
- Nr. 58: Lörcher, Gerhard (2000): Verarbeitung und Auswertung hyperspektraler Fernerkundungsdaten für die Charakterisierung hydrothermalen Systeme (Goldfield/Cuprite, Yellowstone National Park). 158 S.

- Nr. 59: Heinz, Jürgen (2001): Sedimentary Geology of Glacial and Periglacial Gravel Bodies (SW-Germany): Dynamic Stratigraphy and Aquifer Sedimentology. 102 S.
- Nr. 60: Birk, Steffen (2002): Characterisation of Karst Systems by Simulating Aquifer Genesis and Spring Responses: Model Development and Application to Gypsum Karst. 122 S.
- Nr. 61: Halm, Dietrich & Grathwohl, Peter (Eds.) (2002): Proceedings of the 1st International Workshop on Groundwater Risk Assessment at Contaminated Sites (GRACOS). 280 S.
- Nr. 62: Bauer, Sebastian (2002): Simulation of the genesis of karst aquifers in carbonate rocks. 143 S.
- Nr. 63: Rahman, Mokhesur (2002): Sorption and Transport Behaviour of Hydrophobic Organic Compounds in Soils and Sediments of Bangladesh and their Impact on Groundwater Pollution – Laboratory Investigations and Model Simulations. 73 S.
- Nr. 64: Peter, Anita (2002): Assessing natural attenuation at field scale by stochastic reactive transport modelling. 101 S.
- Nr. 65: Leven-Pfister, Carsten (2002): Effects of Heterogeneous Parameter Distributions on Hydraulic Tests - Analysis and Assessment. 94 S.
- Nr. 66: Schwarz, Rainer (2002): Grundwasser-Gefährdungsabschätzungen durch Emissions- und Immissionsmessungen an Deponien und Altlasten. 100 S.
- Nr. 67: Abel, Thekla (2003): Untersuchungen zur Genese des Malmkarsts der Mittleren Schwäbischen Alb im Quartär und jüngeren Tertiär. 187 S.
- Nr. 68: Prokop, Gundula & Bittens, Martin & Cofalka, Piotr & Roehl, Karl Ernst & Schamann, Martin & Younger, Paul (Eds.) (2003): Summary Report on the 1st IMAGE-TRAIN Advanced Study Course "Innovative Groundwater Management Technologies". 119 S.
- Nr. 69: Halm, Dietrich & Grathwohl, Peter (Eds.) (2003): Proceedings of the 2nd International Workshop on Groundwater Risk Assessment at Contaminated Sites (GRACOS) and Integrated Soil and Water Protection (SOWA). 260 S.
- Nr. 70: Bayer, Peter (2004): Modelling, economic assessment and optimisation of in-situ groundwater remediation systems. 78 S.
- Nr. 71: Kraft, Siegfried (2004): Untersuchungen zum Langzeiteinsatz der in-situ Aktivkohlefiltration zur Entfernung von organischen Schadstoffen aus Grundwasser. 64 S.
- Nr. 72: Bold, Steffen (2004): Process-based prediction of the long-term risk of groundwater pollution by organic non-volatile contaminants. 76 S.

- Nr. 73: Maier, Ulrich (2004): Modelling of Natural Attenuation in Soil and Groundwater. 81 S.
- Nr. 74: Susset, Bernd (2004): Materialuntersuchungen und Modellierungen zur Unterscheidung Gleichgewicht / Ungleichgewicht in Säulenversuchen für die Sickerwasserprognose organischer Schadstoffe. 100 S.
- Nr. 75: Madlener, Iris (2004): Quantifizierung und Modellierung des PAK-Desorptionsverhaltens aus feinkörnigem Material mittels Säulenversuchen (DIN V 19736) und Hochdruck-Temperatur-Elution (ASE). 86 S.
- Nr. 76: Henzler, Rainer (2004): Quantifizierung und Modellierung der PAK-Elution aus verfestigten und unverfestigten Abfallmaterialien. 98 S.
- Nr. 77: Valley, Stephan (2004): Natural Attenuation of Volatile Organic Compounds (VOC) in Groundwater: A Method for the Determination of Compound-Specific Stable Carbon Isotope Ratios at Low Concentration Levels. 67 S.
- Nr. 78: Röttgen, Klaus Peter (2004): Kritische Analyse des Aufwandes zur Erkundung von Kontaminationen in niedersächsischen Grundwassergeringleitern. 84 S.
- Nr. 79: Gocht, Tilman (2005): Die vier Griechischen Elemente: Massenbilanzierung von polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffen (PAK) in Kleineinzugsgebieten des ländlichen Raumes. VI, 140, 42.
- Nr. 80: Halm, Dietrich & Grathwohl, Peter (Eds.) (2004): Proceedings of the 2nd International Work-shop on Integrated Soil and Water Protection (SOWA). 161 S.
- Nr. 81: Prokop, Gundula, Bittens, Martin, Moraczewska-Maikut, Katarzyna, Roehl, Karl Ernst, Schamann, Martin & Younger, Paul (Eds.) (2004): Summary Report on the 3rd IMAGE-TRAIN Advanced Study Course "Quantitative Risk Assessment". 66 S.
- Nr. 82: Hoffmann, Ruth (2004): Optimierungsansätze zur Datenerfassung und Interpretation von Multielektrodenmessungen. 91 S.
- Nr. 83: Kostic, Boris (2004): 3D sedimentary architecture of Quaternary gravel bodies (SW-Germany): implications for hydrogeology and raw materials geology. 103 S.
- Nr. 84: Bayer-Raich, Marti (2004): Integral pumping tests for the characterization of groundwater contamination. 112 S.
- Nr. 85: Piepenbrink, Matthias (2006): – **Im Druck.**
- Nr. 86: Becht, Andreas (2004): Geophysical methods for the characterization of gravel aquifers: case studies and evaluation experiments. 75 S.
- Nr. 87: Brauchler, Ralf (2005): Characterization of Fractured Porous Media Using Multivariate Statistics and Hydraulic Travel Time Tomography. 74 S.

- Nr. 88: Stefan Gödeke (2004): Evaluierung und Modellierung des Natural Attenuation Potentials am Industriestandort Zeitz. 139 S.
- Nr. 89: Nicolai-Alexeji Kummer (2005): Entwicklung eines kommerziell einsetzbaren Katalysators zur Grundwassersanierung: Katalytische Hydrodehalogenierung und Hydrierung umwelt-relevanter (Chlor-) Kohlenwasserstoffverbindungen an trägergestützten Edelmetallkatalysatoren. 122 S.
- Nr. 90: Beinhorn, Martin (2005): Contributions to computational hydrology: Non-linear flow processes in subsurface and surface hydrosystems. 87 S.
- Nr. 91: Olsson, Asa (2005): Investigation and Modelling of Dispersion-Reaction Processes in Natural Attenuation Groundwater. 68 S.
- Nr. 92: Safinowski, Michael (2005): Anaerobic biodegradation of polycyclic aromatic hydrocarbons. 65 S.
- Nr. 93: Bürger, Claudius (2005): Technical-economic optimization of in-situ reactive barrier systems under uncertainty. 94 S.
- Nr. 94: Jahn, Michael (2006): Microbial dissimilatory iron(III) reduction: Studies on the mechanism and on processes of environmental relevance. 63 S.
- Nr. 95: Bi, Erping (2006): Sorption and transport of heterocyclic aromatic compounds in soils. 63 S.
- Nr. 96: Kübert, Markus (2006): Modelling and Technical-Economic Evaluation of Point Scale and Integral Approaches for Investigating Contaminant Plumes in Groundwater. 124 S.
- Nr. 97: Chen, Cui (2006): Integrating GIS Methods for the Analysis of Geosystems. 157 S.
- Nr. 98: Regierungspräsidium Freiburg, Abt. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Hrsg.) (2006): Untersuchungen zur Aquiferdynamik im Einzugsgebiet des Blautopfs (Oberjura, Süddeutschland). 77 S.

