

TRACERHYDROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM EINZUGSGEBIET DES PARTNACH-URSPRUNGS – ZUGSPITZGEBIET –

Qualitative und quantitative Auswertung der Ergebnisse

vorgelegt als

Diplomarbeit

am

**Department für Geo- und Umweltwissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München
Sektion Geographie**

von

Adelheid Rappl

Betreuer

Prof. Dr. Karl-Friedrich Wetzel

München, April 2007

TRACERHYDROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM EINZUGSGEBIET DES PARTNACH-URSPRUNGS – ZUGSPITZGEBIET –

Qualitative und quantitative Auswertung der Ergebnisse

110 Seiten

43 Abbildungen, 9 Tabellen

8 Anhänge, 3 Anlagen

vorgelegt als

Diplomarbeit

am

**Department für Geo- und Umweltwissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München
Sektion Geographie**

von

Adelheid Rappel

Betreuer

Prof. Dr. Karl-Friedrich Wetzel

München, April 2007

KURZFASSUNG

Im August 2005 wurde auf dem Zugspitzplatt, im Wettersteingebirge in Bayern, ein kombinierter Markierungsversuch vom Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Sektion Geographie der LMU München in Zusammenarbeit mit dem Bayer. Landesamt für Umwelt (LfU) durchgeführt. Die quantitativen und qualitativen Auswertungen des Markierungsversuches sollten zeigen ob das Zugspitzplattkarstsystem ein abgeschlossenes System ist. Weiter Ziele des Versuches waren Informationen über das Abflussverhalten bzw. die Fließwege des Karstsystems zu erhalten. Zusätzlich sollte die Identifizierung des Entwässerungssystems durch die Lokalisierung der Haupt- und Nebenquellaustritte sowie die Ermittlung und Charakterisierung der Grundwasserströmungsverhältnisse erfolgen. Die Markierungsstoffe Uranin (5 kg) und Eosin (10 kg) wurden auf dem Zugspitzplatt in der Nähe des Südlichen und Nördlichen Schneeferner eingegeben. Die Auswahl der Beobachtungsstellen (14 Stellen) erfolgte weiträumig um das Zugspitzmassiv. Für den Hauptversuchszeitraum vom 16.08. bis 15.11.2005 wurde ein Beprobungsplan aufgestellt. Vor dem Versuch wurden den Beobachtungsstellen Blindproben zur Bestimmung der Eigenfluoreszenz und Wasserproben für die Hydrochemische Analyse entnommen. Die Messungen der Tracerkonzentrationen wurden im Fluoreszenz Labor des LfU durchgeführt.

Der Markierungsstoff trat an zwei Beobachtungsstellen, Partnach-Ursprung (32 h Eosin, 20,5 h Uranin) und Gsundbrünnl im Reintal auf. Die maximalen Abstandsgeschwindigkeiten lagen zwischen 130 m/h (Eosin) und 170 m/h (Uranin). Mithilfe meteorologischer Aufzeichnungen war es möglich einen Zusammenhang zwischen Konzentrationschwankungen im Kurvenverlauf und Niederschlagereignissen zu identifizieren. Durch die Anwendung des Gradtagverfahrens konnte das Verhalten der Schmelzwässer auf das Karstsystem bzw. den Abfluss untersucht werden. Die quantitative Auswertung des Tailings wurde über eine Methode nach TSANG (1995) vorgenommen. Diese zeigte, dass nach den adviktiven Transportprozessen im Zugspitzkarst die dispersiv-diffusiven Prozesse dominieren. Weitere quantitative Auswertungen wurden unter Verwendung eines Singledispersionsmodells und einem Multidispersionsmodell durchgeführt. So wurden die Transportprozesse in den ersten 100 h der Durchgangskurve untersucht. Der Versuch wurde im Juli 2006 beendet. Der Traceraustrag aus dem Karstsystem besitzt eine relativ hohe Rückgewinnungsrate (Uranin 88 %, Eosin 52 %). Die Ergebnisse weisen auf ein gut entwickeltes Karstsystem, mit schnell reagierenden präferenziellen Fließwegen und einer guten Speicherwirkung hin.

ABSTRACT

In August 2005 a multi-tracer experiment was carried out at the Zugspitzplatt in the Bavarian Limestone Alps by the Department of Geo- and Environmental Science of the LMU Munich in cooperation with the Bavarian State Office for Environment (Landesamt für Umwelt, LfU). The quantitative and qualitative results of the tracer experiment should show, if the Zugspitzplatt karst system is a closed system. Collecting information about the discharge and the flow paths of the karst aquifer system were further aims. Moreover an identification of the drain system by localisation of the main and side springs, as well as the determination and characterisation of the ground water flow should be found out. The fluorescent dye tracers, Uranine (5 kg) and Eosine (10 kg) were injected at two different injection points close to the southern and northern glacier at the Zugspitzplatt. The sampling points (14 points) were selected in the area around the Zugspitzplatt. A sampling plan was made for the main experiment time 16.08. to 15.11.2005. Prior to the experiment, blind samples for natural fluorescent substances in the water and water samples for hydrochemical analysis were taken from each sampling point. The tracer concentration of each sample was determined in the fluorescence laboratory at the LfU.

The fluorescent dye tracers were discovered at two detection sites, the karst spring called Partnach-Ursprung (32 hrs. Eosine, 20.5 hrs. Uranine) and Gsundbrünnl in the Reintal valley. The maximum transit velocity was between 130 m/h (Eosine) and 170 m/h (Uranine). Meteorological data observed at several measure points made it possible to determine a connection between variation in tracer concentration curve and precipitation events. The application of the Gradtag method showed the reaction of karst water discharge when melted water entered the system. The quantitative analysis of the tailing was made using a method by TSANG (1995). It showed that, after convective transport process the dispersive-diffusive processes dominate in the Zugspitz karst system. Other quantitative analyses were carried out by using a single dispersion model and a multi dispersion model. It was possible to find out transport processes of the first 100 hours of the breakthrough curve. The experiment finished in July 2006. The tracer recovery was relatively high for a karst system (Uranine 88 %, Eosine 52 %). The results show that the karst system is very well developed, has fast reacting main flow paths and a good storage capacity.

DANKSAGUNG

An dieser Stelle möchte ich mich ganz herzlich bei allen Personen bedanken die mich bei dieser Diplomarbeit Unterstützung haben.

Ein sehr großer, herzlicher Dank gilt meinem Prof. und Betreuer Karl-Friedrich Wetzels, der sehr viel Zeit, Geduld und Kraft in die Feldarbeit und in die nachfolgenden Diskussionen in seinem Büro investiert hatte.

Als zweites möchte ich den Mitarbeitern des LfU, Abt. 10 Dienststelle München sehr herzlich Danken. Ein besonderer Dank gilt hier Dr. Georg Büttner und Martin Scholz sowie Thomas Schwarz, Georg Schmid und Dr. G. Diepolder. Ihre Hilfe in der Planung, Eingabe, Probennahme und Laboranalyse sowie dem fachlichen Beistand, haben einen sehr wichtigen Beitrag zu dieser Arbeit geleistet.

Des Weiteren gilt ein sehr großer herzlicher Dank Johannes Birner von der ehem. Arbeitsgruppe Hydrogeologie, LMU - München. Seine fachliche Hilfe und sein aufopfernder Beistand in jeder Lebenslage machten es möglich diese Arbeit zu perfektionieren. Ebenfalls gilt ein sehr großer Dank Herrn Prof. Dr. Schneider, seiner Assistentin Katja Steffens und der ehem. Arbeitsgruppe Hydrogeologie.

Für den reibungslosen Ablauf der Versuchsdurchführung gebührt ein herzlicher Dank Herrn Döring (Forstbetrieb), Charly Werle (Reintalanger Hütte), Frau Emmermann (Bayr. Zugspitzbahn), der Gemeinde Ehrwald, der Österreichischen Bundesforste AG und den tatkräftigen Teilnehmern des Geländepraktikums. Ganz herzlich möchte ich mich auch bei den Helfern der Universität Augsburg bedanken Ralf, Florian und Ronny, die bei der Tracereingabe mitgeholfen haben.

Ein großer Dank gebührt David Morche von der Universität Halle, der eine große Hilfe im Gelände und auch zu späteren Zeitpunkten war. Ebenso gilt ein Dank Herrn Prof. Dr. – Ing. Maloszewski für die Einweisung in die Modellierung.

Ein besonderer Dank gilt meinen Eltern die immer um mein leibliches Wohl besorgt waren und sich gewundert haben wie lange eine Diplomarbeit dauert. Meinen Geschwistern die mich sowohl mit technischen Mitteln, Bruder Hans-Jürgen, als auch mit wichtigen Tipps und Hinweisen, Schwester Sonja unterstützt haben.

Ganz herzlich möchte ich meiner besten Freundin und Mitbewohnerin Susanne Hirl danken, die mich in vieler Hinsicht unterstützt und bei guter Laune gehalten hat.

INHALTSVERZEICHNIS

Abbildungsverzeichnis	iv
Tabellenverzeichnis	vi
Anhangsverzeichnis.....	vii
1. Einleitung	1
1.1 Fragestellung und Zielsetzung.....	1
1.2 Stand der Wissenschaft am Zugspitzplatt.....	2
1.3 Die Geschichte der Tracerhydrologie.....	3
2. Untersuchungsgebiet	5
2.1 Gebietscharakteristik	5
2.1.1 Geographische Lage	5
2.1.2 Stratigraphie und Lithologie.....	9
2.1.3 Tektonik.....	11
2.1.4 Hydrogeologie	13
2.2 Karsthydrographie	15
2.2.1 Verkarstungsvoraussetzung.....	15
2.2.2 Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht	18
2.2.3 Korrosion und Mischungskorrosion	19
2.2.4 Karstgrundwasserleiter und Karstquellen.....	20
3. Versucheskonzeption und Methodik	22
3.1 Wahl der Markierungsstoffe	22
3.1.1 Fluoreszenztracer.....	22
3.1.2 Uranin	23
3.1.3 Eosin	25
3.2 Tracereingabe	27
3.2.1 Festlegung der Eingabestellen.....	27
3.2.2 Abschätzung der Tracermengen	28
3.2.3 Eingabe der Markierungsstoffe	29
3.3 Probennahmestellen.....	31
3.3.1 Festlegung der Probennahmestellen.....	31
3.3.2 Beprobungsplan	32
3.3.3 Durchführung der Probennahme	33
3.4 Erfassung der hydrologischen Parameter	35

3.4.1	Methoden zur Abflussbestimmung.....	35
3.4.2	Methoden zur Niederschlagsbestimmung	37
3.5	Fluoreszenzphotometer – Analytik.....	37
3.5.1	Erstellung der Kalibrierreihen	37
3.5.2	Analyse der Tracerproben	38
3.6	Hydrochemische Analytik	40
3.6.1	Probennahme	40
3.6.2	Analyseverfahren.....	41
4.	Auswertung und Interpretation der Ergebnisse	42
4.1	Qualitative Auswertung.....	42
4.1.1	Räumliche Differenzierung der Traceraustritte	42
4.1.2	Zeitliche Verteilung der Tracernachweise.....	45
4.1.2.1	Nachweise am Partnach-Ursprung (Z 11)	45
4.1.2.2	Nachweise Partnach (Z 12).....	47
4.1.2.3	Nachweise Gsundbrünnl (Z 13).....	47
4.1.3	Hydrochemischer Vergleich der Beobachtungsstellen.....	48
4.1.3.1	Physikochemische Parameter	48
4.1.3.2	Hydrochemische Parameter.....	49
4.1.4	Vergleich mit hydrologischen Daten.....	51
4.1.4.1	Vergleich der Tracerdurchgangskurve mit den Niederschlagswerten.....	52
4.1.4.2	Zusammenhang von Tracerdurchgang und Lufttemperatur	57
4.1.4.3	Zusammenhang zwischen Tracerdurchgang und Abflusswerten	59
4.2	Quantitative Auswertung der Durchgangskurven	60
4.2.1	Hydrogeologische Parameter.....	60
4.2.2	Allgemeine quantitative Auswertung	63
4.2.2.1	Fließzeiten und Fließgeschwindigkeiten	63
4.2.2.2	Rückgewinnungsrate	66
4.2.2.3	Tailing.....	69
4.2.3	Auswertung mit dem Summenkurvenverfahren (SKV)	70
4.2.3.1	Grundlagen des Verfahrens	70
4.2.3.2	Ergebnisse SKV.....	74
4.2.4	Auswertung mit dem Multidispersionsmodell (MDM).....	76
4.2.4.1	Grundlagen des Modells.....	77
4.2.4.2	Ergebnisse des MDM	80

5.	Diskussion des Karstsystems Zugspitzplatt.....	84
5.1	Diskussion der Ergebnisse.....	84
5.1.1	Beurteilung der Ergebnisse der Auswertungsverfahren SKV und MDM	84
5.1.2	Vergleich mit den Ergebnissen von WROBEL 1980 und GOLDSCHEIDER 1998	86
5.2	Fließwege des Karstsystems	92
5.2.1	Festlegung des unterirdischen Einzugsgebietes	92
5.2.2	Das Fließsystem des Karstgebietes	94
6.	Zusammenfassung und Ausblick.....	96
7.	Literaturverzeichnis	100
	Anhang	106

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes.....	5
Abb. 2: Karrenfeld auf dem Zugspitzplatt.....	7
Abb. 3: Mittleren Monatsniederschläge und –temperaturwerte der Wetterstationen GPK und ZP	8
Abb. 4: Zugspitzplatt mit den Resten des Südlichen und Nördlichen Schneeferners im August 2003 ..	9
Abb. 5: Geologische Karte des Wettersteingebirges.....	11
Abb. 6: Profilschnitte des Zugspitzplatts	12
Abb. 7: Partnach-Ursprung mit zwei Störungslinien	13
Abb. 8: Oberirdisches Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs.....	14
Abb. 9: W-E streichende Kluft auf dem Zugspitzplatt.....	16
Abb. 10: a-d Entwicklung vom jungen zum reifen Höhlenfluss	17
Abb. 11: Schematische Darstellung eines Karstkörpers mit unterschiedl. Infiltrationsbedingungen ...	18
Abb. 12: Partnach-Ursprung	21
Abb. 13: Strukturformel des Uranins	23
Abb. 14: Absorptionsspektren des Uranins in Abhängigkeit vom pH-Wert.....	24
Abb. 15: pH–Abhängigkeit der Fluoreszenz einiger ausgewählter Fluoreszenzstoffe	25
Abb. 16: Strukturformel des Eosins	25
Abb. 17: Eosin-Eingabe an der Geländestufe des Nördl. Schneeferners	30
Abb. 18: Uranin-Eingabe in der Nähe des Südl. Schneeferners.....	31
Abb. 19: Uranin- und Eosinnachweise am 18.08.2005 an der Probennahmestelle Z 11	39
Abb. 20: Karte des Untersuchungsgebietes.....	44
Abb. 21: Tracerdurchgangskurve Eosin Z 11	45
Abb. 22: Tracerdurchgangskurve Uranin Z 11	46
Abb. 23: Hydrochemische Parameter der Beobachtungsstellen in einem Schoellerdiagramm.....	50
Abb. 24: Niederschlagswerte und Temperaturgang der Klimastation Zugspitze.....	52
Abb. 25: Niederschlagswerte an der Beobachtungsstelle Z 11 mit Eosin-Durchgangskurve	53
Abb. 26: Eosin-Durchgangskurve mit den Niederschlagswerten des DWD.....	54
Abb. 27: Niederschlagswerte an der Beobachtungsstelle Z 11 mit Uranin-Durchgangskurve	55
Abb. 28: Uranin-Durchgangskurve mit den Niederschlagswerten des DWD	56
Abb. 29: Uranin-Durchgangskurve mit den Tagesschmelzwasserhöhen.....	58
Abb. 30: Uranin- und Eosin-Durchgangskurven gegenübergestellt dem Abfluss	60
Abb. 31: Zusammenwirken von Advektion und hydrodynamischer Dispersion	61
Abb. 32: Ursachen der Variabilität der Transportgeschwindigkeit.....	62
Abb. 33: Werte der Fließzeit und Abstandsgeschwindigkeit aus dem Kurvenverlauf.....	64
Abb. 34: Rückgewinnungsraten für Eosin und Uranin über die Versuchsdauer	68
Abb. 35: Interpretation des Tailings der Tracerdurchgangskurven an der Beobachtungsstelle Z 11....	70

Abb. 36: Durchgang der Tracerkonzentration C(t) und dazugehörige Summenkurve RR (t)	74
Abb. 37: Eosin-Durchgangskurve im Zeitraum von 100 h zusammen mit der Summenkurve.....	75
Abb. 38: Uranin-Durchgangskurve im Zeitraum von 100 h zusammen mit der Summenkurve.....	76
Abb. 39: Schematische Darstellung des Multidispersionsmodells.....	79
Abb. 40: Modellanpassung des MDM auf die Daten des Tracers Eosin.....	81
Abb. 41: Modellanpassung des MDM auf die Daten des Tracers Uranin.....	82
Abb. 42: Skizzenhafte Darstellung der hydrogeologischen Steuerungsfaktoren der Alpsspitze.....	91
Abb. 43: Quellaustritt des Gsundbrünns an einem Moränenwall	93

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 1: Zusammenfassung der Eigenschaften von Fluoreszenzstoffen.....	26
Tab. 2: Zusammenfassung der wichtigsten Angaben zu den Eingabepunkten	29
Tab. 3: Die Probennahmestellen im Versuchsgebiet.....	34
Tab. 4: Angaben zu den Austrittsstellen der Tracer.....	43
Tab. 5: Physikochemische Parameter der Beobachtungsstellen.....	49
Tab. 6: Berechnung der mittleren Abstandsgeschwindigkeit.....	66
Tab. 8: Qualitative Ergebnisse der Markierungsversuche am Zugspitzplatt (1980 und 2005)	87
Tab. 9: Eingabepunkte mit den jeweiligen Tracern des Markierungsversuches Alpspitzgebiet 1998..	89

ANHANGSVERZEICHNIS

Anhang 1: Beprobungsplan.....	106
Anhang 2: Hydrochemische Parameter der Beobachtungsstellen.....	107
Anhang 3: Hydrochemische Analyseergebnisse in einem Schoellerdiagramm	108
Anhang 4: Tracerdurchgangskurve Eosin Z 12 und Uranin Z 12 (18.08. – 25.08.2005).....	108
Anhang 5: Tracerdurchgangskurve Eosin Z 13 und Uranin Z 13 (18.08. – 25.08.2005).....	108
Anhang 6: Kalibrierreihen des Eosins und Uranins im Messbereich 1 und Messbereich 2	109
Anhang 7: Abflussganglinien des Partnach-Ursprungs für die Jahre 2005 und 2006.....	110
Anhang 8: Wasserstands-Abfluss-Beziehung des Partnach-Ursprungs	110

1. EINLEITUNG

1.1 Fragestellung und Zielsetzung

Der Einfluss des Menschen auf das Klima und auf die unterschiedlichen Stoffkreisläufe in der Natur ist ein zentraler Forschungsbereich der Geowissenschaften. Die Begriffe des Klimawandels und der globalen Erwärmung sind nicht nur in wissenschaftlichen Kreisen bekannt, sondern Gängige Begriffe in Politik und Medien. Welche Auswirkungen der vom Menschen verursachte Klimawandel auf die Natur und den Menschen haben wird, ist Gegenstand unzähliger Forschungsarbeiten weltweit. Es ist oftmals sehr schwierig die kleinräumigen Veränderungen im Gegensatz zu den großräumigen zu registrieren. Da diese sich häufig in Regionen abspielen, die schwer zugängig sind und sich nur sehr schlechend ankündigen.

In Anbetracht des Klimawandels und die Veränderung des hydrologischen Kreislaufes sind wichtige Süßwasserspeicher gefährdet. Die Alpen stellen mit ihren hohen Niederschlagssummen einen glazialen Wasserspeicher dar. Verschwinden die Gletscher als Retentionsräume, geht ein wichtiger Wasserlieferant für die Bergregionen und Alpenvorländer verloren. Auch die gestiegene wirtschaftliche und touristische Nutzung des Alpenraumes wirkt sich negativ auf die Wasserversorgung und -entsorgung, sowie auf die Wasserqualität der Quellen und Grundwasserleiter (GWL) aus. Speziell Karstgebiete wie das Zugspitzplatt haben mit dieser Problematik zu kämpfen. Die kurze Verweilzeit des Grundwassers (GW) im Karstkörper und die damit verbundene, geringe Reinigungskraft machen diese besonders anfällig für Verunreinigungen aus der Atmosphäre und der Landnutzung.

Die tracerhydrologischen Untersuchungen dieser Diplomarbeit sollen einen Beitrag zur Aufklärung der hydrologischen Verhältnisse des Zugspitzplatts und des Partnach-Ursprungs leisten. Laut ZÖTL (1974) stellt ein Tracerversuch das abschließende Glied hydrologischer Untersuchungen in einem Karstgebiet dar. Trotz des bereits durch WROBEL 1980 durchgeführten Markierungsversuches bleiben noch viele Fragen über das Untersuchungsgebiet offen. Zur Klärung dieser Fragen wurde ein kombinierter Markierungsversuch im August 2005 auf dem Zugspitzplatt in Zusammenarbeit mit dem Landesamt für Umwelt (LfU), Abt. 10, Dienststelle München durchgeführt. Die qualitativen und quantitativen Auswertungen der Versuchsergebnisse sollen zeigen, ob es sich bei dem

Zugspitzkarstsystem um ein abgeschlossenes System handelt. Zur Untersuchung der karsthydrologischen Verhältnisse wurden zwei fluoreszierende Farbstoffe, Uranin und Eosin an zwei unterschiedlichen Stellen auf dem Zugspitzplatt eingegeben. Die Eingabestellen sind im Bereich des Südlichen und Nördlichen Schneefernes ausgewählt worden, um deren Abflussverhalten bzw. die Fließwege im Untergrund untersuchen zu können. Zur Sicherstellung einer ausreichenden Datendichte wurde ein Beprobungsplan mit einem engen zeitlichen Intervall aufgestellt.

Weiteres Ziel dieser Arbeit ist die Identifizierung des Entwässerungssystems des Zugspitzplatts. Dabei ist die Lokalisierung der Haupt- und Nebenquellaustritte durch positive Farbdurchgänge möglich. Des Weiteren sollen die Strömungsverhältnisse des Wassers im Karstsystem ermittelt werden und eine Charakterisierung der Grundwasserverhältnisse erfolgen. Die durchgeführten hydrochemischen Analysen der Wässer an den einzelnen Beobachtungsstellen, werden eine hydrogeochemische Charakterisierung des Gesamtsystems ermöglichen.

Die Ergebnisse werden in dieser Arbeit qualitativ hinsichtlich der zeitlichen und räumlichen Verteilung untersucht und mit hydrologischen Daten verglichen. Die quantitative Betrachtung der Strömungsprozesse wird durch die Verwendung verschiedener Auswertungsverfahren für Tracerversuche vorgenommen. Hierzu zählen das Summenkurvenverfahren (SKV) und die Modellierung der Durchgangskurven durch ein Multidispersionsmodell (MDM). Mithilfe des MDM wird es möglich sein Rückschlüsse auf Fließkanäle und Rückhaltebereiche ziehen zu können sowie eine Abschätzung des durchflossenen Grundwasservolumens vorzunehmen. Durch die Berechnung des Wiedererhaltes über den gesamten Versuchszeitraum kann auf das Wasserspeichervermögen des Karstkörpers geschlossen werden. Diese Erkenntnisse werden zur Untersuchung und Abgrenzung des Einzugsgebietes beitragen.

1.2 Stand der Wissenschaft am Zugspitzplatt

Das Wettersteingebirge zu dem auch das Zugspitzplatt gehört wird seit vielen Jahren erforscht. Neben der Klimastation, die seit 1900 auf der Zugspitze in Betrieb ist, wurde in den 90er-Jahren die Forschungseinrichtung Schneefernerhaus errichtet. Seit dieser Zeit werden am Wettersteinmassiv unterschiedlichste Forschungsvorhaben durchgeführt, die sich sowohl mit hydrologischen und glaziologischen als auch klimatologischen und geomorphologischen

Themen beschäftigen. Erste Untersuchungen der hydrologischen Verhältnisse des Zugspitzplatts haben durch WROBEL (1980) in Form eines Markierungsversuches stattgefunden. Weitere intensive Untersuchungen folgten durch WETZEL (2001, 2003, 2004) und MORCHE (2006), die sich mit dem Abflussverhalten und den hydrologischen Verhältnissen in alpinen Karstsystemen beschäftigt und Forschungen zum Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs durchführten haben, mit denen sich ebenfalls ENDRES (1997) und OTZINGER (1998) in ihren Diplomarbeiten befassten. Bei den geomorphologischen Untersuchungen handelt es sich um Projekte wie z. B. dem seit 1999 laufende SEDAG-Projekt (Sedimentkaskaden in Alpinen Geosystemen), das sich mit den unterschiedlichen geomorphologischen Prozessen in den nördlichen Kalkalpen befasst. Darüber hinaus wurden auf dem Zugspitzplatt Untersuchungen zu Verwitterungsprozessen durch RÖGNER et al. (1995) und HÜTTL (1999) durchgeführt. Mit dem Eintrag von Flugstaub in das Gebirge beschäftigte sich KÜFMANN (2003).

1.3 Die Geschichte der Tracerhydrologie

Der Forschergeist zur Erkundung von Wegen und Höhlen im Untergrund, liegt in der Speläologie verankert. In ihr ist der Ursprung der Tracerhydrologie zu suchen. Der Begriff „Tracer“ (engl.) wird im deutschen Sprachgebrauch für nicht reaktive Markierungsstoffe verwendet. Tracer werden zur Verfolgung von fließendem Wasser benutzt. Ein Markierungsversuch kann sowohl das Fließverhalten von GW, als auch von oberirdischen Fließgewässern wie z.B. Seen und Flüssen verdeutlichen. Ebenso dient der Einsatz von Markierungsstoffen zur Untersuchung von Strömungs- und Transportprozessen in Grundwasserleitern. Dadurch können Abstandsgeschwindigkeiten und Ausbreitungen von Schadstofffahnen ermittelt werden. Zusätzlich unterstützt sie die Ermittlung der Speicherkapazität des Grundwasserleiters sowie dessen Gefährdungspotential, dass durch die Berechnung der Rückgewinnungsrate erfolgt. Ein weiterer Interessenschwerpunkt bei dem es zum Einsatz von Markierungsstoffen kommt, liegt in der Untersuchung der Prozesse der Abflussbildung. Aus diesen Gründen ist die Tracerhydrologie eine interdisziplinäre Methode der Geologie und Geographie.

Früher diente der Einsatz von Markierungsstoffen dem Zweck, Verbindungen zwischen einer Schwinde und den Quellaustreten zu lokalisieren. Der erste erfolgreiche quantitative Markierungsversuch wurde 1877 von ALFRED KNOP durchgeführt. Er verwendete zur

Ermittlung des Wiederaustrittes der Donauversickerung bei Immendingen die Markierungsstoffe Natriumfluoreszein (Uranin), Kochsalz und Schieferöl (KNOP 1878). Mit diesem Versuch stellte er den Zusammenhang zwischen Donauversickerung und der Aachquelle fest. DOSCH (1956) führte als erster einen großräumig angelegten Markierungsversuch in den Alpen durch. Er hat mithilfe von Tracern den gesamten Entwässerungsmechanismus einer zentral im Gebirgsstock gelegenen Schwinde im Bereich des Hochschneeberges untersucht. Damit war es möglich unterirdische Wasserwege und die Entwässerung geschlossener großräumiger Areale zu untersuchen. Die Markierungstechnik mit unterschiedlichsten Tracern fand großen Anklang im Bereich der Wasserwirtschaft, die sie sowohl in der Versorgungswirtschaft als auch zur Problemlösung im Speicher- und Stollenbau einsetzte.

2. UNTERSUCHUNGSGEBIET

2.1 Gebietscharakteristik

2.1.1 Geographische Lage

Das Untersuchungsgebiet befindet sich in Bayern in den Randbereichen der nördlichen Kalkalpen, wie es Abbildung 1 zeigt. Es liegt ca. 100 km südlich von München, im Wettersteingebirge an der Grenze zu Österreich, Tirol.

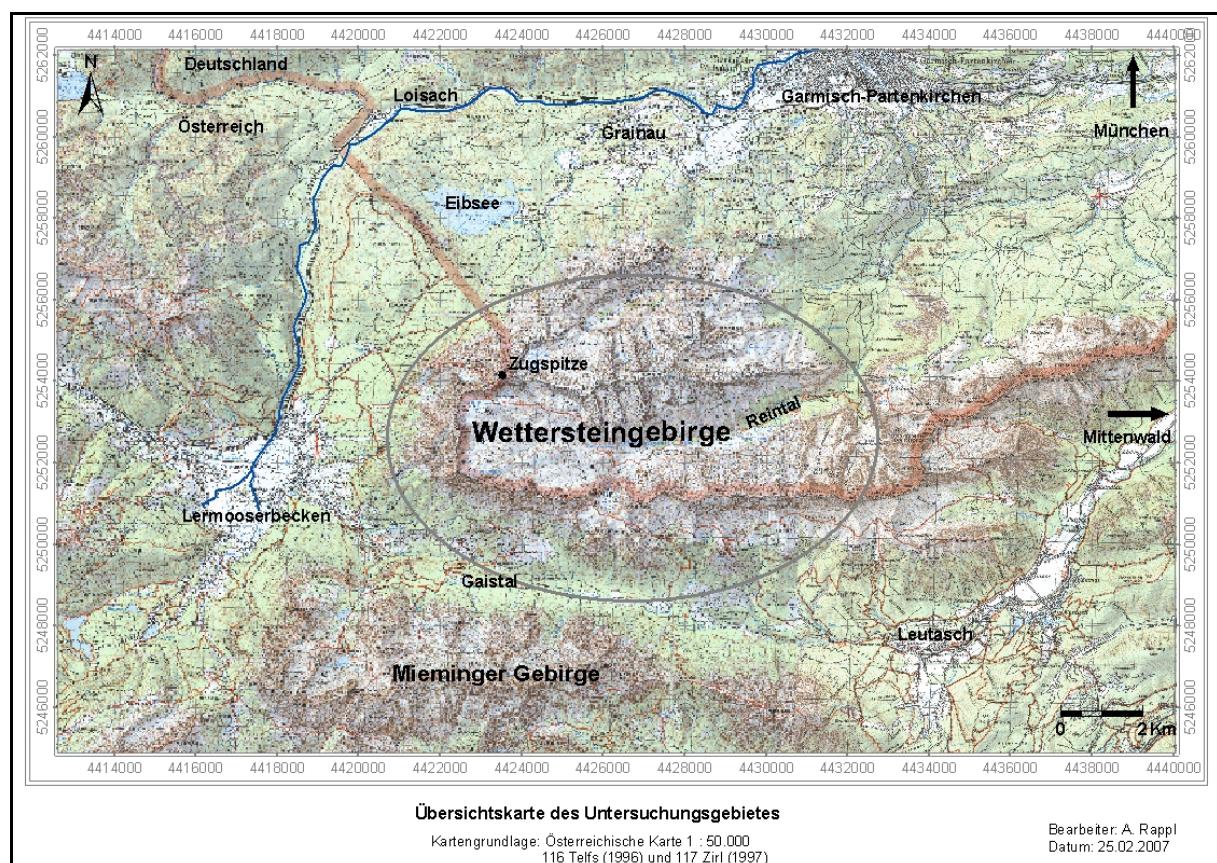


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes

Das Wettersteinmassiv wird durch vier Talschaften abgegrenzt. In Richtung des Alpenvorlandes erhebt sich das Estergebirge, in dessen Talbecken sich der Eibsee und die Gemeinden Garmisch-Partenkirchen und Grainau befinden. Im Osten liegen das Isartal und der Mittenwalder Talkessel, die in östliche Richtung durch das Karwendelgebirge abgegrenzt werden. Auf der südlichen Flanke des Gebirges verlaufen im Übergangsbereich zum Mieminger Gebirge die Täler Leutasch und Gaistal. Nach Westen erstreckt sich das

Lermooserbecken, das von der Loisach durchschnitten wird. Aus landeskundlicher Sicht zählt das Wettersteingebirge zum Werdenfelser Land.

Das Untersuchungsgebiet ist das Zugspitzplatt, mit einer Fläche von 11,4 km² (OTZINGER 1998) an das in östliche Richtung das Reintal anschließt. Ebenso zählen zum Untersuchungsgebiet das im Süden befindliche Gaistal und die im Vorfeld beschriebenen angrenzenden Talschaften in westlicher und nördlicher Richtung. Das Platt wird von drei Gebirgskämmen hufeisenförmig umrahmt, deren Ausgangspunkt, die höchste Erhebung die Zugspitze mit 2962 m ü. NN darstellt. Der Blasenkamm, der den Jubiläumsgrat zwischen Zugspitz-Ostgipfel und Innerer Höllentalspitze (2741 m ü. NN) einschließt, bildet die nördliche Plattumrahmung. In nordöstlicher Richtung befindet sich der Waxensteinkamm. Zwischen diesem und dem Jubiläumsgrat liegt das Höllental mit dem Höllentalferner und dem Hammersbach. Im Westen wird die Umrahmung von der Zugspitze über den Schneefernerkopf (2874 m ü. NN) zum südwestlichsten Punkt der Wetterspitzen (2748 m ü. NN) gebildet. Ab hier beginnt der Südkamm der nach Osten, über das Wetterwandeck (2698 m ü. NN), der Plattspitzen (2676 m ü. NN) und der Gatterlköpfe (2474 m ü. NN) verläuft.

Im engeren Sinne zählt das Untersuchungsgebiet zu den Kalkhochalpen, das aufgrund von Untersuchungen laut UHLIG (1954) zu den Raxlandschaften gehört. Diese Altformen, ehemalige Talböden, wurden erstmals auf der Raxenalp in den Ostalpen entdeckt. Nach der Heraushebung wurde diese Landschaft durch Verkarstungsprozesse im Untergrund vor fluvialen Zerschneidungen geschützt. Das Zugspitzplatt liegt zwischen 2000 m und 2700 m ü. NN und wird von steilen massiven Wänden umrahmt.

Nach HÜTTL (1999) befinden sich vier vegetationsgeographische Höhenstufen auf dem Zugspitzplatt, die sich von subalpin (1650 m ü. NN) bis zur nivalen Stufe auf 3000 m ü. NN gliedern lassen. Die klimatische Baumgrenze liegt auf ca. 2000 m ü. NN in der alpinen Stufe, an diese grenzt die subnivale Stufe ab 2350 m ü. NN an. Hier befindet sich die klimatische Rasenobergrenze. Oberhalb davon sind nur noch vereinzelte Vegetationsgesellschaften, wie zum Beispiel Kalkschutt- und Kalkgesellschaften sowie Kryptogamengesellschaften anzutreffen.

Das oberirdische Karstrelief wurde laut HIRTLREITER (1992) in der Hochphase der letzten Kaltzeit 1850, der so genannten „Kleinen Eiszeit“ glazial überprägt. Trotz dieser Überprägung ist das Karstrelief mit seinem Formenschatz gut erhalten. Zu diesem zählen Dolinen, Rillen- und Spitzkarrenfelder (siehe Abbildung 2), Schichtrinnen sowie ausgeprägte Klüfte und zahlreiche Schuttfelder. Aufgrund der spärlichen Vegetation ab 2350 m ü. NN zählt das Zugspitzplatt laut BÖGLI (1978) zum nackten Karst.



Abb. 2: Karrenfeld auf dem Zugspitzplatt knapp über 2000 m ü. NN in der Nähe der Knorrhütte
(Foto: A. RAPPL)

Meteorologische Aufzeichnungen werden bereits seit 1900 im Observatorium Zugspitze (2960 m ü. NN) durch den Deutschen Wetterdienst (DWD) vorgenommen. Nach FLIRI (1975) werden die klimatischen Verhältnisse des Wettersteingebirges stark durch die Westwindzone beeinflusst und durch die besondere Lage am Alpennordrand geprägt. Dadurch kommt es sehr häufig zur Ausbildung von Staulagen, die oftmals mit hohen Niederschlagsmengen verbunden sind (HAUER 1950). Dies zeigt der Vergleich der beiden Klimastationen Garmisch-Partenkirchen (719 m ü. NN) mit den Daten des Observatoriums auf 2960 m ü. NN in Abbildung 3.

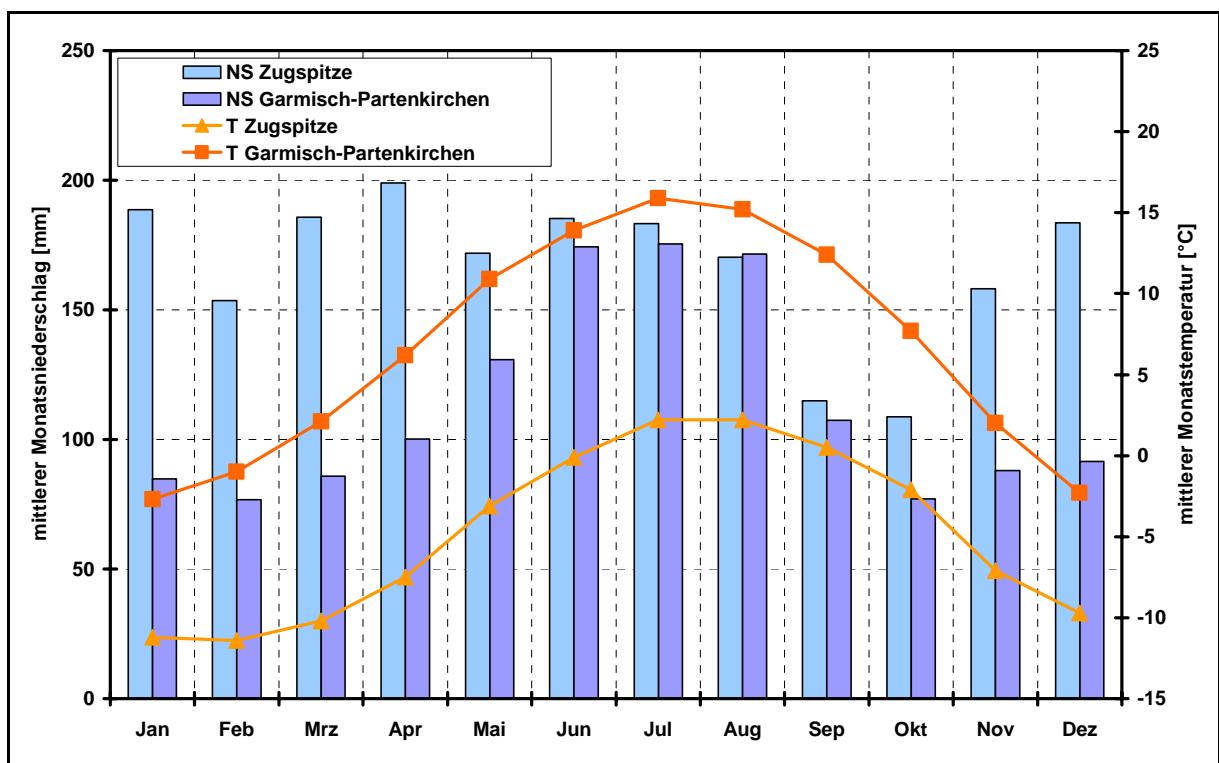


Abb. 3: Diagramm der mittleren Monatsniederschläge und –temperaturwerte der Wetterstationen Garmisch-Partenkirchen und Zugspitze im Zeitraum von 1961–1990 (MÜLLER-WESTERMEIER 1996) dargestellt als WALTER & LIETH-Diagramm

Die in Abbildung 3 dargestellten Klimadaten repräsentieren eine Aufzeichnungsperiode von ca. 30 Jahren. Dabei wurde ein mittlerer jährlicher Niederschlag auf der Zugspitze von 2003 mm und für Garmisch-Partenkirchen von 1364 mm berechnet. Auf der Zugspitze werden über das Jahr verteilt gleich bleibend hohe Niederschläge mit mehr als 150 mm registriert, mit Ausnahme der Monate September und Oktober. Für Garmisch-Partenkirchen zeichnet sich ein anderes Bild mit einem Hauptniederschlagsmaximum in den Monaten von Juni bis August und einem zweiten im Dezember ab. Die Minima liegen in den Monaten Februar und Oktober. Nach HAUER (1950) ist es nicht nur die besondere geographische Lage, die die klimatischen Verhältnisse prägt, sondern auch die orographischen Bedingungen. Diese zeigen sich sehr deutlich in den Temperaturunterschieden der beiden Stationen, deren Höhendifferenz 2241 m beträgt. Auf der Zugspitze liegt die mittlere jährliche Lufttemperatur bei -4,8 °C mit einem Minimum im Februar von -11,4 °C und einem Maximum im Juli und August von 2,2 °C. Im Gegensatz dazu liegt die mittlere jährliche Lufttemperatur in Garmisch-Partenkirchen bei 6,7 °C mit einem Minimum im Januar von -2,7 °C und einem

Maximum von 15,9 °C im Juli. Daraus ergibt sich ein höhenbezogener Temperaturgradient von ca. 0,5 °C/100 m.

Aufgrund der klimatischen Bedingungen befinden sich immer noch Reste des größten Bayerischen Alpengletschers auf dem Zugspitzplatt. Den größten Anteil von ca. 34 ha umfasst laut WETZEL (2004), WEBER (2003) und HIRTLREITER (1992) der Nördliche Schneeferner. Bei einer Gesamtfläche, die zwischen 45 und 50 ha liegt, wird der Rest durch den Südlichen und Östlichen Schneeferner sowie einiger perennierender Firnfelder gebildet. In Abbildung 4 ist die Situation der verbleibenden Gletscherreste im Hochsommer 2003 dargestellt.



Abb. 4: Zugspitzplatt mit den Resten des Südlichen und Nördlichen Schneeferners im August 2003
(Foto: M. WEBER)

2.1.2 Stratigraphie und Lithologie

Das Untersuchungsgebiet liegt im Übergangsbereich zwischen der Lechtaldecke im Norden und der Inntaldecke im Süden (TOLLMANN 1973), die sich bei der Orogenese der Alpen bildeten. Der Großteil des Untersuchungsgebietes ist durch die Lechtaldecke geprägt. Der Rand der Inntaldecke befindet sich auf der Südseite des Wettersteingebirges im Bereich der Gaistalmulde (SCHNEIDER 1950). Das Wettersteinhauptmassiv ist nach REIS (1911); SCHNEIDER (1950), VIDAL (1953), MILLER (1962), RICHTER (1974), DOBEN & RISCH (1996) aus Gesteinen der oberen und mittleren Trias aufgebaut. Im Übergangsbereich der Decken sind Ablagerungen aus dem Jura und der unteren Kreide zu finden (Abbildung 5).

Aus der geologischen Karte (siehe Abbildung 5) geht deutlich hervor, dass die Hauptgesteinssubstrat des Massivs marine Sedimente aus der mittleren und oberen Trias sind. Die älteste Formation der oberen Trias bilden die Reichenhaller Schichten und der alpine

Muschelkalk. Die Reichenhaller Schichten sind dem Anis zuzuordnen und zwischen 225 bis 220 Millionen (Mio.) Jahren alt. Sie können bis zu 120 m mächtig sein (MILLER 1962). Aufschlüsse sind im südöstlichen Bereich des Gebirges zu finden, dort nimmt auch ihre Mächtigkeit zu. Nach VIDAL (1953) und MILLER (1962) sind sie aus hellen, meist gebankten Dolomiten, Dolomitbreccien, dunklen Kalken und Rauhwacken aufgebaut, örtlich gibt es auch Gipsvorkommen.

Der alpine Muschelkalk, der auch als "Anisische Riff-Knollenkalk-Serie" bezeichnet wird lagert nach MILLER (1962) auf den Reichenhaller Schichten. Aufgeschlossen sind sie an der Nord-Nordwestseite des Gebirges, mit Mächtigkeiten bis zu 450 m. Er wird in drei Bereiche unterteilt. Im Hangenden finden sich plattige, graue, hornsteinhaltige Kalke mit Einschaltungen grüner basischer Tuff- und Tuffitbänkchen ("Pietra Verde"). Im Liegenden schließen sich dickbankige bis massive helle Kalke an. Die ältesten Einheiten bilden dunkle Kalkbänke mit wulstigen Schichtflächen. In allen drei Bereichen können dunkle Schiefertonlagen auftreten (DOBEN & RISCH 1996).

Es folgen die jüngeren triasischen Schichten aus dem Ladin, die zwischen 220 und 213 Mio. Jahren alt. Zu ihnen zählt nach REIS (1911), VIDAL (1953) und MILLER (1962) der Wettersteinkalk, der im Untersuchungsgebiet der wichtigste Gipfelbildner ist. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalks schwankt zwischen 1000 m und 1500 m. Dieser lässt im Wettersteingebirge eine Dreigliederung zu. Laut DOBEN & RISCH (1996) beginnt die Abfolge mit deutlich gebankten, dunklen Kalken, die reichlich Kalkalgen (Diploporen) und zum Teil auch dolomische Sedimente aus den lagunären Bereichen enthalten können. Daran schließt sich der Hauptriffbildner an. Er ist aus segmentierten Kalkschwämmen und Mikroorganismen aufgebaut. Zuerst liegen gut gebankte, helle Kalke die örtlich vererzt sind (Bleiglanz, Zinkblende, Flussspat, Wulfenit).

Nach REIS (1911) sind im Liegenden des Wettersteinkalkes die Partnach-Schichten zu finden. Gute Aufschlüsse befinden sich südlich von Partenkirchen an der Partnach. Sie besitzen eine Mächtigkeit von 300 bis 400 m und sind aus schiefrigen und tonreichen zum Teil undeutlich geschichteten, klotzigen und tonarmen Mergeln aufgebaut. Teilweise sind dünnbankige, handhohe Mergelkalke eingeschaltet.

Im südlichen und südwestlichen Bereich des Wettersteingebirges sind nach MILLER (1962) junge Schichten aus der unteren Kreide (120 – 140 Mio. Jahre) und dem Jura (140 – 195 Mio. Jahre) aufgeschlossen. Durch die tektonische Beanspruchung liegen diese unter den älteren Schichten der Trias. Die Schichten sind aus bunten Liaskalken, bunten Mergeln und Kieselkalken mit geringen Mächtigkeiten aufgebaut. Die Hauptbestandteile der Schichten sind knollige Kalke, tonig-schiefrige Mergel und dünnplattige Radiolarite. Des Weiteren enthalten die jungen Formationen Aptychenschichten des Malms und Aptychenmergel des Neokoms, mit Mächtigkeiten bis zu 100 m. Die Zusammensetzung der Aptychenschichten des Malms sind dünnbankige Kalke in Wechsellagerung mit dünnen Mergeln. Die Aptychenmergel des Neokoms besitzen ähnliche Bestandteile mit einem höheren Tongehalt.

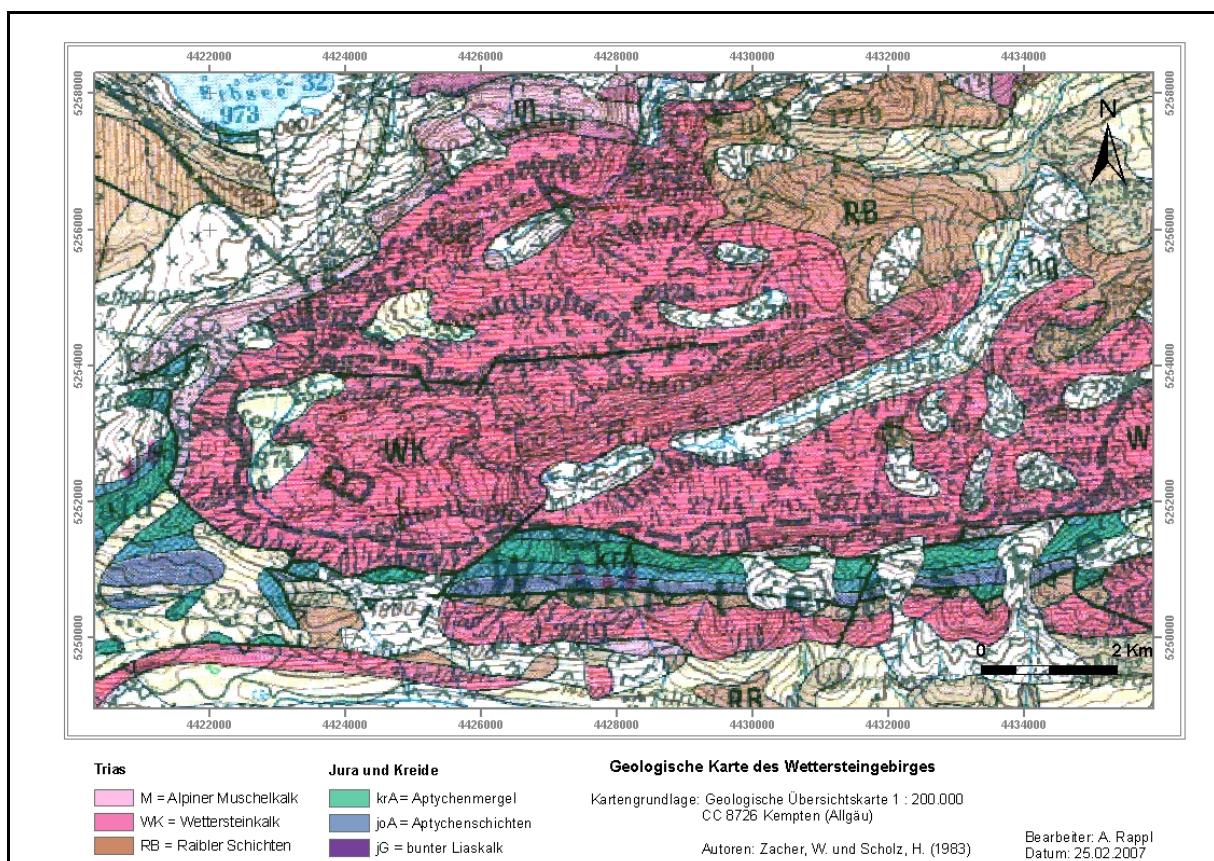


Abb. 5: Geologische Karte des Wettersteingebirges nach ZACHER, W. & SCHOLZ, H. (1983)

2.1.3 Tektonik

Seit Ende des 19. Jahrhunderts untersuchen Geologen den Aufbau des Wettersteingebirges. AMPFERER (1905) und REIS (1911) waren die ersten Geowissenschaftler, die sich mit dem Aufbau beschäftigten und die erste geologische Karte zu diesem Gebiet entwarfen.

MILLER (1962) befasste sich noch eingehender mit dieser Thematik und widerlegte einige Annahmen, die in früheren Zeiten getroffen wurden. Er fand heraus, dass es sich bei der Lechtaldecke um eine nach Süden und bei der Inntaldecke, um eine nach Norden gerichtete Bewegung gehandelt haben muss. Dabei kam es zur Einengung der Jungschichtenzone im Überwerfungsbereich. Durch Hebungs- und Überschiebungsvorgänge haben sich Mulden- und Sattelstrukturen herausgebildet (SCHNEIDER 1950, TOLLMANN 1973). Nach MILLER (1962) kann das südwestliche Wettersteingebirge in einen Wetterstein-Hauptsattel, der sich von der Zugspitze bis zum Gaikopf zieht, eine Wetterstein-Hauptmulde im Norden und die Reintalmulde im Süden untergliedert werden.

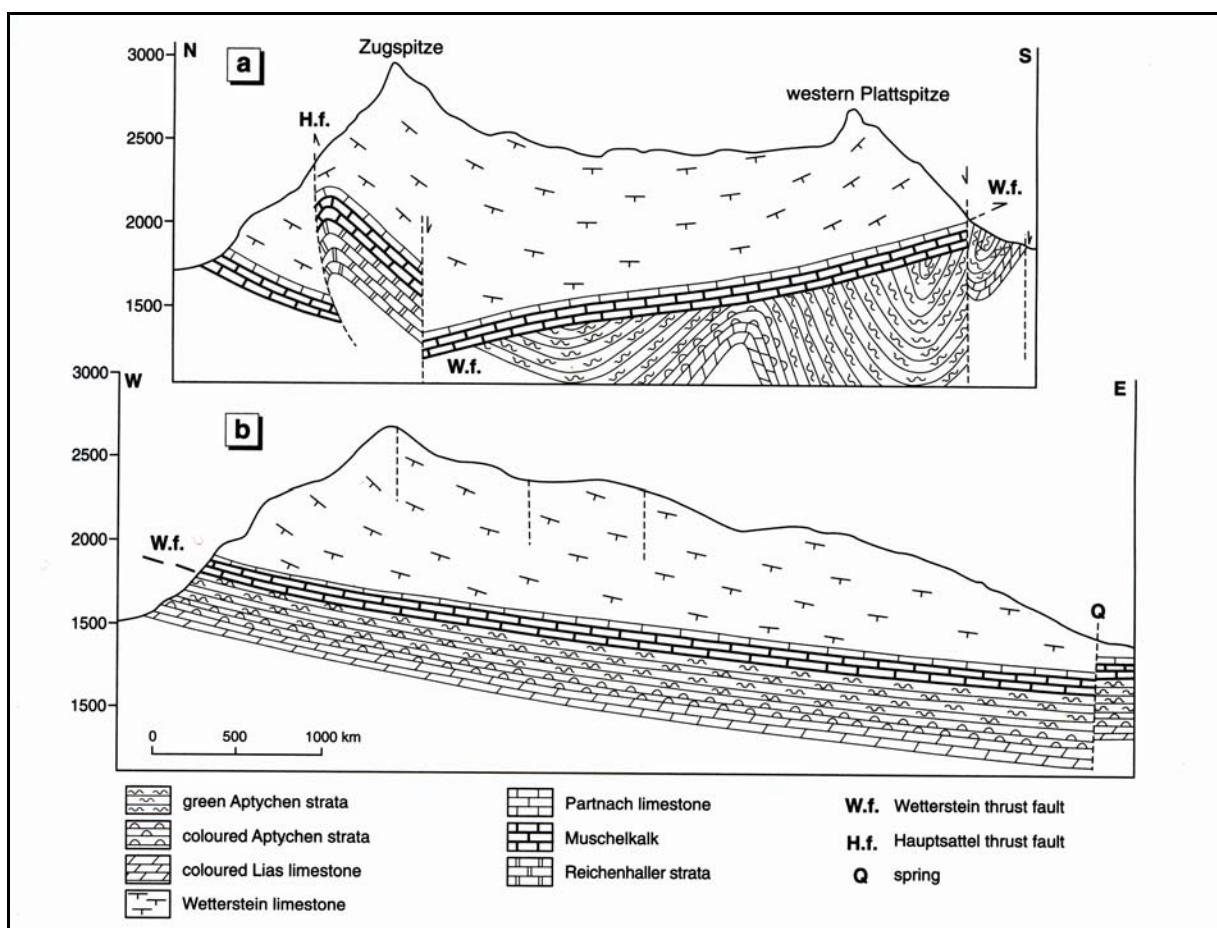


Abb. 6: Profilschnitte des Zugspitzplatts N-S (a) und W-E (b) nach ENDRES (1997)

Im Profilschnitt (b) der Abbildung 6 (ENDRES 1997) ist das Abtauchen der Achsen der Synklinalen in östliche Richtung deutlich zu erkennen. Der N-S-Profilschnitt (a) in Abbildung 6 zeigt, dass der Hauptsattel von zwei Störungen durchzogen wird. Die erste Störung ist durch die Hauptsattelaufschreibung bedingt, die im Bereich des Ehrwalder Köpfels maximal 600 m betragen hat (MILLER 1962). Die zweite, eine junge, steil stehende Störung

befindet sich parallel zur Aufschiebungsstörung. Laut SCHLAGINTWEIT (1912) und MILLER (1962) kam es zu einer Überschiebung der Jungschichtenzone durch den Wettersteinkalk, bevor die Hauptsattelaufschreibung stattgefunden hat. Aufgrund der starken tektonischen Beanspruchung tauchen die Achsen sämtlicher Faltenelemente, laut SCHMIDT-THOMÉ (1953) und MILLER (1962) nach W-E ein. Eingemessene Kluft- und Störungsverläufe besitzen eine S-N, sowie eine SW-NE-Richtung, wie sie in den Kluftrosendiagrammen von ENDRES (1997) entnommen werden können. Der Partnach-Ursprung bildet den Schnittpunkt dieser Störungseinheit wie es Abbildung 7 zeigt.

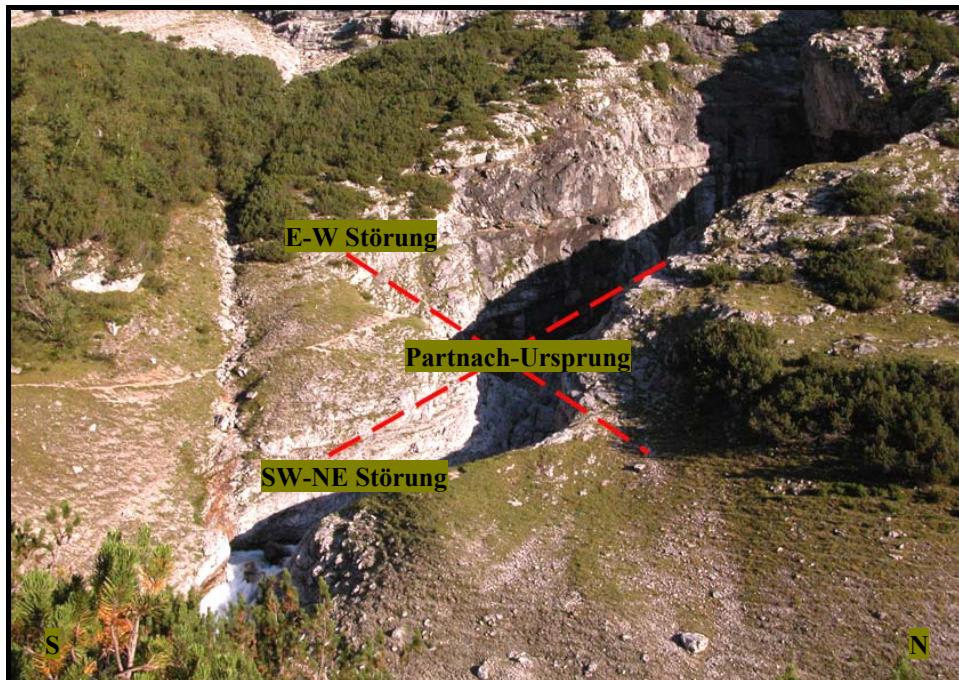


Abb. 7: Partnach-Ursprung mit zwei Störungslinien (Foto: K.-F. WETZEL)

2.1.4 Hydrogeologie

Von besonderer Bedeutung für die Versuchsdurchführung ist das Verständnis der hydrogeologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet. Dabei erlangen die ladinischen Formationen, von denen sich im Hangenden der verkarstungsfähige Wettersteinkalk und im Liegenden die Partnach Schichten befinden, besonderes Interesse. Aufgrund ihres strukturellen und chemischen Aufbaus besitzen sie unterschiedliche hydraulische Leitfähigkeiten, dabei gilt der Wettersteinkalk als durchlässig oder Grundwasser leitendes und die Partnach Schichten als undurchlässig oder Grundwasser geringleitendes Gestein (CRAMER 1953).

Zum Wiederaustritt des Wassers kommt es bevorzugt an Störungs- oder Verwerfungslinien, wie zum Beispiel am Partnach-Ursprung. Bei dieser Quelle handelt es sich um einen perennierenden Karstquelltopf oder laut BÖGLI (1978) um eine Stauquelle, die sich im Bereich zweier Störungen befindet (siehe Abbildung 7) und das Wasser aufgrund hydrostatischer Druckverhältnisse zum Aufsteigen gezwungen wird. Es wurden noch zwei weitere Arten von Quellaustreten von OTZINGER (1997) kartiert, nämlich Schuttquellen über 1800 m ü. NN. Die durch den Oberflächenabfluss gespeist werden und Hangquellen im Bereich unter 1600 m ü. NN, deren Austritt aufgrund geringleitender Schichten, z. B. Aptychenmergel im Süd- und Südwestrand des Gebirges bedingt sind.

Zur Bestimmung der Fließrichtung und Entwässerung des Zugspitzplatts wurde bereits von WROBEL 1980 ein Markierungsversuch auf dem Zugspitzplatt in der Nähe des heutigen Sonnalphins durchgeführt. Aufgrund seiner Ergebnisse und weiterer durchgeföhrter Untersuchungen konnten für den Partnach-Ursprung eine Abgrenzung des oberirdischen Einzugsgebietes von 11,4 km² (WETZEL 2004) und eine theoretische Fließrichtung (siehe Abbildung 8) bestimmt werden.

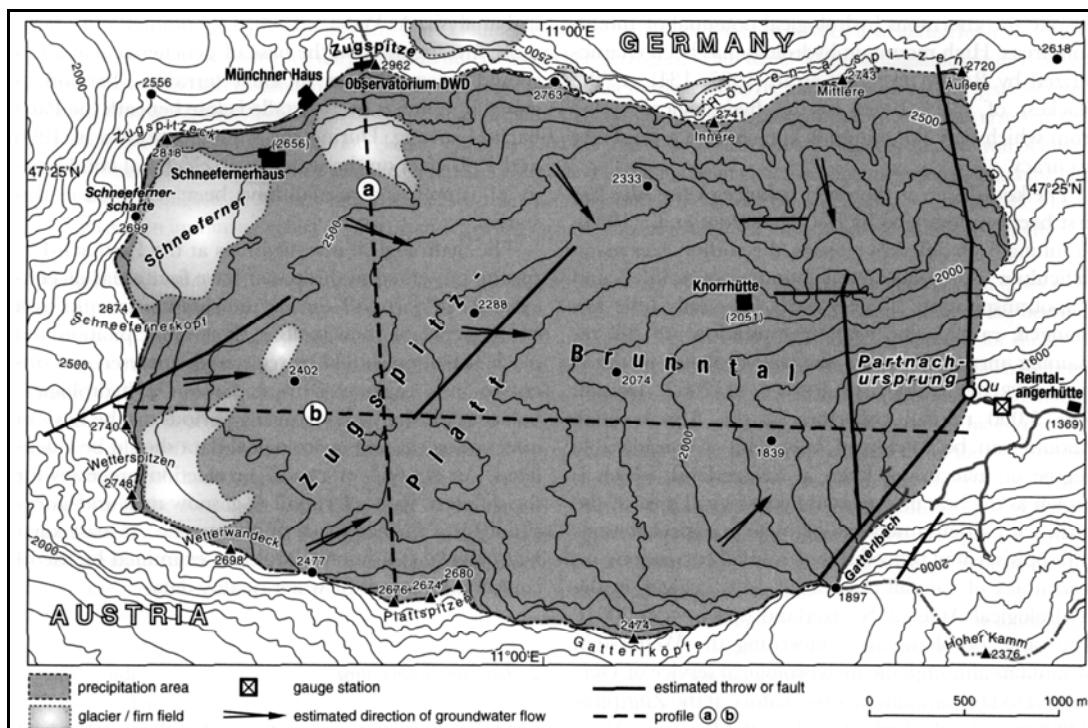


Abb. 8: Oberirdisches Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs mit der vermuteten Fließrichtung des Grundwassers nach Untersuchungen durch WROBEL (1980) und Lage der Pegelstation (WETZEL 2004, S. 174)

2.2 Karsthydrographie

Die Karsthydrographie beschreibt die Entwicklung bzw. Ausbildung unterirdischer Entwässerungsnetze, bei der das physikalische und chemische Verhalten im Mittelpunkt steht (BÖGLI 1978). Steuerungsfaktoren für die Verkarstungsprozesse sind hydrogeologische, physikalische und chemische Prozesse. Die sich durch kurze oder fehlende oberirdische Wasserwege bemerkbar machen, da das Wasser sofort in Schwinden, Schlucklöchern oder Höhlen versickert. Diese beruhen auf lösungsfähigem und tektonisch beanspruchtem Gestein, das die Ausbildung eines unterirdischen Fließnetzes ermöglicht (SIEMERS 1998).

2.2.1 Verkarstungsvoraussetzung

Damit es zur Verkarstung kommen kann, müssen einige Voraussetzungen erfüllt sein. Die wichtigste ist das Vorhandensein von verkarstungsfähigen Gesteinen. Laut BÖGLI (1978) und ZÖTL (1974) werden darunter solche verstanden, die aufgrund chemischer Verwitterung, d. h. durch Lösungsvorgänge eine Fugenerweiterung erfahren und diese aufgrund geringer Rückstände nicht wieder verfüllt werden können. Zu diesen Gesteinen zählen Evaporite, Karbonatgesteine und unter extrem humitropischen Bedingungen auch Quarzite mit karbonatischen Bindemitteln. In dieser Arbeit werden ausschließlich die Karbonatgesteine, Dolomite und Kalke behandelt.

Die Durchlässigkeit der Karbonatgesteine wird nach ZÖTL (1974) und WHITE (1988) durch zwei Faktoren bestimmt, der Porosität der Gesteinsmatrix und der Klüftigkeit bzw. den Schichtfugen im Gestein. Deshalb wird häufig auch von einer "Double Porosity" gesprochen. Kalke besitzen eine geringe Durchlässigkeit, die im Wesentlichen vom Porenvolumen abhängt und häufig vernachlässigt werden kann. Die Klüftung spielt dagegen eine sehr wichtige Rolle, da sie nicht nur das oberflächliche Bild (siehe Abbildung 9), sondern auch das in der vadosen Zone prägt. Laut HÜTTL (1999) hängt die Wasserbewegung von der Kluftdichte, dem Klüftungsgrad und der Schichtneigung ab.



Abb. 9: W-E streichende Kluft auf dem Zugspitzplatt (Foto: A. RAPPL)

In der phreatischen Zone zeigt sich laut FORD & WILLIAMS (1989) ein anderes Bild. Die Wasserwege sind Schicht- oder Bankfugen, zu denen senkrecht die Klüfte stehen. Diese werden durch Korrosion zu Spalten und Höhlen erweitert. Besonders in Bereichen mit Schwächezonen, wie Trennflächen, Großkapillaren oder Störungszonen können neue Wasserbahnen entstehen. Dieser Werdegang ist in Abbildung 10 von der Initialphase a) bis zur Endphase d) dargestellt. Nicht zu unterschätzen ist die Korrosionskraft bei der Mischung von Wässern unterschiedlicher Härte, welche nach BÖGLI (1978) als *Mischungskorrosion* bezeichnet wird.

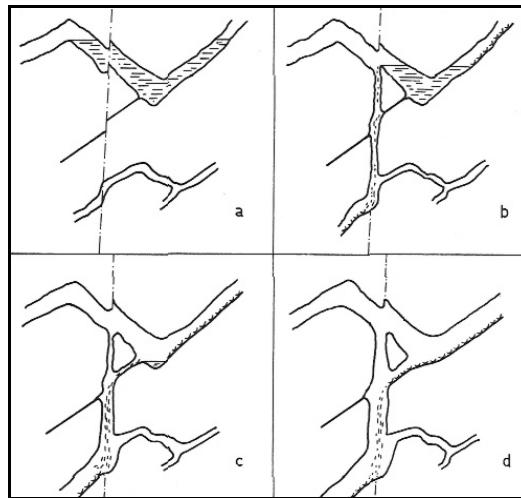


Abb. 10: a-d Entwicklung vom jungen zum reifen Höhlenfluss im vadosen Bereich bei einer phreatischen Vorgeschichte (BÖGLI 1978, S. 85)

Das Durchströmen des Wassers durch ein Karstsystem kann anschaulich der Abbildung 11 entnommen werden und lässt sich nach BÖGLI (1978) in 3 Zonen gliedern:

1. Die vadose Zone ist inaktiv, d. h. es findet keine Korrosion statt. Sie wird aber von aktiven Zubringern wie Haarrissen, Klüften und Spalten, in denen sowohl Korrosion als auch Erosion wirksam ist, durchzogen. Der Zubringerbereich kann nach ZÖTL (1974) auch als Epikarst bezeichnet werden, der ein schwebendes Grundwasserstockwerk in Oberflächennähe ausbildet und das Wasser verzögert an Karstschlotte und Dolinen weiterleitet.
2. Die Hochwasserzone, kann je nach Wasserstand sowohl eine aktive als auch eine inaktive Zone sein. Hier überwiegt der Prozess des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts, wobei das Kohlendioxid durch Sickerwässer oder aus der Höhlenluft zugeführt wird.
3. Die phreatische Zone wird in eine seicht- und tiefphreatische unterteilt. Sie ist aufgrund ihrer ständigen Wasserführung ein aktives und geschlossenes System, in dem die Mischungskorrosion wirkt.

Am stärksten betroffen von der Verkarstung sind die Hochwasserzone und der seichtphreatische Bereich, da hier die Prozesse am besten greifen können.

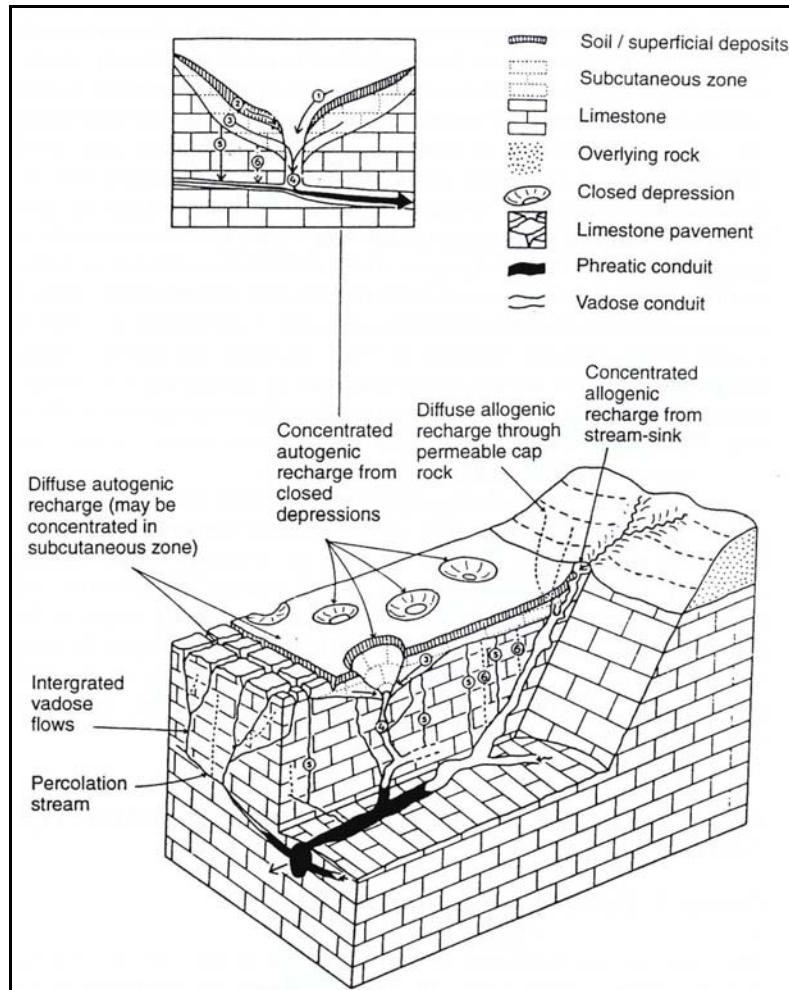


Abb. 11: Schematische Darstellung eines Karstkörpers mit unterschiedlichen Infiltrationsbedingungen

(1. Oberflächenabfluss, 2. Zwischenabfluss, 3. subkutaner Abfluss, 4. Kluftabfluss, 5. vadose Abfluss, 6. vadose Grundwasseroberfläche) sowie bevorzugten unterirdischen Entwässerungsbahnen entlang von Karströhren (nach GUNN 1985, aus LEIBUNDGUT 1998, S.47)

Die besten klimatischen Bedingungen zur Ausbildung von Karst herrschen nach ZÖTL (1974) in den gemäßigten Breiten, da die Grundwassertemperatur gute Lösungsverhältnisse liefert und zusätzlich ausreichende Niederschläge vorhanden sind.

2.2.2 Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht

Einen wichtigen Faktor für die Kalklösung stellt das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht dar. Calcit (CaCO_3) besitzt eine begrenzte Lösungsbereitschaft die von dem vorhandenen Kohlendioxid abhängig ist. Das Stoffsystem ist in seinem Ausgangszustand aus den drei Aggregatzuständen fest, flüssig und gasförmig sowie durch zwei Grenzflächen, Luft-Wasser und Wasser-Gestein aufgebaut. An den Grenzflächen müssen erst physikalische Vorgänge

wie Diffusion und Massentransfer stattfinden sowie chemische Reaktionen im Wasser, um das Gleichgewicht zu erreichen.

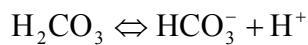
Der Prozess verläuft in vier Schritten:

1. Schritt: Kohlendioxid (CO_2) aus der Luft diffundiert in das Niederschlagswasser oder gelangt über die Bodenluft, erzeugt durch Wurzelatmung und Mikroorganismen, mithilfe des Sickerwassers in den Untergrund. Das physikalisch gelöste CO_2 verbindet sich mit dem Wasser (H_2O) zu Kohlensäure (H_2CO_3). Bei einer Temperatur von 4°C sind ca. 75% des CO_2 hydratisiert.

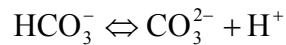


2. Schritt: Die Kohlensäure als starke zweiwertige Säure wird dissoziiert:

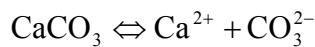
1. Oxidationsstufe:



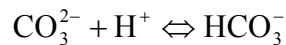
Bei einem pH-Wert größer 8,2 erfolgt die 2. Oxidationsstufe:



3. Schritt: Die physikalische Herauslösung der Ionen aus dem Kristallgitter an der Grenzschicht Wasser-Gestein.



4. Schritt: Das neu gelöste Karbonatanion (CO_3^{2-}) verbindet sich wieder mit dem frei werdenden Hydrogenion (H^+) aus Schritt 2.



Dieser Prozess wird solange fortgesetzt bis das Lösungsprodukt wieder im Gleichgewicht ist (MATTHESS 1994).

2.2.3 Korrosion und Mischungskorrosion

Unter Korrosion wird die Auflösung von gesteinsbildenden Mineralen verstanden. Es ist ein reversibler chemischer Prozess, durch den es in Kalken und Dolomiten zur Ausbildung von Karst kommt. Die Lösungskinetik in Kalksteinen hängt von vielen Faktoren ab, wie zum Beispiel der Oberfläche, dem Diffusionskoeffizienten, der momentanen Konzentration und

der Sättigungskonzentration. Diese werden aber auch von äußeren Faktoren gesteuert, wie die Temperatur von der die Reaktionsgeschwindigkeit abhängt, den Druckverhältnissen in den einzelnen Röhrensystemen, der Oberflächenrauhigkeit des Gesteins und dem Abtransport der gelösten Stoffe, der Fließgeschwindigkeit und der Turbulenz des Wassers (BÖGLI 1978).

BÖGLI (1978) unterscheidet hinsichtlich der Korrosion zwischen Normalkorrosion (Korrosion), Mischungskorrosion, Abkühlungs- und thermischer Mischungskorrosion sowie druckbedingter Korrosion. Die Normalkorrosion ist in der vadosen Zone und in Röhrensystemen unterschiedlicher Durchlässigkeiten am effektivsten. In der phreatischen Zone und in Primärfugen gibt es Phänomene, die sich als Mischungskorrosion herausstellten. Dabei handelt es sich um Wässer die sich im Gleichgewicht befinden. Werden diese vermischt, kommt es aufgrund unterschiedlicher Kalkgehalte zu einer erneuten Korrosion (BÖGLI 1978). Die Mischungskorrosion besitzt eine geringere Wirksamkeit als die Normalkorrosion, da diese von der Durchströmungsgeschwindigkeit abhängt. Ähnlich verhält es sich bei der Abkühlungs- und thermischen Mischungskorrosion. Ebenfalls ein wichtiger Aspekt ist die druckbedingte Korrosion, die durch den zunehmenden Wasserdruck in der Tiefe zu korrosiven Angriffen auf Höhlendecken führen kann. Im gegensätzlichen Falle kommt es zu einer Erhöhung der Aggressivität des Wassers und es findet Karbonatlösung statt.

2.2.4 Karstgrundwasserleiter und Karstquellen

Ein Karstgrundwasserleiter unterscheidet sich aufgrund seiner höheren Durchlässigkeit von Poren- und Kluftgrundwasserleitern (HÖLTING 1996). Ein Hauptkennzeichen ist das konzentrierte und schnelle Fließverhalten, ohne bedeutende Filterwirkung des Untergrundes aufgrund der kurzen Verweilzeiten des Grundwassers. Weitere Merkmale sind schnelle Änderungsmöglichkeiten der Fließwege durch Lösung oder Sedimentverschluss. EINSELE (1996) beschreibt ein Karstsystem als ein anisotropes und inhomogenes System, deren Fließverhalten in den Klüften als laminar betrachtet werden kann und je nach Entwicklung des Karstsystems in eine gebündelte turbulente Gerinneströmung übergeht. Die Schwankungen des Karstgrundwasserspiegels unterliegen neben den Niederschlägen auch den hydrostatischen Druckbedingungen (FORD & WILLIAMS 1989). Dabei folgt die Wasserbewegung dem hydraulischen Gradienten, wobei dem Einzugsgebiet ein höherer Karstwasserspiegel zugrunde liegt als dem Vorfluter.

Mithilfe von Karstquellen im Untersuchungsgebiet können Rückschlüsse auf die Entwicklung bzw. Ausbildung des Karstsystems geschlossen werden. Dabei sind Anzahl und Schüttungsraten der Quellen von Bedeutung. Nach BÖGLI (1978) kann eine Frühphase mit Quellaustreten in den Randbereichen identifiziert werden, wobei der zentrale Karstwasserkörper sein Wasser an die Quellen aufteilt. In der zweiten Phase können bereits unterirdische Einzugsgebiete einzelner Quellen ausgemacht werden, die das Wasser anderer Quellen anzapfen und diese trocken fallen lassen. Die dritte Phase stellt ein ausgeprägtes Karstsystem dar, das eine kleine Anzahl an Quellen aufweist, die eine große Schüttung besitzen. Dabei können die Quellaustritte sehr verschieden bzw. an weit auseinander liegenden Stellen sein.

Das Karstsystem der Zugspitze ist ein Beispiel für die dritte Phase, da aufgrund eines früher durchgeföhrten Markierungsversuches (WROBEL 1980) der Partnach-Ursprung als einzige Quelle identifiziert wurde. Der Partnach-Ursprung stellt eine perennierende Quelle mit autochthonem Sickerwasser dar. Aufgrund der tektonischen Situation kommt es an den Störungszonen, wie in Kapitel 2.1.3 beschrieben, zu einem Aufstauen und Aufsteigen des Karstwassers. In diesem Fall kann von einer „Stauquelle“ (BÖGLI 1978) oder „Quelltopf“ gesprochen werden (siehe Abbildung 12).



Abb. 12: Partnach-Ursprung (Foto: G. DIEPOLDER)

3. VERSUCHESKONZEPTION UND METHODIK

Zur ordnungsgemäßen Durchführung eines Markierungsversuches sind vorab sowohl behördliche als auch benutzerrechtliche Genehmigungen einzuholen. An das Landratsamt Garmisch-Partenkirchen und an das Wasserwirtschaftsamt Weilheim wurde am 08.06.2005 ein wasserrechtlicher Antrag gestellt, da das Einbringen von Tracerstoffen in das Grundwasser eine Gewässerbenutzung gemäß § 3 Absatz 1, Nr. 4/5, des Wasserhaushaltsgesetzes (WHG) darstellt. Daher ist eine beschränkte Erlaubnis nach § 7 WHG in Verbindung mit Art. 17 Bayerisches Wassergesetz (BayWG) erforderlich. In der wasserrechtlichen Genehmigung müssen der Versuchsaufbau, die Art des Markierungsstoffes, die Menge, die Dauer des Markierungsversuches sowie die geplanten Eingabestellen und Probennahmestellen enthalten sein (WETZEL & BÜTTNER 2005).

3.1 Wahl der Markierungsstoffe

Markierungsmittel oder hydrologische Tracer sind Stoffe die dem Wasser zugefügt werden, um dessen Fließverhalten und Fließgeschwindigkeit zu bestimmen (MOSER & SAGL 1967). Zum ersten Mal wurden Tracer 1877 in der Karsthydrologie verwendet (KÄSS 2004). Seit dieser Zeit hat sich die Tracermethodik stetig verbessert, wodurch die Ansprüche an die Stoffe gestiegen sind. Laut SCHUDEL et al. (2002) wird unterschieden zwischen künstlichen, radioaktiven und aktivierbaren Tracern. In dieser Arbeit werden nur die künstlichen Markierungsstoffe und ihre Eigenschaften vorgestellt. Einen Überblick über die zur Verfügung stehenden Tracer bietet KÄSS (2004) „Geohydrologische Markierungstechnik“. Die wichtigsten Eigenschaften eines künstlichen Markierungsstoffes liegen in einer guten Nachweisbarkeit und in einer geringen Sorptivität zum Gestein. Ebenso sollen keine Wechselwirkungen mit den Inhaltsstoffen des Wassers oder der Gesteinsmatrix auftreten. Sie sollen eine geringe Toxizität und eine gute Wasserlöslichkeit besitzen sowie kostengünstig sein (WERNLI 2003).

3.1.1 Fluoreszenztracer

Fluoreszenzfarbstoffe gehören zu den künstlichen Markierungsmitteln und werden sehr gerne in der Tracerhydrologie verwendet. Nach KÄSS (2004) zählen die künstlichen Tracer zu den organischen Stoffen, bei denen drei Gruppen je nach ihren Spektraleigenschaften unterschieden werden. Die in der Tracerhydrologie am häufigsten verwendete Gruppe sind

die Xanthenfarbstoffe. Diese fluoreszieren in einem Spektralbereich zwischen 460 nm und 600 nm, d. h. ihre Fluoreszenz liegt im Bereich von grün bis rot. Zu diesen Farbstoffen zählen Uranin, Eosin, Rhodamin und Erythrosin. Der physikalische Vorgang der Fluoreszenz spielt sich laut KÄSS (2004) wie folgt beschrieben ab:

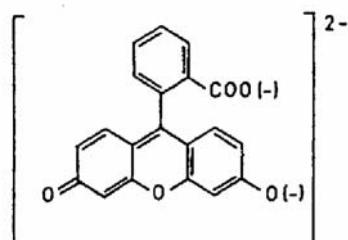
Trifft ein energiereiches Photon auf die Ionen in einem Atom oder Molekül, so gibt das Photon seine Energie ab. Dabei kommt es durch die Aufnahme der Energie zur Anregung der Ionen, die dadurch in einen energetisch höheren Zustand gelangen. Bei diesem Vorgang wird von Absorption oder Anregung gesprochen. Begeben sich die angeregten Ionen in den ursprünglichen Zustand zurück, wird die Energie in Form von Strahlung frei. Erfolgt dieser Vorgang rasch, wird dieser Prozess als Fluoreszenz bezeichnet. In der Fluoreszenzanalytik stehen dadurch zwei Wellenlängen zur Verfügung, die Anregungs- oder Absorptionswellenlänge und die Emissions- oder Fluoreszenzwellenlänge.

Für den Markierungsversuch wurden zwei fluoreszierende Farbstoffe, Uranin und Eosin ausgewählt.

3.1.2 Uranin

Uranin ist der handelsübliche Name für das Natriumsalz. Weitere Synonyme sind Natriumfluoreszein oder Fluoreszeinnatrium (Strukturformel siehe Abbildung 13) (KÄSS 2004).

Summenformel: C₂₀H₁₀Na₂O₅



Uranin

Abb. 13: Strukturformel des Uranins (WERNLI 2003, S. 20)

Absorptionsmaxima: 491 nm (Hauptabsorption)

322 nm (Nebenmaximum)

Fluoreszenzmaximum: 512 nm

KÄSS (1967) hatte sich bereits 1964 und 1965 eingehender mit den physikochemischen und chemischen Eigenschaften des Uranins zur Eignung als Markierungsstoff befasst. Die wichtigsten Resultate sind in Tabelle 1 aufgeführt. Laut BEHRENS (1988) ist Uranin stark pH-Wert abhängig. Die maximale Fluoreszenz liegt bei einem pH-Wert > 9 , wie es in Abbildung 14 und 15 zu sehen ist. Am Neutralpunkt bei einem pH-Wert von 7 ist laut KÄSS (2004) die Fluoreszenzintensität bei 80 % des Maximalwertes. Je saurer das Milieu ist, desto mehr nimmt die Fluoreszenzintensität ab (Abbildung 14 und 15). Dieser pH-Effekt ist laut BEHRENS (1988) reversibel. Daher sollte die in Reinwasser angesetzte Uraninlösung alkalisiert werden. Der Umstand der Alkalisierung hängt jedoch sehr stark von den gesamten Versuchsbetondungen (pH-Wert der Wässer) ab. Ebenso besitzt Uranin eine geringe Sorptionsneigung und eine sehr gute spektralfluorimetrische Nachweisgrenze. Diese liegt laut SCHUDEL et al. (2002) zwischen $0,001 \text{ mg/m}^3$ und $0,002 \text{ mg/m}^3$. Nach SCHUDEL et al. (2002) und WERNLI (2003) kann die Nachweisgrenze in optisch reinen Quellwässern im Idealfall um einen Faktor 10 tiefer liegen, ca. im Bereich von $0,0005 \text{ mg/m}^3$. Uranin ist nicht nur lichtempfindlich, sondern ist auch durch Oxidationsmittel, wie Chlor und Chlordioxid zerstörbar. Auch das in Trinkwasseranlagen zur Entkeimung verwendete Ozon vernichtet Uranin irreversibel. Ein weiterer Faktor, der für Uranin spricht ist die preiswerte Anschaffung.

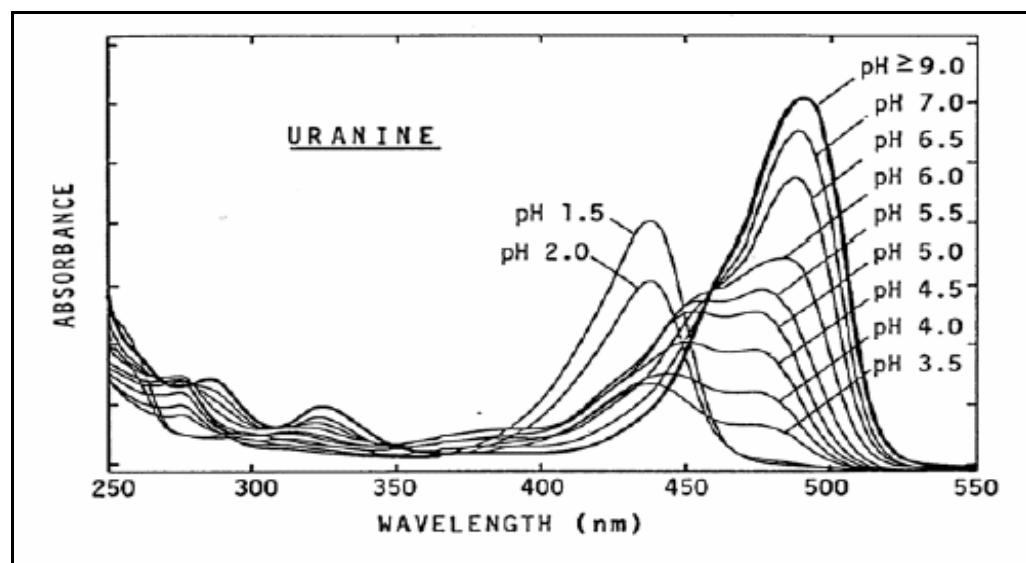


Abb. 14: Absorptionsspektren des Uranins in Abhängigkeit vom pH-Wert (KÄSS 2004, S. 53 aus BEHRENS 1988)

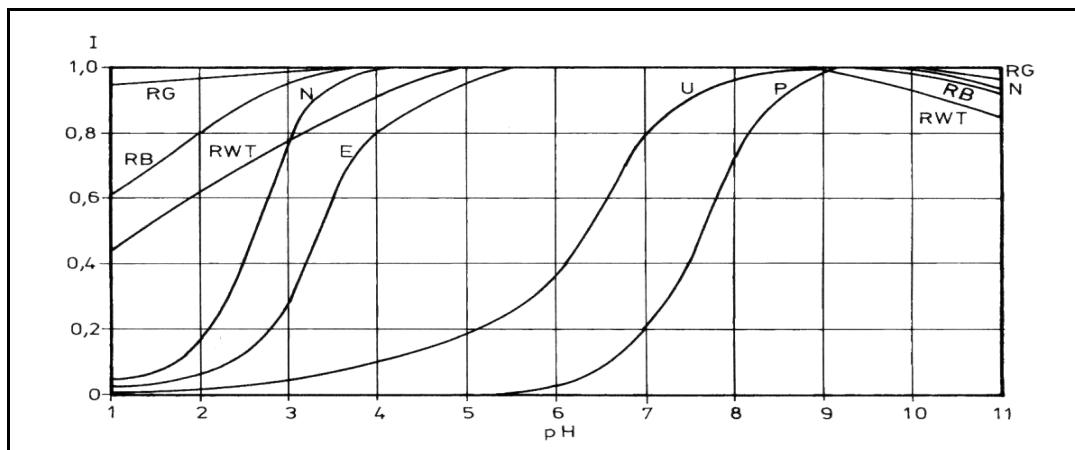
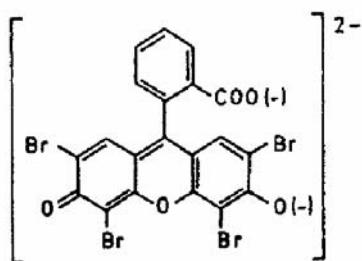


Abb. 15: pH-Abhängigkeit der Fluoreszenz einiger ausgewählter Fluoreszenzstoffe. U = Uranin, E = Eosin, RB = Rhodamin B, RG = Amidorhodamin G, RWT = Rhodamin WT, P = Pyranin, N = Natrium-Naphthionat (KÄSS 2004, S. 51)

3.1.3 Eosin

Eosin wird durch Bromierung von Fluoreszein hergestellt (Strukturformel siehe Abbildung 16) (KÄSS 1967). Deshalb kommt es bei der gleichzeitigen Benutzung mit Uranin zu einer gegenseitigen Beeinträchtigung (Peaküberlagerung) bei der Fluoreszenzbestimmung. Der Stoff wurde laut KÄSS (2004) bereits 1871 entdeckt, jedoch für die Tracerhydrologie zum ersten Mal von KÄSS 1962 benutzt. Synonyme Bezeichnungen sind Dinatriumsalz, Eosin gelblich oder Basacid Rot 316. Der Farbstoff findet auch Verwendung in Kosmetikprodukten.

Summenformel: $C_{20}H_6Br_4Na_2O_5$



Eosin

Abb. 16: Strukturformel des Eosins (WERNLI 2003, S. 20)

Absorptionsmaxima: 516 nm (Hauptabsorption)
 480 nm (Nebenmaximum)

Fluoreszenzmaximum: 538 nm

Die Eigenschaften des Eosins unterscheiden sich nicht signifikant von denen des Uranins. Eine Gegenüberstellung der Tracer und ihren Eigenschaften ist in Tabelle 1 zusammengefasst. Die Sorptionseigenschaften des Eosins sind laut WERNLI (2003) im Vergleich zu denen des Uranins höher. Eine sehr wichtige Eigenschaft des Eosins stellt laut KÄSS (2004) die starke Lichtempfindlichkeit dar. Aus diesem Grund ist das Einbringen von Eosin in oberflächliche Gewässer nicht geeignet. Eine starke pH-Wert Abhängigkeit wie beim Uranin besteht laut BEHRENS (1988) nicht. Jedoch empfiehlt WERNLI (2003), dass die Eingabe der Tracer zeitlich versetzt erfolgt. Denn bei der gleichzeitigen Verwendung der Markierungsstoffe kommt es zu einer Überlagerung der fluoreszenzanalytischen Spektralkurven, siehe Abbildung 19. Diese können laut KÄSS (2004) und WERNLI (2003) nur mithilfe von analytischen oder rechnerischen Verfahren getrennt werden. BEHRENS (1988) hat bereits einschlägige Erfahrungen in der Trennung der beiden Tracer, mithilfe der Einstellung des jeweils optimalen pH-Wertes, Uranin > 9 und Eosin > 6 erreicht.

Tab. 1: Zusammenfassung der Eigenschaften von Fluoreszenzstoffen zur Verwendung in der Tracerhydrologie (WERNLI 2003)

	Uranin (Fluorescin-Natrium)	Eosin (Eosin gelblich)
Absorption	490 nm	512 nm
Emission	515 nm	537 nm
Toxikologische Bewertung	unbedenklich	unbedenklich
Nachweisgrenze bei optisch reinem Wasser	sehr gut (0,0005 mg/m ³)	gut (0,005 mg/m ³)
Fluoreszenzintensität bei pH - 8	95 %	100 %
Retardation (infolge reversibler Sorption)	gering	mittel
Tracer – Rückgewinnung	groß	mittel
Verhältnis Tracerqualität/Preis	sehr gut	gut
Besondere Eigenschaften	Oxidationsmittel können Uranin zerstören, Lichtempfindlichkeit	hohe Lichtempfindlichkeit
Bemerkungen	gesamthaft gesehen guter Tracer	nicht gemeinsam mit Bromid einsetzen

Laut KÄSS (2004), WERNLI (2003) und SCHUDEL et al. (2002) empfiehlt es sich die Proben vor Licht geschützt und kühl aufzubewahren. Dies ist aufgrund der Lichtempfindlichkeit und der Gefahr vor mikrobiologischen Aktivitäten notwendig. KÄSS (2004) vergleicht den Zerfall durch Licht mit einer exponentiell verlaufenden Zerfallsreihe von radioaktiven Stoffen. Die Photolyse zeigt in Lösungen mit einer höheren Konzentration einen geringeren Zerfall, als in geringer konzentrierten Lösungen.

3.2 Tracereingabe

3.2.1 Festlegung der Eingabestellen

Die Eingabestellen wurden am 27.07.2005 während einer Feldbegehung, die zusammen mit dem Landesamt für Umwelt (LfU), Abt. 10 (BÜTTNER & SCHOLZ) stattgefunden hat, ausgewählt. Für den kombinierten Markierungsversuch, bei dem die Tracer Uranin und Eosin initiiert wurden, sollten die Eingabestellen möglichst weit voneinander entfernt liegen. Dadurch konnte sichergestellt werden, dass sich die Tracer nicht in den gleichen Drainagebahnen bewegen. Die Injektionspunkte mussten so gewählt sein, dass sie mit schwerem Equipment zu erreichen sind. Eine direkte Anbindung an das Karstsystem sollte vorhanden sein, um das Wiederauffinden des Tracers zu sichern. Zudem ist zu beachten, dass fließendes Wasser bzw. Niederschlagswasser zur Verfügung steht oder gesammelt wird. Es wird für das Vor- und Nachspülen des Tracers in die gesättigte Zone benötigt. Während der Feldbegehung wurden zwei optimale Stellen, die eine Anbindung an das System, fließendes Wasser und eine gute Erreichbarkeit besitzen gefunden. Die Orte befinden sich in der Nähe des Nördlichen und Südlichen Schneeferners.

Die Eingabestelle am Nördlichen Schneeferner liegt in der Nähe der Liftanlage zum Gletscher (RW 4422930, HW 5253342) auf einer Höhe von 2597 m ü. NN. Der Injektionspunkt befindet sich an einer Geländestufe, an der es zum Überfall des mit Gletscherwasser gespeisten Bachlaufes kommt. Kurz darauf versickert das Wasser über den Schotterkörper in den Untergrund. Unterhalb der Wetterspitzen, in der Nähe des Südlichen Schneeferners, in einer Scharte (RW 4423513, HW 5251634), konnte der zweite Eingabepunkt festgelegt werden. Dieser befindet sich auf 2399 m ü. NN. Die Speisung der Stelle erfolgt über ein Schneefeld, das auf der Nordseite unterhalb der Wetterspitzen liegt. Das Wasser wird über eine geweitete Kluft oder Ponor direkt in das Karstsystem geleitet.

3.2.2 Abschätzung der Tracermengen

Die Bestimmung der richtigen Eingabemenge ist laut SCHUDEL et al. (2002) ausschlaggebend für das Gelingen eines Markierungsversuches. Wird die Einspeisungsmenge zu niedrig angesetzt, kann die erfolgreiche Durchführung des Versuches gefährdet sein. Bei einer Überschätzung führt es zur Belastung der Gewässer und kann positive Nachweise über einen längeren Zeitraum mit sich führen, die die Durchführung von Folgeversuchen beeinträchtigen. Laut SCHUDEL et al. (2002) sollte vor der Abschätzung der Menge, die Fließdistanz zwischen der Eingabestelle und der möglichen Austrittsstellen bekannt sein. Darüber hinaus ist es wichtig die Grundlast des Gewässers zu kennen, die bereits für die Auswahl des Markierungsstoffes von Bedeutung ist. Des Weiteren ist zu beachten, ob der Tracer in die gesättigte oder ungesättigte Zone eingespeist wird und wie Wasser vor- und nachgespült werden kann. KÄSS (2004) verweist für die Eingabemenge auf eine Berechnungsformel, die nur als Anhaltspunkt und zur Plausibilitätsüberprüfung dient.

$$M = \alpha \cdot L \cdot A \text{ [g]} \quad (1)$$

Hierin bedeuten

M = Eingabemenge [g]

α = Korrekturfaktor für den Markierungsstoff [g/m]

L = Distanz von der Eingabe zur Beobachtungsstelle [m]

A = Anpassungsfaktor für Grundwasserleiterverhältnisse [-]

Der Korrekturfaktor für Eosin liegt zwischen 2 bis 3 g/m, der des Uranins bei 1 g/m. Als Anpassungsfaktor für den Karstgrundwasserleiter gilt der Wert von 0,2 bis 1. Dadurch lässt sich eine Abschätzung für Eosin von 8000 bis 12000 g und für Uranin von 3500 g berechnen. MAURIN (1967) empfiehlt eine Abschätzung der Menge des Markierungsstoffes, über das Volumen der unterirdisch betroffenen Wässer. Dabei kann eine längerfristige Beobachtung des Abflusses der Quellaustritte und der Niederschläge hilfreich sein. Liegen bereits Erfahrungswerte aus einem vorangegangen Markierungsversuch in dem Gebiet vor, so bietet es sich an diese Werte zu verwenden.

Bei einem 1980 vom damaligen Geologischen Landesamt auf dem Zugspitzplatt durchgeführten Markierungsversuch wurden an der Stelle des heutigen Sonnalphins 10 kg Eosin eingespeist (WROBEL 1980). Aufgrund dieser Ergebnisse und der am LfU (Abt. 10)

vorhandenen Erfahrungswerte wurde für das Eosin eine Eingabemenge von 10 kg und für das Uranin 5 kg veranschlagt.

3.2.3 Eingabe der Markierungsstoffe

Die Eingabe der Markierungsstoffe erfolgte durch Mitarbeiter des LfU (BÜTTNER, DIEPOLDER, SCHOLZ) und Studenten der Universität Augsburg. Ihnen wurde eine spätere Probennahme aufgrund der Anwesenheit bei der Eingabe nicht mehr erlaubt, um etwaige Kontaminationen zu vermeiden. Ein zusätzliches Vor- und Nachspülen war an beiden Eingabestellen nicht nötig, da diese ständig mit frischem Wasser durchflossen wurden. An der Eingabestelle des Nördlichen Schneeferners (1) konnte ein Abfluss von ca. 2 l/s verzeichnet werden. Der Abfluss an der Eingabestelle des Südlichen Schneeferners (2) lag bei ca. 1 l/s. Diese Mengen reichten aus, um die jeweiligen Tracer vollständig in den Untergrund einzubringen. Aufgrund der Erfahrungen durch WROBEL (1980) musste von einer sehr schnellen Verdriftung der beiden Tracer, bei etwa gleich weiten Entfernungen zum Partnach-Ursprung ausgegangen werden. Um eine Überlagerung der Durchgänge des Uranins und Eosins zu vermeiden, wurden die Tracer im Abstand von knapp einem Tag eingespeist.

Tab. 2: Zusammenfassung der wichtigsten Angaben zu den Eingabepunkten

Nr.	Eingabestelle	RW	HW	Höhe [m ü. NN]	Tracer	Datum/ Uhrzeit	Eingabemenge [kg]
1	Nördl. Schneeferner	4422930	5253342	2597	Eosin	16.08.2005 15:15	10
2	Südl. Schneeferner	4423513	5251634	2399	Uranin	17.08.2005 11:15	5

Die 10 kg Eosin wurden am 16.08.2005 ab 14:20 Uhr, in ca. 100 l Wasser gelöst und in den Ablauf des kleinen Gerinnes, an der Eingabestelle 1 eingespeist. Im Zuge dieser Eingabe wurde die Eosinlösung mit einer mittleren Konzentration von ca. 100 g/l, eine Stunde lang über einen Schlauch kontinuierlich in den Bach eingeleitet. Der Tracer wurde somit bereits während der Eingabe mit ca. 7 m³ Wasser verdünnt; die tatsächliche Eingabekonzentration lag bei ca. 1,4 g/l (mündl. Mitt. BÜTTNER 2005).

Vor der Tracereingabe, musste die Eingabestelle von einer 20 bis 30 cm dicken Schneeschicht befreit werden. Die Witterungsbedingungen zum Zeitpunkt der Eingabe waren nicht optimal. Es herrschten Temperaturen um den Gefrierpunkt mit vereinzelten Schneefällen, wie es Abbildung 17 zeigt.



Abb. 17: Eosin-Eingabe an der Geländestufe des Nördl. Schneeferners (Foto: G. DIEPOLDER)

Das Uranin wurde mit einer Menge von 5 kg am 17.08.2005 ab 11:00 Uhr unterhalb der Wetterspitzen, in der Nähe des Südlichen Schneeferners eingespeist. Zum Nachspülen wurde das mit ca. 1 l/s fließende Wasser eines abschmelzenden Schneefeldes genutzt, das über die Kluft direkt in den Untergrund einsickerte. Hier wurde der Tracer jeweils kiloweise in fünf 10 Liter Kanistern mit Wasser gelöst und über einen Zeitraum von knapp 15 Minuten dem Schmelzwasser zugegeben. Innerhalb dieses Zeitraums betrug die natürliche Nachspülung ca. 1 m³. Die mittlere Eingabekonzentration des Uranins lag somit bei ca. 5 g/l (mündl. Mitt. BÜTTNER 2005).

An diesem Tag herrschten optimale Witterungsbedingungen, die durch eine Hochdrucklage zu Temperaturen über den Gefrierpunkt führten. Abbildung 18 zeigt die Eingabe des Uranins mit den vorherrschenden Witterungsbedingungen.



Abb. 18: Uranin-Eingabe in der Nähe des Südl. Schneeferners (Foto: R. HOINKIS)

3.3 Probennahmestellen

3.3.1 Festlegung der Probennahmestellen

Die Festlegung der Probennahmestellen erfolgte aufgrund der logistischen, orographischen und hydrologischen bzw. hydrogeologischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet. Laut MAURIN (1967) sollten bei der Auswahl der Beobachtungsstellen, alle in Frage kommenden Quellaustritte abdeckt sein. Da es jedoch häufig nicht möglich ist alle kartierten Quellen zu beproben, empfiehlt KÄSS (2004) Beobachtungsstellen an kleineren Bachläufen in Sammelgerinnen zusammenzufassen. Im Vordergrund bei der Auswahl der Probennahmestellen lagen die logistische Erreichbarkeit und die Ausrichtung an oberirdischen Wasserscheiden, die wie folgt abgedeckt wurden:

An dem südlichen Rand des Zugspitzmassivs grenzt das Gaistal, das über kleinere Bächlein, jedoch vorwiegend über den Hochissen Tal Bach (Z 62) und den Felderer Tal Bach (Z 63) in den Gaistalbach (Z 61) entwässert. Eine natürliche Wasserscheide bildet in diesem Gebiet der Ehrwaldersattel, dessen östliche Seite über den Geißbach (Z 54) drainiert wird. Der wiederum als Bach zweiter Ordnung in die Loisach fließt. Kleinere Bächlein, wie der Rappenbach

(Z 53) und Wiesltalbach (Z 52), die aus dem südwestlichen Teil des Zugspitzmassivs genährt werden, münden in den Geißbach. Zur Abdeckung des nordwestlichen Teils dienten der Eibsee (Z 72) und die Christelquelle (Z 71), die ca. 2 km südlich von Grainau entfernt liegen (siehe Abbildung 20). Zur Absicherung des seitlich angrenzenden Höllentals wurde der Hammersbach (Z 31) in den Beprobungsplan aufgenommen. Die Bodenlaine (Z 21) deckt das Einzugsgebiet in die nordöstliche Richtung ab. Das Hauptaugenmerk lag jedoch auf dem Partnach-Ursprung (Z 11) und dem Gsundbrünnl (Z 13), beide befinden sich im Reintal.

3.3.2 Beprobungsplan

Der Beprobungsplan ist laut KÄSS (2004) einer der wichtigsten Bestandteile in der Versuchsanalyse. Mithilfe des Beprobungsplans kann laut SCHUDEL et al. (2002) der logistische Aufwand abgeschätzt werden, der den Bedarf an Probenahmeflaschen, Laborkosten, Fahrtkosten und Personalplanung umfasst. Des Weiteren hängt von diesem Plan die Güte der späteren Auswertbarkeit der Durchgangskurven ab.

Laut SCHUDEL et al. (2002) und KÄSS (2004) wird empfohlen einen erhöhten Probenahmezyklus während des Hauptdurchgangs und zu Hochwasserereignissen bzw. Niederschlägen zu planen, damit eine höhere Messwertdichte im Konzentrationsanstieg und die Erfassung des Maximalwertes gewährleistet ist. Nach SCHUDEL et al. (2002) ist ein Beprobungsplan mit kleinen Zeitintervallen hilfreich, da Abschätzungen auf das Verhalten des Karstgrundwasserleiters aufgrund der morphologischen und hydrogeologischen Verhältnisse schwer zu treffen sind. Ebenso ist es von Vorteil einen längeren Beprobungszeitraum zu planen, da der Kurvenverlauf und der Konzentrationsrückgang aufgezeichnet werden kann.

Der Beprobungsplan wurde für den Hauptuntersuchungszeitraum vom 16.08. – 15.11.2005 aufgestellt. Die Probennahmen, die im Frühjahr und Sommer des darauf folgenden Jahres erfolgten, unterlagen keinem Beprobungsplan. Sie wurden willkürlich gewählt und dienten der qualitativen Kontrolle. Der Plan für die 14 Beobachtungsstellen wurde in Gruppen bestimmter Beobachtungszyklen eingeteilt. Die Beprobungsdichte wurde hinsichtlich der Wahrscheinlichkeit eines positiven Farbdurchgangs ausgewählt.

Dabei wurden drei Gruppen von Wahrscheinlichkeiten aufgestellt:

Hohe Wahrscheinlichkeit

Beprobung in einem engmaschigen Zyklus (0,5 h; 1 h; 2 h)

Mittlere Wahrscheinlichkeit

Beprobung in einem weitmaschigen Zyklus (2 – 3 x tgl.)

Geringe Wahrscheinlichkeit

Beprobung in einem sehr weitmaschigen Zyklus (1 x tgl.)

Der Beprobungszyklus mit kurzen zeitlichen Intervallen wurde in den ersten beiden Versuchswochen durchgeführt. Danach wurde dieser von ein bis zweimal täglich auf alle vier Tage, über wöchentlich bis alle zwei Wochen weiter ausgedehnt. Eine detaillierte Übersicht des Probemahmeplans zeigt die Tabelle im Anhang 1.

3.3.3 Durchführung der Probennahme

Laut SCHUDEL et al. (2002) und BÜTTNER (mündl. Mitt. 2005) ist die genaue Einweisung der Personen zur richtigen Beprobung wichtig, damit Fehler bei den Probennahmen minimiert werden. Vor den Probennahmen sollte das Beprobungsgefäß, dreimal mit dem Wasser der Beobachtungsstelle gespült werden, um mögliche Verunreinigungen zu vermeiden. Danach wird laut KÄSS (2004) die Probe direkt an der Quelle oder in der Mitte des Bachlaufes genommen. Die Beschriftung der Probennahmeflaschen erfolgt mit einem Bleistift, da in Farbstiften oftmals fluoreszierende Farbstoffe verwendet werden und die Ergebnisse somit beeinträchtigt werden können (mündl. Mitt. BÜTTNER 2005, KÄSS 2004). Auf den Probeflaschen werden die Probennahmestellen, das Datum und die Uhrzeit vermerkt. Für die Wahl der Probeflaschen weist ebenfalls KÄSS (2004) darauf hin, dass für diese braune oder milchige Kunststoffflaschen, mit einem ausreichenden Volumen von ca. 250 ml Verwendung finden sollten. Für diesen Versuch wurden milchige PVC - Vilas Flaschen mit einem Fassungsvermögen von 20 ml verwendet, da die Gefäßgröße auch vom verwendeten Fluorimeter abhängt und diese für drei Messdurchgänge ausreichend war. Wichtig bei Markierungsversuchen mit Fluoreszenzfarbstoffen ist die lichtgeschützte Aufbewahrung der Proben.

Die Probennahme erfolgte streng nach dem unter 3.3.2 beschriebenen Beprobungsplan. Zur geographischen Einordnung sind in Tabelle 3 die jeweiligen Koordinaten der

Probennahmestellen aufgeführt. Die Karte in Abbildung 20 veranschaulicht ihre genaue geographische Lage. Zur Bestimmung der Eigenfluoreszenz der einzelnen Bäche und Quellen wurde am ersten Tag vor der Tracereingabe eine Blindprobe von jeder Beobachtungsstelle genommen. In Alpinen Karstgebieten ist die Eigenfluoreszenz der Gewässer häufig sehr hoch, aufgrund von gelösten Huminsäuren. Deshalb ist die Bestimmung der Eigenfluoreszenz ein wichtiger Faktor für das Gelingen des Versuchs. Zum Einsatz neben der „Personenkraft“ kam auch ein automatischer Probenehmer der Firma „American SIGMA 900“, den die Universität Halle zur Verfügung gestellt hat. Dieser wurde zu Beginn der Probennahme an der Beobachtungsstelle Z 63 aufgestellt. Als der Beprobungszyklus auf einmal pro Woche reduziert wurde, ist das Gerät an die Probennahmestellen Z 11 verlagert worden.

Tab. 3: Die Probennahmestellen im Versuchsgebiet

Nr.	Probennahmestellen	ID_Nr	RW	HW	Höhe [m ü. NN]	Proben- anzahl	Probenahme von bis
1	Partnach-Ursprung	Z 11	4426959	5252327	1390	281	16.08.-01.11.05
2	Partnach	Z 12	4427594	5252419	1338	134	16.08.-01.11.05.
3	Gsundbrünnl	Z 13	4427547	5252417	1345	39	18.08.-01.11.05
4	Bodenlaine	Z 21	4433005	5256556	865	29	16.08.-15.11.05
5	Hammersbach	Z 31	4428119	5258939	775	33	16.08.-15.11.05
6	Christlquelle	Z 71	4424957	5259189	839	40	16.08.-15.11.05
7	Eibsee	Z 72	4423792	5258042	973	24	16.08.-15.11.05
8	Geißbach Zypermühle	Z 51	4418844	5251107	1005	25	16.08.-15.11.05
9	Wiesltalbach	Z 52	4419784	5250578	1090	42	16.08.-15.11.05
10	Rappenbach Brücke	Z 53	4421120	5250535	1290	40	16.08.-15.11.05
11	Geißbach Brücke	Z 54	4420021	5250245	1118	42	16.08.-15.11.05
12	Gaistal Bach	Z 61	4425581	5248705	1395	28	16.08.-06.10.05
13	Hochissen Tal Bach	Z 62	4424501	5249312	1530	33	16.08.-15.11.05
14	Felderer Tal Bach	Z 63	4425193	5249212	1475	145	16.08.-15.11.05

3.4 Erfassung der hydrologischen Parameter

Ein wichtiger Bestandteil während der Durchführung des Markierungsversuches, war die Erfassung der hydrologischen Parameter im Untersuchungsgebiet, da sowohl der Niederschlag als auch der Abfluss einen großen Einfluss auf den Transport, die Verdriftung und die Verdünnung der Markierungsstoffe besitzen (SCHUDEL et al. 2002).

3.4.1 Methoden zur Abflussbestimmung

Die Wahl der richtigen Methode zur Abflussbestimmung setzt im Vorfeld einige Recherchen voraus. Zunächst ist zu klären welches Fließverhalten die zu untersuchenden Fließgewässer besitzen. Da sich ein Teil von ihnen im steilen Gelände, mit starkem turbulenten Fließen und einem unregelmäßigen Flussquerschnitt befinden, zählen diese zur Kategorie Wildbäche (BECHT & WETZEL 1994). Deshalb kann laut RICHTER & LILLICH (1975) bei turbulenten Gewässern nur die Verdünnungsmethode angewendet werden.

Die Salzverdünnungsmethode ist laut SCHUDEL et al. (2002) ein Integrationsverfahren, bei welcher der Tracer sowohl kontinuierlich als auch momentan eingegeben werden kann. Die Abflussmessungen im Untersuchungsgebiet wurden mit der Momentaneingabe durchgeführt. Dabei wird der Tracer zu einem Zeitpunkt impulsartig eingespeist. Das bedeutet, die Eingabe des Tracers erfolgt innerhalb kürzester Zeit und möglichst in die Mitte des Gewässers (KÄSS 2004). Der Salzdurchgang wird an einer mehrere hundert Meter vom Einspeisepunkt entfernten Messstelle mit Hilfe eines Konduktometers aufgezeichnet und über die Zeit integriert. Die integrierte Tracerkonzentration gibt Aufschlüsse über die verdünnende Wassermenge, somit über die Abflussverhältnisse in Liter pro Sekunde (BECHT & WETZEL 1994). Bei der Wahl der Messstrecke ist zu beachten, dass keine Abzweigungen und Retentionsräume vorhanden sind, sowie eine gute Lösung und Durchmischung des Salzes stattfindet. Die Methode ist laut SCHUDEL et al. (2002) für Gewässer mit einem Abfluss kleiner 1000 l/s, bei einer Salzmenge von 500 bis 1000 g geeignet. Liegen die Abflüsse in einem höheren Bereich müssen die einzubringenden Salzmengen erhöht werden, um die Verdünnung zu kompensieren.

Für die Messungen sind zwischen 500 und 1000 g Natriumchloridsalz eingespeist worden. Das benutzte Salz wurde immer vom gleichen Hersteller verwendet, da zu Beginn ein Kalibrierkoeffizient von diesem ermittelt wurde. Die Messungen der Salzkonzentrationen sind

mit einem Konduktometer der Firma WTW durchgeführt worden. Während des Untersuchungszeitraums wurden Abflussmessungen von der Beobachtungsstelle Z 11, Z 63 und Z 62 aufgezeichnet. Die Ergebnisse der einzelnen Abflussmessungen können dem digitalen Anhang entnommen werden.

$$Q = \frac{M}{\alpha \cdot \int_{t_0}^{t_e} (c_i - c_0) \cdot dt} \quad [l/s] \quad (2)$$

Hierin bedeutet:

Q = Durchfluss [l/s]

M = eingegebene Tracermenge [g]

α = Kalibrierkoeffizient [-]

c_i = Tracerkonzentration der Einzelmessung [g/l]

c_0 = Hintergrundkonzentration des Wassers [g/l]

t_0 = Anfangszeitpunkt der Messung [s]

t_e = Endzeitpunkt der Messung [s]

t = Zeit [s]

Eine weitere Methode die an der Partnach durchgeführt wurde, ist das Erstellen einer Wasserstands-Abfluss-Beziehung (P-Q-Beziehung) mit Hilfe von Pegeldaten. Der Abfluss steht in Beziehung zum Wasserstand. Mithilfe der Salzverdünnungsmethode wurden mehrmals Abflussmessungen, zu unterschiedlichen Wasserständen durchgeführt. Aus diesen Messungen und den jeweiligen Pegeldaten lässt sich eine Wasserstands-Abflusskurve (siehe Anhang 8) erstellen. Je mehr Abflussmessungen vorliegen, desto genauer ist die Regressionsgleichung zur Berechnung der Abflüsse zu den aufgezeichneten Pegelständen.

Die Messstation zur Aufzeichnung der Pegeldaten befindet sich ca. 250 m unterhalb des Partnach-Ursprungs, an der Partnach. Während des Hauptmesszeitraumes wurden die Pegelstände regelmäßig zu den Probenahmen abgelesen und zur Absicherung zusätzlich mit einem Datalogger aufgezeichnet.

3.4.2 Methoden zur Niederschlagsbestimmung

Zur Erfassung des Niederschlags kann laut BECHT & WETZEL (1994) zwischen zwei Arten der Niederschlagsaufzeichnung unterschieden werden. Hierbei lassen sie sich in Niederschlagsschreiber (Ombrographen, Pulviographen) und Niederschlagsmesser (Totalisatoren, Ombrometer) aufteilen. Diese können entweder die Niederschlagsintensität oder die Niederschlagssumme aufzeichnen (BECHT & WETZEL 1994).

Für den Versuchszeitraum wurde ein Messnetz bestehend aus drei Totalisatoren, im Bereich um das Zugspitzmassiv angeordnet. Diese sollten dazu dienen die Niederschlagsverhältnisse in den einzelnen Tälern aufzuzeichnen und für spätere Analysezwecke verwendet werden. Es wurde ebenfalls ein Niederschlagsmesser (Totalisator) nach Hellmann an der Messstation Partnach aufgestellt. Dieser konnte aus technischen Gründen zu Beginn der Kampagne nicht aufzeichnen, spätere Messungen fielen in eine Trockenperiode.

3.5 Fluoreszenzphotometer – Analytik

3.5.1 Erstellung der Kalibrierreihen

Um die Quantifizierung der Tracer zu ermöglichen, müssen für jeden Tracer Kalibrierreihen erstellt werden. Mit ihrer Hilfe können die gemessenen Intensitäten in Konzentrationswerte umgerechnet werden. Die Auflösung des Fluoreszenz-Spektralphotometers (HITACHI F 3010) kann über zwei verschiedene Messbereiche variiert werden. Der erste Messbereich (MB 1) besitzt eine Auflösung von ca. 10^{-5} g/l bis 10^{-9} g/l. Der zweite Messbereich (MB 2) liegt in einer niedrigen Auflösung zwischen ca. 10^{-4} g/l bis 10^{-8} g/l. Deshalb ist es notwendig je Messbereich eine eigene Kalibrierreihe zu erstellen.

Für die Kalibrierlösung werden 1,0 g je Farbstoff in einem 1000 ml Kolben eingewogen und mit etwas destilliertem Wasser zum Lösen gebracht. Sobald der Markierungsstoff komplett gelöst ist, wird der Kolben auf 1000 ml mit Aqua destillata aufgefüllt. Mit Hilfe einer Vollpipette werden 10 ml aus dieser Stammlösung entnommen und in einen 100 ml Messkolben gegeben. Die Lösung mit der Konzentration 1 g/l wird mit Aqua dest. bis auf 100 ml aufgefüllt. Die Vorgehensweise für die weiteren Verdünnungen von 10^{-2} bis 10^{-9} g/l wird in gleicher Weise durchgeführt, es werden immer 10 ml aus der Verdünnung davor entnommen und weiter verdünnt (Vorgehensweise LfU, Abt. 10, SCHOLZ 2005).

Damit die Intensität der Kalibrierreihen mit denen der zu messenden Proben übereinstimmt, muss ein Abgleich des pH-Wertes vorgenommen werden (BEHRENS 1988). Aus diesem Grund wurde die Kalibrierreihe des Uranins mithilfe von Natronlauge (0,02 N) auf einen pH-Wert zwischen 8,0 und 8,2 eingestellt, da die Proben einen pH-Wert in diesem Bereich besitzen.

Bei der Messung am Fluorimeter wird von der niedrigeren Konzentration zur höheren gemessen. Jeder Messbereich wird dreimal wiederholt, um den Mittelwert aus den erhaltenen Intensitäten (Skalenteilen) zu bilden. Somit kann für jede Potenz der entsprechende Skalenteil ermittelt werden. Diese werden in ein doppellogarithmisches Diagramm eingetragen und über die Bestimmung der Geradensteigung (Gleichung 3) kann die Konzentration berechnet werden.

$$y = a \cdot x^b \quad (3)$$

Hierin bedeuten:

y = Skalenteile [-]

x = Konzentration [g/l]

a = Basiswert

b = Exponent

Die berechneten Kalibrierreihen können den Abbildungen im Anhang 5 entnommen werden.

3.5.2 Analyse der Tracerproben

Die Fluoreszenzanalytik der Proben wurde im Fluoreszenzlabor des LfU, Abt. 10, Dienststelle München durchgeführt. Zur Messung der Intensität der Fluoreszenzfarbstoffe wurde ein Fluoreszenz-Spektralphotometer benutzt. Ein wichtiger Bestandteil während des kompletten Analysezeitraums war die sorgfältige Behandlung der Proben. Es musste darauf geachtet werden, dass die Lagerung und Analyse der Proben unter Ausschluss des Tageslichts erfolgte, diese kühl und trocken gelagert sowie eine gegenseitige Kontamination ausgeschlossen wurde.

Das Fluorimeter F 3010 der Firma „HITACHI“, zeichnet das Anregungsspektrum auf. Dabei wird über das Synchronscan-Verfahren das Maximum der relativen Intensität der Farbstoffe Uranin und Eosin bestimmt. Das Gerät pumpt die Probe blasenfrei in eine Messküvette, die

im Lichtstrahl der Xenonlampe positioniert ist. Dabei kommt es zur Anregung bzw. Emission des gelösten Markierungsstoffes. Dies äußert sich in der Ausbildung von Maxima in den jeweiligen Spektralbereichen. Der dabei abgetastete Wellenlängenbereich liegt zwischen 460 nm und 580 nm. Das Hintergrundrauschen des Messgeräts wird automatisch (geräteintern) abgeglichen. Darüber hinaus wird zu Beginn jeder Messreihe eine Probe mit destilliertem Wasser gemessen, um etwaige Verunreinigungen an Küvette und Schlauchsystem eliminieren zu können (mündl. Mitt. BÜTTNER 2005). Dieser Wert wird als Korrekturfaktor zur Berechnung des wahren Spektrums verwendet. Im zweiten Schritt werden die Proben der jeweiligen Probennahmestellen in chronologischer Reihenfolge gemessen. Somit wird ein Spektrum jeder einzelnen Probe erhalten, das die relative Intensität gegen die Wellenlänge zeigt. Zur Berechnung der Konzentration wird die Geradensteigung der Kalibrierreihe, für den jeweiligen Farbstoff in dem jeweiligen Messbereich verwendet. In Abbildung 19 sind die Maxima der beiden Tracer in den Wellenlängenbereichen 492 nm und 512 nm dargestellt.

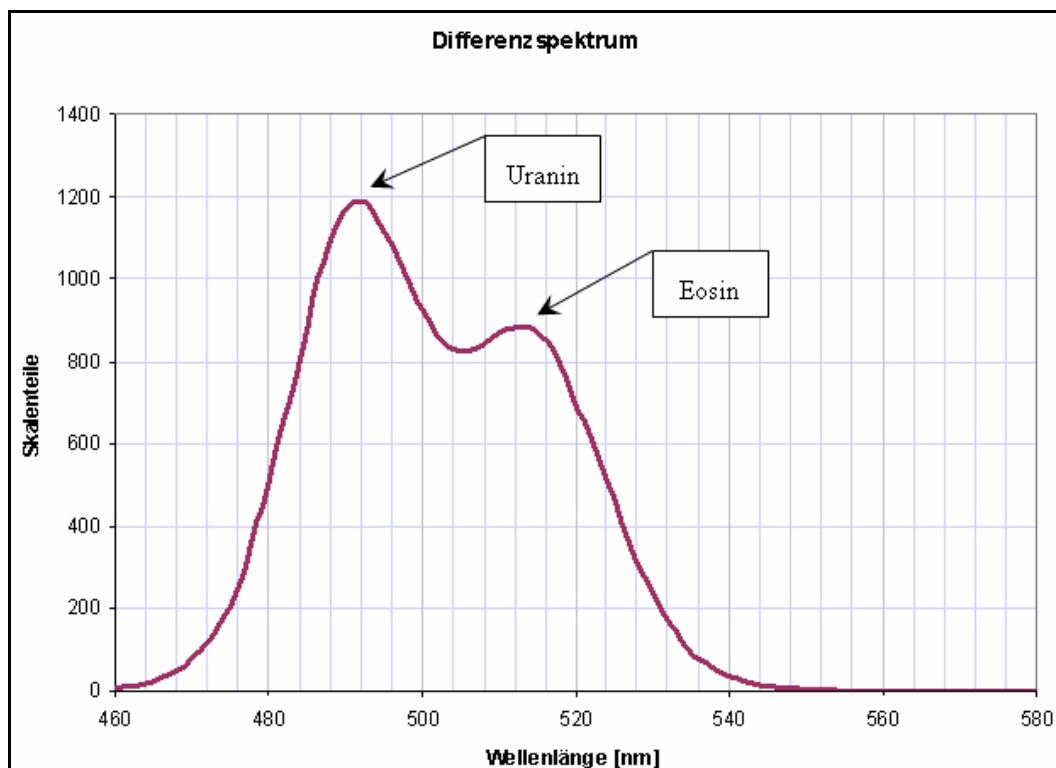


Abb. 19: Uranin- und Eosinnachweise am 18.08.2005 um 20:15 Uhr an der Probennahmestelle Partnach-Ursprung (die Skalenteile sind als relatives Maß der Konzentration zu sehen, Wellenlänge in nm Anregung)

Das in Abbildung 19 veranschaulichte Differenzspektrum, zeigt eine deutliche Überlagerung der Spektren des Eosins durch die des Uranins. Dieses Problem tritt bei gleichzeitigem Nachweis der Tracer in einer Probe auf. Um Eosin besser detektieren zu können, wird die Messung erneut durchgeführt. Dabei muss die Probe mit 10 % Essigsäure angesäuert werden. Laut BEHRENS (1988) wird Uranin, dessen Intensität stark pH-Wert abhängig ist, unterdrückt und der Eosinnachweis kann getrennt ausgewertet werden. Für die angesäuerten Proben des Eosins wurden ebenfalls Kalibrierkurven erstellt. Da es sich im Vorfeld gezeigt hatte, dass das hier verwendete Eosin im sauren Milieu ebenfalls geringere Intensitäten aufweist (mündl. Mitt. SCHOLZ & BÜTTNER 2005).

3.6 Hydrochemische Analytik

3.6.1 Probennahme

Die Probennahme für die hydrochemische Analytik erfolgten am 18.08. und am 15.11.2005 zusammen mit einem Mitarbeiter des LfU, Abt. 10 (DIEPOLDER, SCHOLZ, BÜTTNER). Die Beprobung der Quellen geschah in Abhängigkeit von den örtlichen Gegebenheiten unmittelbar in die Probengefäße bzw. die Probe wurde mittels eines Schöpfeimers gewonnen. Sie wurde nach Möglichkeit am natürlichen Auslauf der Quelle oder unmittelbar an der Quellfassung vorgenommen. Bei den Probennahmen im Bachbett wurde darauf geachtet möglichst keine Trübstoffe zu gewinnen und die Probe aus der Strömung zu entnehmen. Nach MATTHESS (1994) wird die Qualität der Wasseranalyse im Wesentlichen durch die Technik der Probenahme bestimmt. Mit Hilfe von WTW-Messgeräten wurden Vorort die Leitparameter der Proben bestimmt. Dazu zählen die Temperatur, der pH-Wert, die spezifische elektrische Leitfähigkeit und der gelöste Sauerstoff.

An jeder Beobachtungsstelle sind vier Teilproben entnommen worden. Diese wurden bereits im Gelände je nach Analyseverfahren speziell vorbereitet und konserviert. Eine Probe wurde in eine 250 ml Braunglasflasche mit Glasschliff-Verschluss eingefüllt, die zur Bestimmung des gesamten organischen Kohlenstoffs herangezogen wurde. Eine zweite Probe ist unbehandelt in eine 1000 ml Kunststoffflasche abgefüllt worden; diese wird für die Analyse des Hydrogenkarbonats benötigt. Zur Ermittlung der Anionen und Kationen ist eine gefilterte Probe notwendig, diese wurde mit Hilfe einer Stickstoffdruckfilterung im Gelände in eine 100 ml Polyethylenflasche gefiltert. Der Filter besteht aus einem Cellulosenitrat-Membranfilter der eine Porenweite von 0,45 µm besitzt (MATTHESS 1994). Die Aufbereitung

der Proben für die Spurenstoffanalyse erfolgte gleichermaßen. Jedoch wurden zusätzlich die Proben durch Zugabe von 1 ml konz. HNO₃ (Suprapur) angesäuert. Die Proben wurden bis zum Rand gas- und blasenfrei abgefüllt und bis zur Analytik gekühlt und dunkel aufbewahrt.

3.6.2 Analyseverfahren

Die Analysen der Wasserproben wurden im Rahmen der standardmäßigen Wasseranalyse durch das chemische Wasserlabor des LfU durchgeführt. Die Analysen der Anionen Chlorid (Cl), Sulfat (SO₄) und Nitrat (NO₃) sind mithilfe eines Ionenchromatographen bestimmt worden. Die Kationen Calcium (Ca), Magnesium (Mg), Natrium (Na) und Kalium (K) wurden mittels optischen Emissionsspektrometers mit induktiv gekoppeltem Plasma gemessen. Die Säurekapazität und das Hydrogencarbonat sind durch die Titration mit 0.1 mmol(eq)/l HCl (Salzsäure) ermittelt worden. Bei der standardmäßigen Messung am LfU werden noch weitere Anionen, Kationen, Haupt- und Nebenelemente sowie Spurenstoffe ermittelt. Diese wurden nicht aufgelistet, da sie keine weitere Verwendung in dieser Auswertung besitzen. Sie sind aber im Bodeninformationssystem Bayern (BIS) des LfU abrufbar.

Die Proben wurden am LfU über statistische Verfahren auf Plausibilität überprüft. Zusätzlich wurde der relative Fehler über eine Ionenbilanz bestimmt. Weitere Informationen zur Analytik der Proben und den nach DIN 32 645 ermittelten Nachweis- und Bestimmungsgrenzen der Analysemethoden sind WAGNER et al. (2003) zu entnehmen.

4. AUSWERTUNG UND INTERPRETATION DER ERGEBNISSE

4.1 Qualitative Auswertung

Die qualitative Auswertung des Kurvenverlaufs liefert Aussagen über die Transportprozesse in einem Karstgrundwasserleiter. Dieser besteht aus zwei Systemen, einer geklüftet - porösen Matrix (Feinkluftsystem) und einem Röhrensystem (siehe Kapitel 2.2 Karsthydrographie). Das Feinkluftsystem ist der Speicher des Karstsystems, mit einer geringen hydraulischen Leitfähigkeit. Das Röhrensystem stellt laut FORD & WILLIAMS (1989) das Entwässerungssystem dar, die so genannten Drainagen. Sie besitzen einen geringen Volumenanteil am GWL, dienen aber aufgrund der hohen Durchlässigkeit zur Entwässerung des Systems. Diese Dualität kann auch bei der Infiltration des Wassers in den GWL wieder gefunden werden, wie es in Abb. 11 zu erkennen ist. Nach HOBBS & SMART (1986) kann zwischen konzentrierter und diffuser Infiltration unterschieden werden. Die konzentrierte Infiltration verläuft sehr schnell durch Dolinen und Schlote, die diffuse Infiltration verzögert durch die geklüftete ungesättigte Feinmatrix.

Der erste Schritt in der Auswertung eines Markierungsversuches liegt in der räumlichen und zeitlichen Differenzierung der positiven Traceraustritte. Der nächste Schritt ist die Betrachtung des Kurvenverlaufs. Liegen Unregelmäßigkeiten bzw. starke Konzentrationssprünge vor, können diese auf eine ungleichförmige Ausbreitung des Markierungsstoffes im Untergrund hinweisen. Mehrere Maxima im Bereich des Hauptdurchgangs lassen auf eine größere Anzahl von Drainagen mit ungleicher Durchlässigkeit oder Fließstrecke schließen (SCHUDEL et al. 2002). Der Anstieg und Abfall im Kurvenverlauf spricht für unterschiedliche Transportprozesse mit schnelleren und langsameren Teilpaketen (WERNLI 2003). Aber auch der Einfluss von Witterungsbedingungen kann zu diesen Ausprägungen und Maxima führen, da es aufgrund wechselnder Abflussverhältnisse zu Phasen der Remobilisierung des Tracers kommt (ZÖTL 1974).

4.1.1 Räumliche Differenzierung der Traceraustritte

Ziel eines Markierungsversuches ist die Ermittlung der Austrittsstellen der eingegebenen Tracer. Wie bereits in Kapitel 3, Versuchskonzeption und Methodik erwähnt wurde, ist der Probenahmzyklus zu Beginn eines jeden Markierungsversuches sehr engmaschig anzulegen, um möglichst nicht den ersten nachweisbaren Tracerdurchgang zu verfehlten.

Auf der Karte unter Abbildung 20 sind die Probennahmestellen und die Eingabepunkte mit der jeweiligen Nummerierung dargestellt. An zwei Quellen, dem Partnach-Ursprung (Z 11) und dem Gsundbrünnl (Z 13) zeigten sich positive Farbnachweise. Ebenso konnte an einer zweiten Beobachtungsstelle an der Partnach (Z 12), einige hundert Meter flussabwärts noch positive Nachweise ermittelt werden. Diese Ergebnisse sind in der Karte als Verbindungslien zwischen den Eingabestellen und den Auffindungsorten der jeweiligen Tracer veranschaulicht. Aus der Karte geht deutlich hervor, dass beide Austrittsorte im Reintal liegen und nur wenige hundert Meter voneinander entfernt sind.

In Tabelle 4 sind die Distanzen der positiven Probennahmestellen, sowie die maximale Abstandsgeschwindigkeit und die Fließdauer dargestellt. Für die Austrittsstelle Gsundbrünnl (Z 13) liegen keine Werte für den ersten Nachweis vor, da die Aufnahme in den Beprobungsplan erst später erfolgte. Die Beobachtungsstellen, die weiträumig um das Zugspitzmassiv angeordnet sind, zeigten während des gesamten Beprobungszeitraumes und bei späteren Messungen im Folgejahr keine positiven Farbdurchgänge.

Tab. 4: Angaben zu den Austrittsstellen der Tracer, die Distanz zu den Eingabestellen (A), maximale Abstandsgeschwindigkeit (B) und Zeitdauer in Stunden und Minuten (C)

Eingabestellen - Tracer Austrittsstellen	Nördlicher Schneeferner - Eosin			Südlicher Schneeferner – Uranin		
	2597 m ü. NN	2399 m ü. NN	A	B	C	
Partnach-Ursprung (Z 11) 1390 m ü. NN	4155 m	130 m/h	32 h	3510 m	171 m/h	20 h 30 min
Partnach (Z 12) 1338 m ü. NN	4754 m	143 m/h	33 h 15 min	4151 m	195 m/h	21 h 15 min
Gsundbrünnl (Z 13) 1345 m ü. NN	4709 m	85 m/h	55 h 15 min	4104 m	116,4 m/h	35 h 15 min

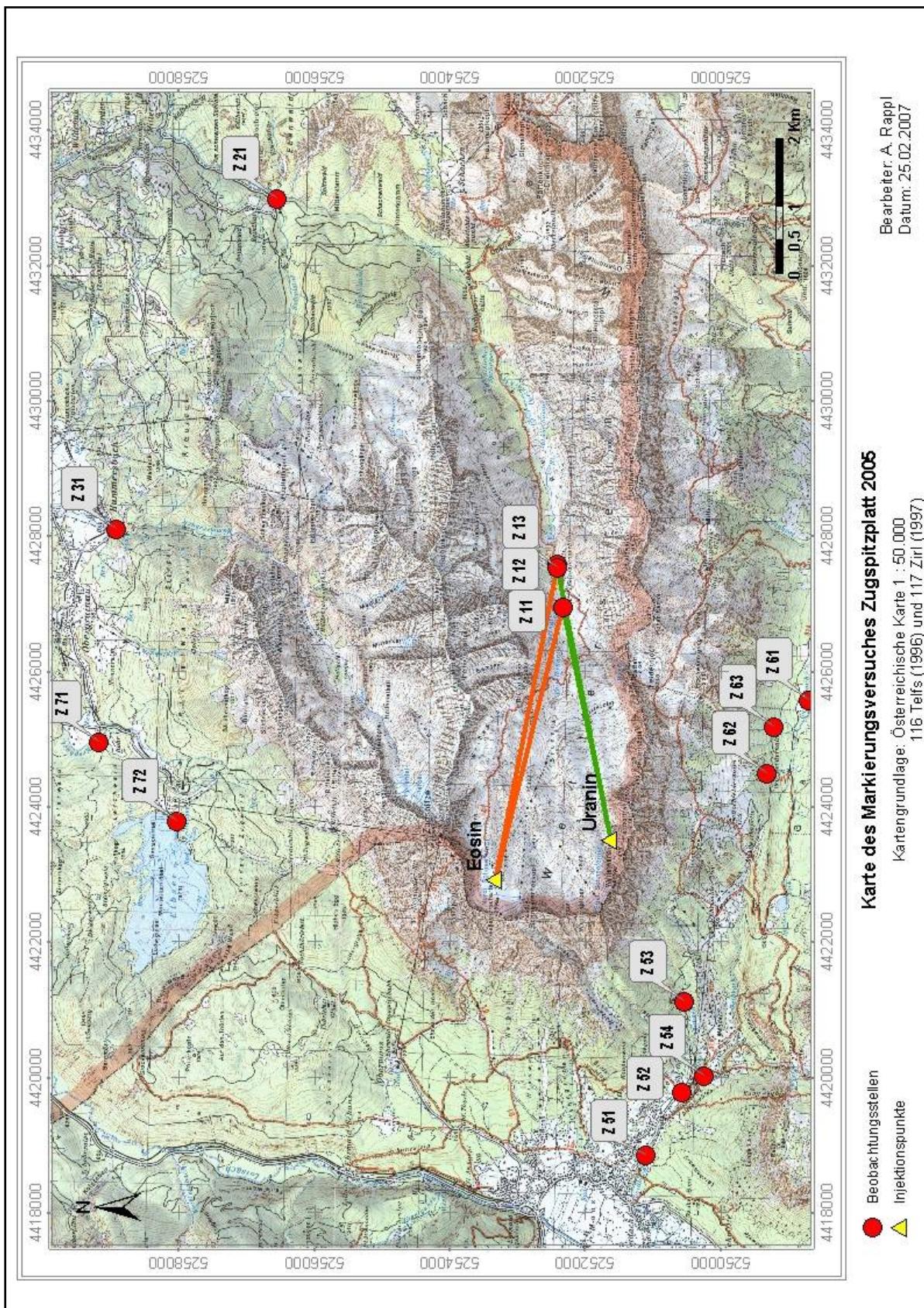


Abb. 20: Karte des Untersuchungsgebietes mit den Eingabestellen (Dreiecke), den Beobachtungsstellen (Punkte) und den Tracernachweisen (Linien) (Bearbeiter: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen)

4.1.2 Zeitliche Verteilung der Tracernachweise

4.1.2.1 Nachweise am Partnach-Ursprung (Z 11)

Eosin (Z 11)

Nach der Eingabe des Tracers am 16.08.2005 um 15:15 am Nördlichen Schneeferner tritt der erste positive Nachweis in der Probe vom 17.08.2005 um 23:15 mit einer Konzentration von $0,00815 \text{ mg/m}^3$ ($0,00815 \mu\text{g/l}$) auf. Bei einer Streckenlänge von 4155 m benötigte der Farbstoff 32 h, somit beträgt die maximale Abstandsgeschwindigkeit, zwischen Eingabestelle und Beobachtungsstelle Z 11 130 m/h. Die maximale Konzentration (c_{dom}) von $62,7 \text{ mg/m}^3$ ($62,7 \mu\text{g/l}$), die sich in dem ausgeprägten Peak (Abbildung 21) der polymodalen Kurve zeigt, war 55 h nach der Eingabe erreicht. Der Beprobungsrhythmus war zum Zeitpunkt des Hauptdurchgangs auf stündlich eingestellt. Die in Abbildung 21 dargestellte Eosinkurve zeigt die ersten 200 h nach der Tracereingabe, dabei setzt nach ca. 100 h der langsame Konzentrationsabfall, der auch als Tailing bezeichnet wird, ein. Eine durchgängige Beprobung liegt für ca. 1850 h vor, diese ist in Abbildung 26 ersichtlich. Zwei weitere Beprobungen im Folgejahr erbrachten keine Eosinnachweise. Die Konzentration lag entweder bereits unter der Nachweigrenze oder der Tracer war komplett aus dem System ausgespült.

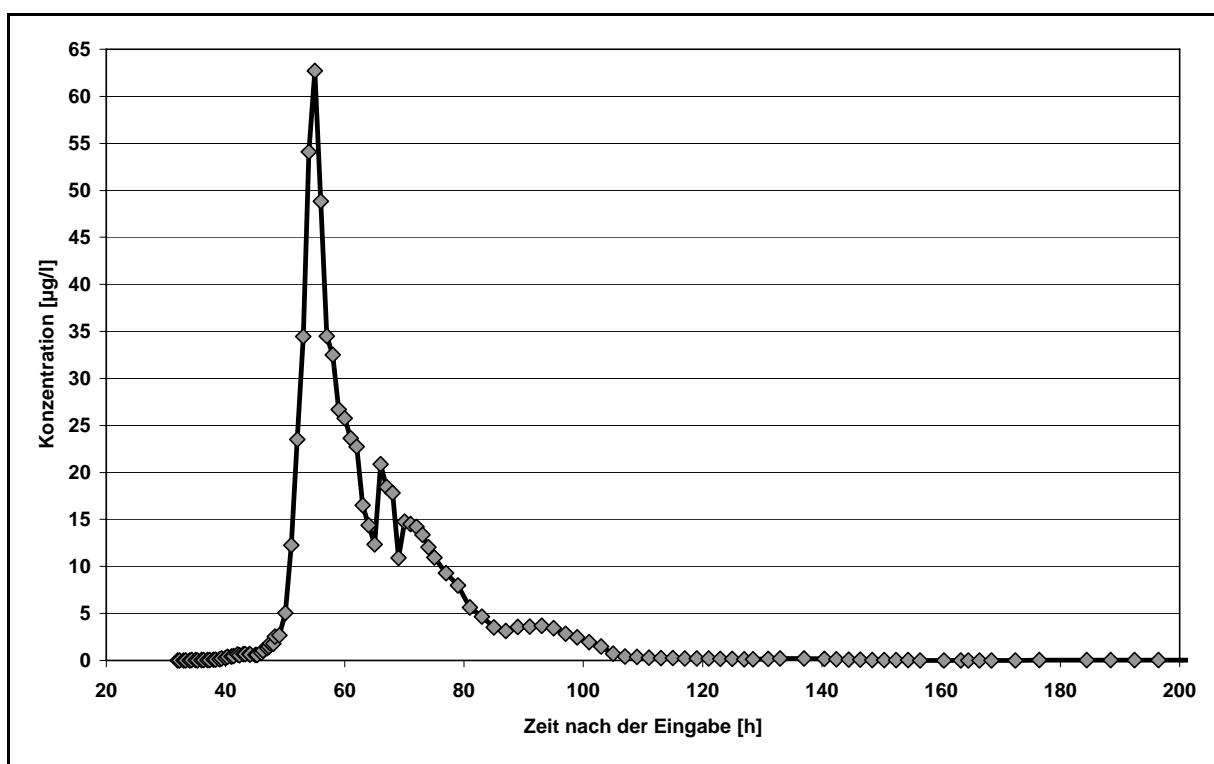


Abb. 21: Tracerdurchgangskurve Eosin Z 11 (17.08. – 25.08.2005)

Uranin (Z 11)

Uranin wurde, wie bereits erwähnt zeitversetzt eingegeben, um eine mögliche Überlagerung zu vermeiden. Der erste positive Farbdurchgang des Uranins zeigte sich am 18.08.2005 um 07:45, nach einer Zeitdauer von 20 h 30 min. Die Streckendistanz beläuft sich auf 3510 m. Dabei wurde eine maximale Abstandsgeschwindigkeit von 171 m/h ermittelt. Die Anfangskonzentration lag bei $0,015 \text{ mg/m}^3$ ($0,015 \mu\text{g/l}$) und steigerte sich im Laufe des Tages, bis sie schließlich um 15:15 den Spitzenwert von $19,9 \text{ mg/m}^3$ ($19,9 \mu\text{g/l}$) erreicht hatte. Danach nahm die Konzentration wieder ab, wie es die Durchgangskurve in Abbildung 22 verdeutlicht. Das Beprobungsintervall war zum Zeitpunkt des Hauptdurchgangs im 30 Minutenrakt. Somit beschreibt die Kurve laut MALOSZEWSKI (mündl. Mitt. 2006) eine GAUß'sche Glockenkurve. Wie beim Eosin, setzt auch bei dem Uranin nach 110 h das Tailing ein. Die im Jahr 2006 am 25.05. und 30.07. durchgeführten Nachbeprobungen wiesen für Uranin Werte von $0,12 \text{ mg/m}^3$ ($0,12 \mu\text{g/l}$) und $0,069 \text{ mg/m}^3$ ($0,069 \mu\text{g/l}$) auf.

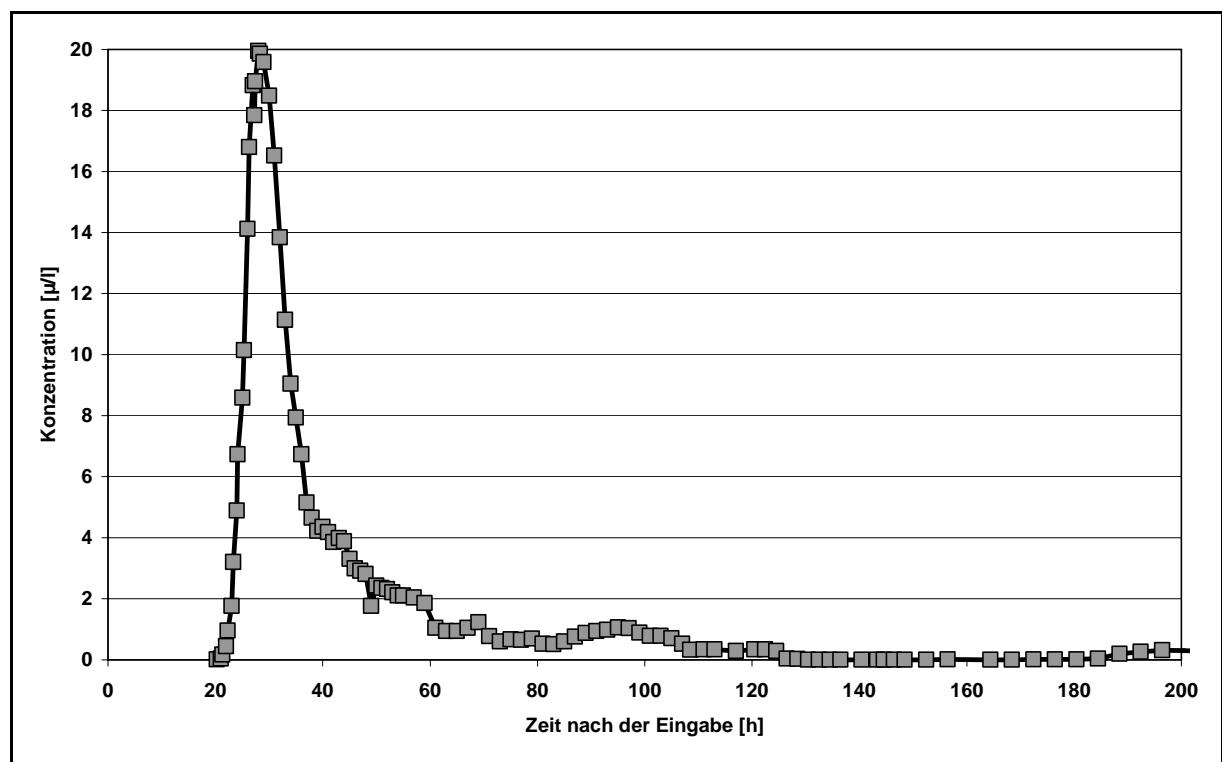


Abb. 22: Tracerdurchgangskurve Uranin Z 11 (18.08. – 25.08.2005)

4.1.2.2 Nachweise Partnach (Z 12)

Eosin (Z 12)

Die Beobachtungsstelle Partnach (Z 12) liegt nur etwa 600 m von der Messstelle Z 11 entfernt. Der Tracer war an dieser Beobachtungsstelle 1 h 15 min später nachweisbar, als an der Beobachtungsstelle Z 11, mit einer Konzentration von $0,01 \text{ mg/m}^3$ ($0,01 \mu\text{g/l}$). Daraus lässt sich eine maximale Abstandsgeschwindigkeit von 143 m/h zwischen Eingabestelle und Z 12 berechnen; weitere Angaben sind in Tabelle 4 nachzulesen. Der Spitzenwert liegt 55 h 15 min nach der Eingabe bei einer maximalen Konzentration von $36,98 \text{ mg/m}^3$ ($36,98 \mu\text{g/l}$). Aufgrund des erhöhten Verdünnungsfaktors durch Seitenbäche und der Lichtempfindlichkeit des Tracers (KÄSS 2004), reduzierte sich die Konzentration, im Gegensatz zu Z 11 um knapp die Hälfte. Das Beprobungsintervall war zu diesem Zeitpunkt bei stündlichen Probennahmen, es besteht die Möglichkeit, dass der Spitzenwert etwas höher war. Der Verlauf der Kurve im Anhang 3 zeigt einige Züge der Durchgangskurve Z 11, wie zum Beispiel der polymodale Verlauf des Hauptdurchgangs.

Uranin (Z 12)

Das Uranin war an der Beobachtungsstelle nur 45 min später zu detektieren als an Z 11. Die Anfangskonzentration lag bei $0,026 \text{ mg/m}^3$ ($0,026 \mu\text{g/l}$), somit ließ sich eine maximale Abstandsgeschwindigkeit von 195 m/h berechnen, weitere Angaben sind in Tabelle 4 enthalten. Bei einem stündlichen Beprobungszyklus konnte der maximale Konzentrationswert von $9,48 \text{ mg/m}^3$ ($9,48 \mu\text{g/l}$) 29 h nach der Eingabe festgestellt werden (siehe Anhang 4). Der Kurvenverlauf spiegelt in etwa den des Uranins an der Beobachtungsstelle Z 11 wieder.

4.1.2.3 Nachweise Gsundbrünnl (Z 13)

Wie bereits erwähnt wurde, ist die Beprobung der Beobachtungsstelle Z 13 erst zum 18.08.05 um 22:30 aufgenommen worden. Aus diesem Grund ist die Wahrscheinlichkeit groß, dass der Erstdurchgang des Tracers zu einem früheren Zeitpunkt stattgefunden hat. Bei der Berechnung der maximalen Abstandsgeschwindigkeit wird vom Zeitpunkt der Erstbeprobung an der Beobachtungsstelle ausgegangen.

Eosin (Z 13)

Das Eosin wurde mit einer Konzentration von $0,014 \text{ mg/m}^3$ ($0,014 \mu\text{g/l}$) am 18.08.05 um 22:30 nachgewiesen; die Zeitspanne betrug 55 h 15 min. Der Spitzenwert wurde bei einem Beprobungsintervall von 4 h am 19.08.05 um 22:20 mit $13,5 \text{ mg/m}^3$ ($13,5 \mu\text{g/l}$) detektiert. Da der Beprobungszyklus in den ersten 10 Tagen Intervalle zwischen 2, 4 und 8 Stunden besaß, ist der Kurvenverlauf, wie im Anhang 5 zu sehen ist, mit nur wenigen Messwerten konstruiert.

Uranin (Z 13)

Der Konzentrationswert des Erstnachweises am 18.08.05 um 22:30 liegt bei $0,102 \text{ mg/m}^3$ ($0,102 \mu\text{g/l}$). Dieser Wert lässt vermuten, dass ein Nachweis bereits zu einem früheren Zeitpunkt möglich gewesen wäre. Abstandsgeschwindigkeit und Zeit nach der Eingabe können Tabelle 4 entnommen werden. In der Uranin-Durchgangskurve (Anhang 5) ist im Anstieg ein deutlicher Mangel an Messwerten zu erkennen. Zu diesem Zeitpunkt lag das Messintervall bei 8 Stunden. Aus diesem Grund könnte auch ein höherer Spitzenwert als $3,11 \text{ mg/m}^3$ ($3,11 \mu\text{g/l}$), bei einer Zeitspanne von 51 h 15 min nach der Eingabe erreicht worden sein.

4.1.3 Hydrochemischer Vergleich der Beobachtungsstellen

4.1.3.1 Physikochemische Parameter

Alle Beobachtungsstellen wurden während des Versucheszeitraumes auf ihre physikochemischen Parameter untersucht. Diese sind im Gelände mithilfe von WTW-Feldgeräten ermittelt worden und in Tabelle 5 aufgeführt. Die organoleptische Überprüfung wurde ebenfalls Vorort durchgeführt und zeigte für alle Beobachtungsstellen farblose, geruchslose, klare und Bodensatz freie Proben.

Die Temperaturwerte der Proben liegen zwischen $2,1 \text{ }^\circ\text{C}$ und $8,6 \text{ }^\circ\text{C}$. Dies bedingen die unterschiedlichen Höhenlagen und die Art der Beobachtungsstellen. Der pH-Wert liegt an allen Probennahmestellen, wie es in Karbonatgesteinen zu erwarten ist, im neutralen bis leicht alkalischen Bereich. Die Leitfähigkeitswerte befinden sich zwischen $133 \mu\text{S/cm}$ und $350 \mu\text{S/cm}$. Diese Werte sind nach LANGGUTH & VOIGT (2004) im Bereich von Grund- und Süßwasser. Der Sauerstoffgehalt der untersuchten Proben weist auf gut belüftete Wässer mit

einem Gehalt von bis zu 12,2 mg/l hin. Nach den physikochemischen Untersuchungen gibt es keine signifikanten Ausreißer in den Werten.

Tab. 5: Physikochemische Parameter der Beobachtungsstellen

Beobachtungsstelle	Temperatur [°C]	pH-Wert	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Sauerstoff [mg/l]	Bemerkung
Z 11	3,3	8,4	133	12,2	Quelle
Z 12	4,4	8,2	208	10,3	Bachbett
Z 13	4,3	8,3	170	10,7	Quelle
Z 21	3,1	8,4	284	12,0	Bachbett
Z 31	3,8	8,3	178	12,1	Bachbett
Z 71	6,9	7,9	306	10,6	Quelle
Z 72	8,6	8,4	226	10,1	See
Z 51	4,9	8,4	216	11,2	Bachbett
Z 52	5,9	8,3	276	10,6	Bachbett
Z 53	5,5	8,5	350	10,7	Bachbett
Z 54	4,9	8,4	208	11,2	Bachbett
Z 62	2,3	8,5	285	11,3	Bachbett
Z 63	2,1	8,4	238	11,3	Bachbett

4.1.3.2 Hydrochemische Parameter

Die Proben der einzelnen Probennahmestellen wurden auf Kationen und Anionen nach den Methoden wie sie unter 3.6 beschrieben werden analysiert. Neben der Plausibilitätsprüfung am LfU wurden die Analysewerte über eine Ionenbilanz auf den relativen Fehler hin überprüft. Bis auf zwei Proben liegen alle unter der 2 % Grenze; jedoch ist ein Fehler laut LANGGUTH & VOIGT (2004) bis 5 % tolerierbar.

Die Analyseergebnisse der einzelnen Beobachtungsstellen sind in Abbildung 23 und im Anhang 3 als Schoellerdiagramm zusammengefasst dargestellt. In Abbildung 23 sind die Werte der Beobachtungsstellen (Z 11, Z 12 und Z 13) mit positivem Tracerdurchgang besonders hervor gehoben. Die Analysewerte können der Tabelle im Anhang 2 entnommen werden. Nach LANGGUTH & VOIGT (2004), HÖLTING (1996) kann durch den Verlauf der Ionenkurven gezeigt werden, ob zwischen den Wässern eine „Verwandtschaft“ besteht. Verlaufen die Kurven parallel, unabhängig von der Konzentration, deutet dies auf eine

ähnliche Genese hin. Zu sehen ist ein solcher paralleler Kurvenverlauf in den Probennahmestellen Z 11, Z 12, Z 13, Z 21 und Z 31.

Liegen dagegen Verschiebungen vor, zeigt dies eine Verdünnung bzw. eine andere Entstehung an. Diese sind in den Proben Z 62 und Z 63 die im Bereich der Gatterl-Störung liegen zu erkennen. Ausreißer sind mit Ausnahme von Z 53 und Z 11 keine vorhanden. Die Probennahmestelle Z 53 besitzt eine mögliche Salzstreuung, dies ist anhand der erhöhten Alkalien- und Chloridwerte zu erkennen. Wird die Lage der Beobachtungsstelle lokalisiert, so zeigt sich, dass diese direkt neben einer Straße liegt an der es im Winter zum Einsatz von Streusalz kommt. Die Beobachtungsstelle Z 11 weist keine Alkalien auf. Nach den Analyseergebnissen sind keine Natrium- und Kaliumsalze in dem Wasser gelöst. Die Ursache könnte in den hohen Fließgeschwindigkeiten liegen, mit denen das Wasser durch das System transportiert wird.

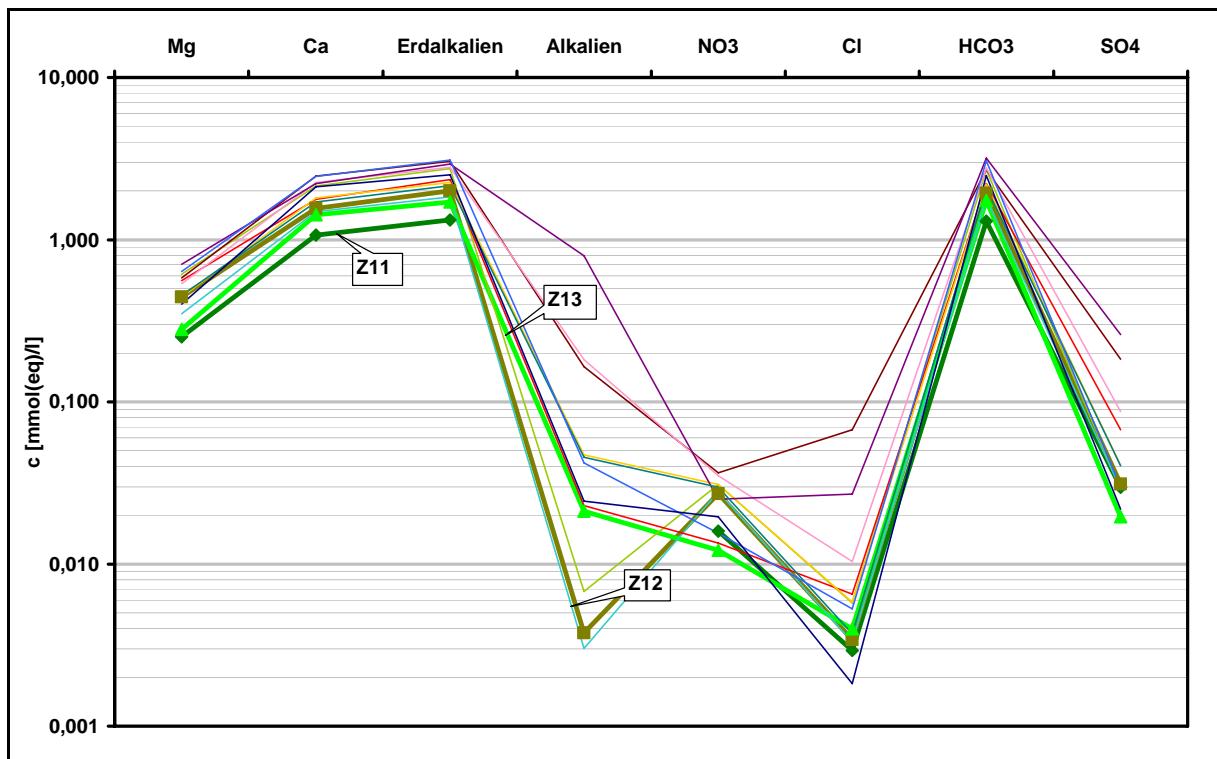


Abb. 23: Hydrochemische Parameter der Beobachtungsstellen in einem Schoellerdiagramm

Die beprobten Gewässer stammen alle aus den Karbonatgesteinen, wie es das Schoellerdiagramm an den erhöhten Werten der Erdalkalien und der Hydrogencarbonaten erkennen lässt. Eine hydrochemische Typisierung nach FURTAK & LANGGUTH (1967) zeigt, dass die Wässer zu den erdalkalisch überwiegend hydrogencarbonatischen Wässern zählen.

Die berechneten Carbonathärten liegen zwischen 3,64°dH am Partnach-Ursprung bis 8,93°dH am Rappenbach. Geringe Unterscheidungen sind auf wechselnde Alkaliverhältnisse und unterschiedliche Anteile gelöster Bestandteile zurückzuführen. Keine der Beobachtungsstellen überschreitet eine der zulässigen Höchstkonzentrationen für die Ioneninhalte nach der Trinkwasserverordnung (BUNDESGESETZBLATT 2001).

4.1.4 Vergleich mit hydrologischen Daten

Im folgenden Kapitel wird der Einfluss der Witterung, d. h. des Niederschlags, der Temperatur sowie des Abflusses auf den Verlauf der Tracerdurchgangskurve an der Beobachtungsstelle Z 11 betrachtet. Für die Auswertung werden Daten der Klimastation Zugspitze, die vom Deutschen Wetterdienst (DWD) betrieben wird, verwendet. In Abbildung 24 sind die Niederschlagswerte, aufgezeichnet im 6 h Intervall und die stündlich aufgenommen Temperaturwerte für den Zeitraum vom 15.08. bis 05.11.2005 dargestellt. Des Weiteren liegen Niederschlagswerte der Beobachtungsstelle Z11 vor, die ebenfalls für die Interpretation herangezogen werden.

Der Witterungsverlauf, der aus den Klimadaten des DWD ersichtlich ist, zeigt zu Beginn des Tracerversuches Temperaturwerte unter dem Gefrierpunkt mit Niederschlag. Diese Situation herrschte auf dem Zugspitzplatt während der Eosin-Eingabe. Vom 17.08. bis 19.08.2005 stellten sich trockene Witterungsbedingungen ein. Dabei lagen die Tagestemperaturwerte zwischen 6 und 10 °C. Am Abend des 19.08., ab 18:00 setzten starke Niederschläge in Form von Regen ein, die der Beginn eines extremen Ereignisses werden sollten. Es kam zu hohen Niederschlagsmengen im Nordstau der Alpen, deren Summen im Arbeitsgebiet im Zeitraum vom 19.08. bis 23.08.2005 zwischen 100 und 200 mm lagen (RUDOLF et al. 2005). Der September zeigte sich wechselhaft mit Niederschlägen und kurzen Trockenperioden. Ende September kam es zu einem Temperatureinbruch, der auf der Zugspitze zu Werten um den Gefrierpunkt mit Schneefall führte. Der Oktober und November zeigten sich trocken mit vereinzelten Niederschlägen.

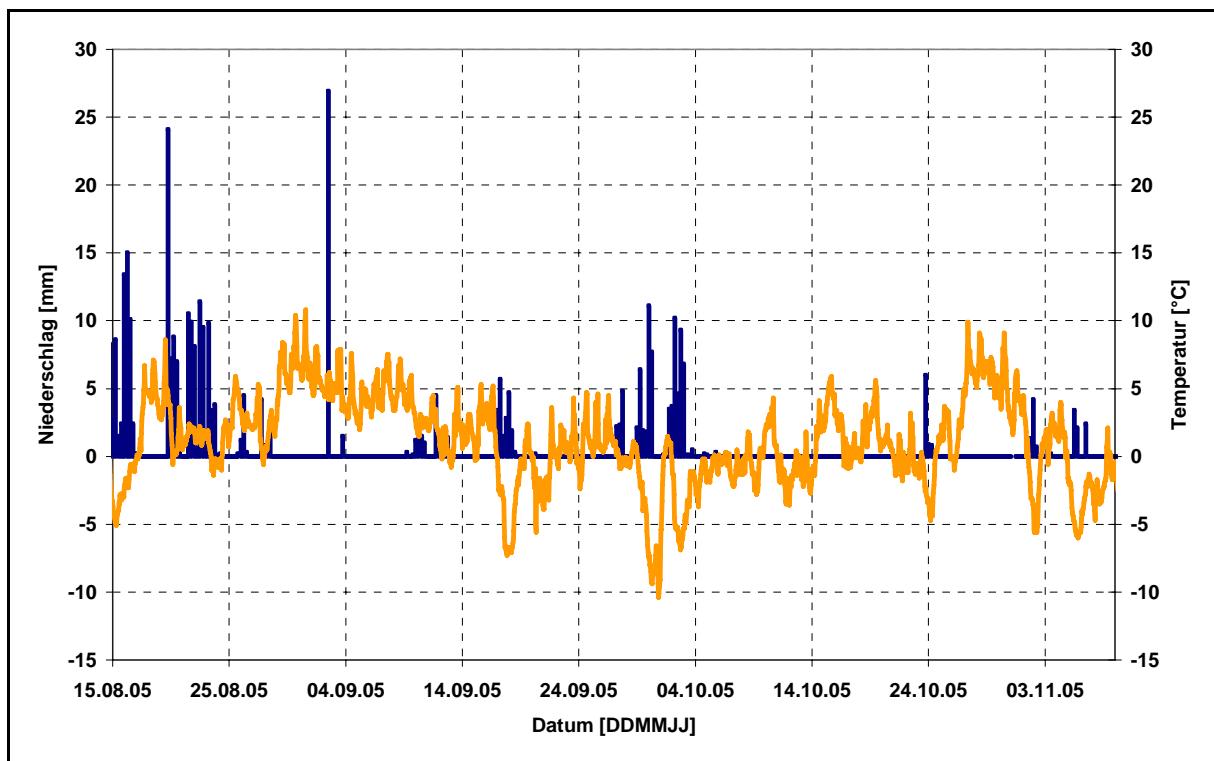


Abb. 24: Niederschlagswerte (Säulen) und Temperaturgang (Linie) der Klimastation Zugspitze für den Zeitraum 15.08.-05.11.2005

4.1.4.1 Vergleich der Tracerdurchgangskurve mit den Niederschlagswerten

Die Durchgangskurven der Beobachtungsstelle Z 11 werden für die Auswertung verwendet. Dabei werden die Tracerkurven jeweils getrennt mit den Niederschlagswerten betrachtet. Die Darstellung der Konzentrationen erfolgt in einer semilogarithmischen Skalierung, da auf diese Weise der Kurvenverlauf genauer mit den Klimadaten verglichen werden kann.

Eosin

In Abbildung 25 sind die während des Tracerversuches vom 16.08. bis 06.09.2005 an der Messstation des Partnach-Ursprungs aufgezeichneten Niederschlagswerte dargestellt.

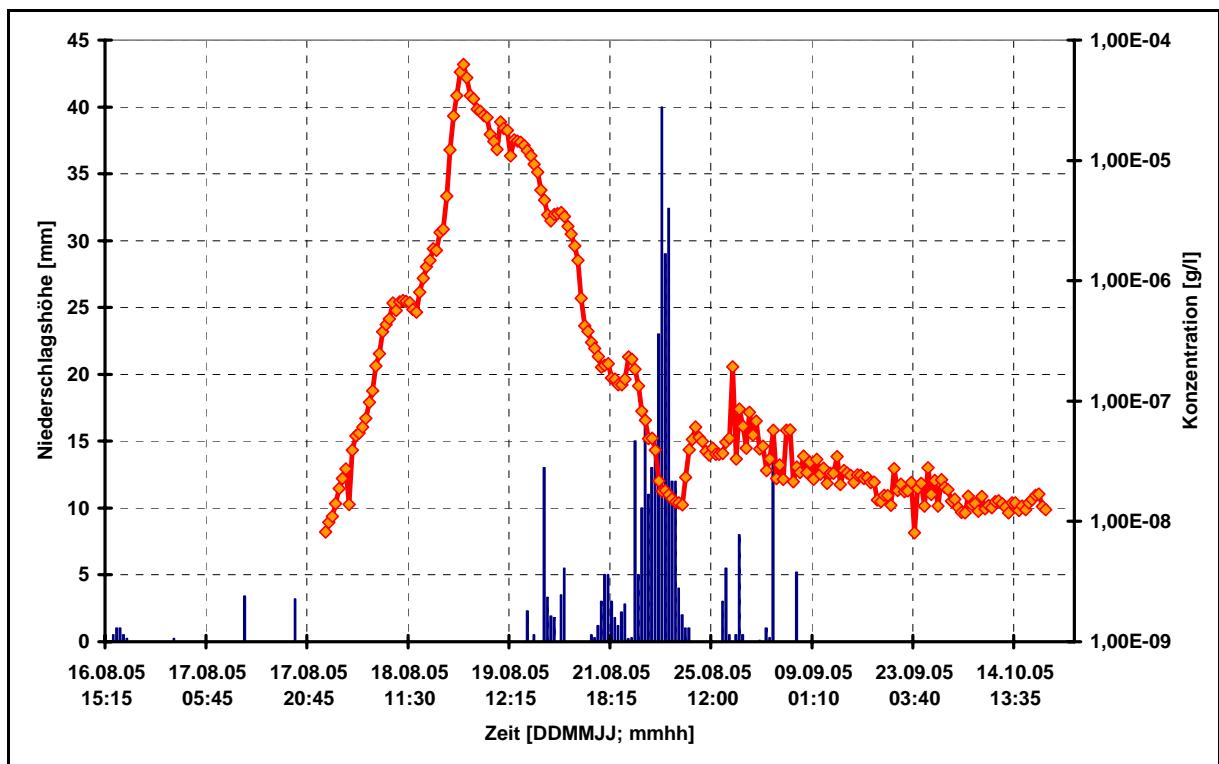


Abb. 25: Niederschlagswerte an der Beobachtungsstelle Z 11 mit Eosin-Durchgangskurve

Zu Beginn des Markierungsversuches herrschten Temperaturen um den Gefrierpunkt, die den Transport des Markierungsstoffes verzögerten. Einzelne Niederschläge die zwischen 0,5 und 5 mm pro Niederschlagsevent lagen, wirkten sich positiv auf die Tracereinbringung aus. Der einsetzende steile Hauptanstieg der Kurve lässt dies vermuten. Ein starker Abfall der Tracerkonzentration ist zum Zeitpunkt des Starkniederschlagsereignisses zwischen dem 21.08. und 23.08.2005 in Abbildung 25 zu erkennen. Die höchsten Niederschlagsmengen wurden im Zeitraum vom Abend des 22.08. auf den Morgen des 23.08.2005 registriert. Die 24 Stundenwerte der Messstation Z 11 ergaben am 22.08.2005, 76,5 mm pro Tag und am 23.08.2005, 169,4 mm pro Tag. Durch das höhere Wasservolumen im GWL kommt es zum beobachteten Verdünnungseffekt. Zusätzlich führte das Hochwasser zu höheren Wasserständen im System. Dadurch wurden auch Fließwege in der normalerweise ungesättigten Zone aktiviert. Laut ZÖTL (1974) kann es auch bei solchen Ereignissen durch die rapide Vergrößerung der Fließgeschwindigkeiten zu einer Verlagerung der unterirdischen Karstwasserscheide kommen.

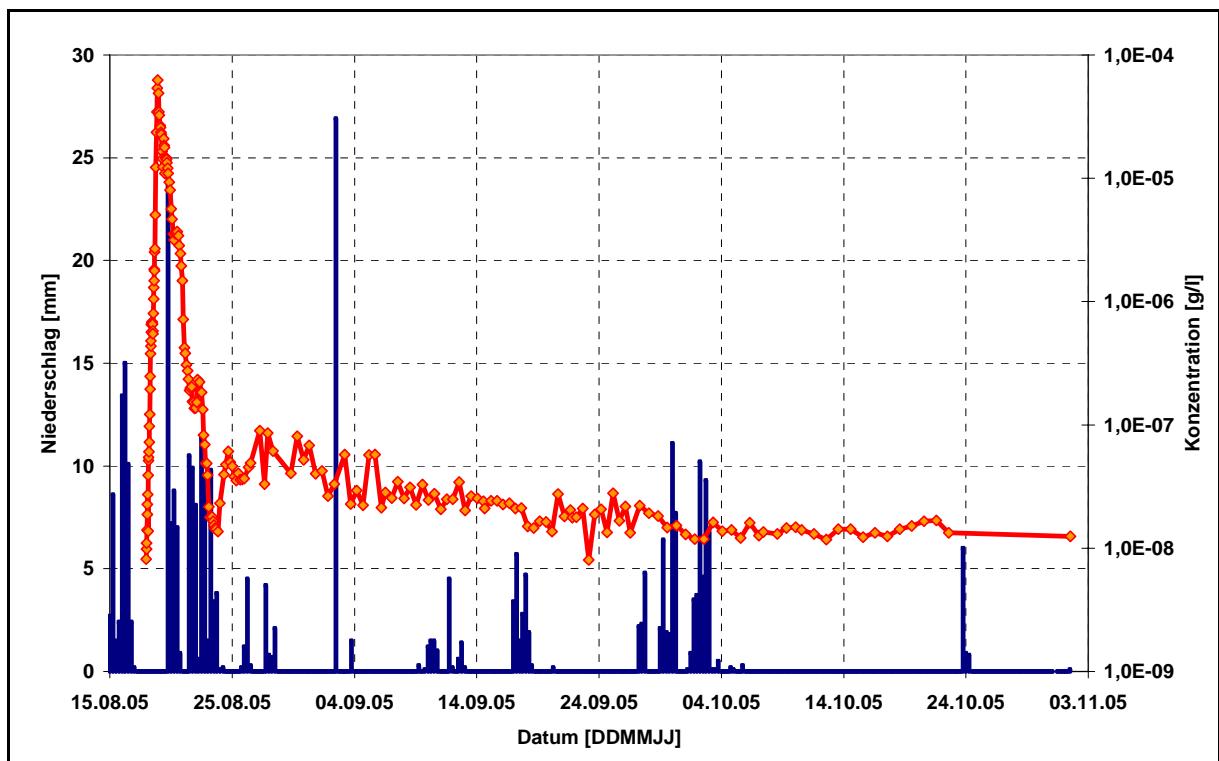


Abb. 26: Eosin-Durchgangskurve mit den Niederschlagswerten des DWD (aufgezeichnet alle 6 Stunden)

Zur Betrachtung des Tailings werden die Niederschlagswerte des DWD verwendet. In Abbildung 26 sind drei markante Bereiche neben dem Hochwasserevent im Kurvenverlauf zu erkennen. Auffällig sind die Niederschlagsereignisse vom 03.09. und 18.09. sowie die Niederschlagsperiode vom 27.09. bis 06.10.2005., an denen es nach einem stärkeren Niederschlagsereignis zu einer Verdünnung der Tracerkonzentration kommt. In Abbildung 26 ist zu sehen, dass nach Niederschlagsereignissen mit geringer Intensität es zu einem positiven Einfluss auf den Markierungsstoff kommt. Die Remobilisierung wird zum einen durch die diffuse Infiltration des Niederschlagwassers hervorgerufen. Zum anderen sind die Fließgeschwindigkeiten des Wassers niedriger. Somit kann dies im System laut SCHUDEL et al. (2002) kurzzeitig zu höheren Wasserständen führen.

Uranin

Die Uranin-Durchgangskurve zeigt ein ähnliches Bild im Hauptdurchgang des Tracers, wie die der Eosin Kurve (Abbildung 27). Sie besitzt einen steilen Anstieg mit schnellen Frontpakten, die auf einen hohen Anteil des advektiven Transportes hinweisen (WERNLI 2003). Der Verlauf wird nach ca. 17 Stunden durch den Einfluss der Dispersion

abgeflacht. Der relativ flache absteigende Ast zeigt deutliche Schwankungen, die auf den Einfluss der Niederschläge, die am Abend des 19.08.2005 einsetzten, zurückzuführen sind. Der Kurvenverlauf weist während des Starkregenereignisses ebenfalls eine starke Verdünnung des Tracers auf. Wobei sich hier vermuten lässt, dass ein Teil des mit Tracer gesättigten Wassers von dem schneller fließenden Niederschlagswasser verdrängt wird und erst nach Normalisierung der Verhältnisse seinen Weg fortsetzen kann. Dies zeigt der Wiederanstieg der Konzentration auf das Niveau vor dem Ereignis. Laut ZÖTL (1974) kann es bei solchen Ereignissen auch zu einer Aktivierung von älteren und größeren Fließwegen kommen, die sich in der Hochwasserzone befinden und somit den Direktabfluss begünstigen.

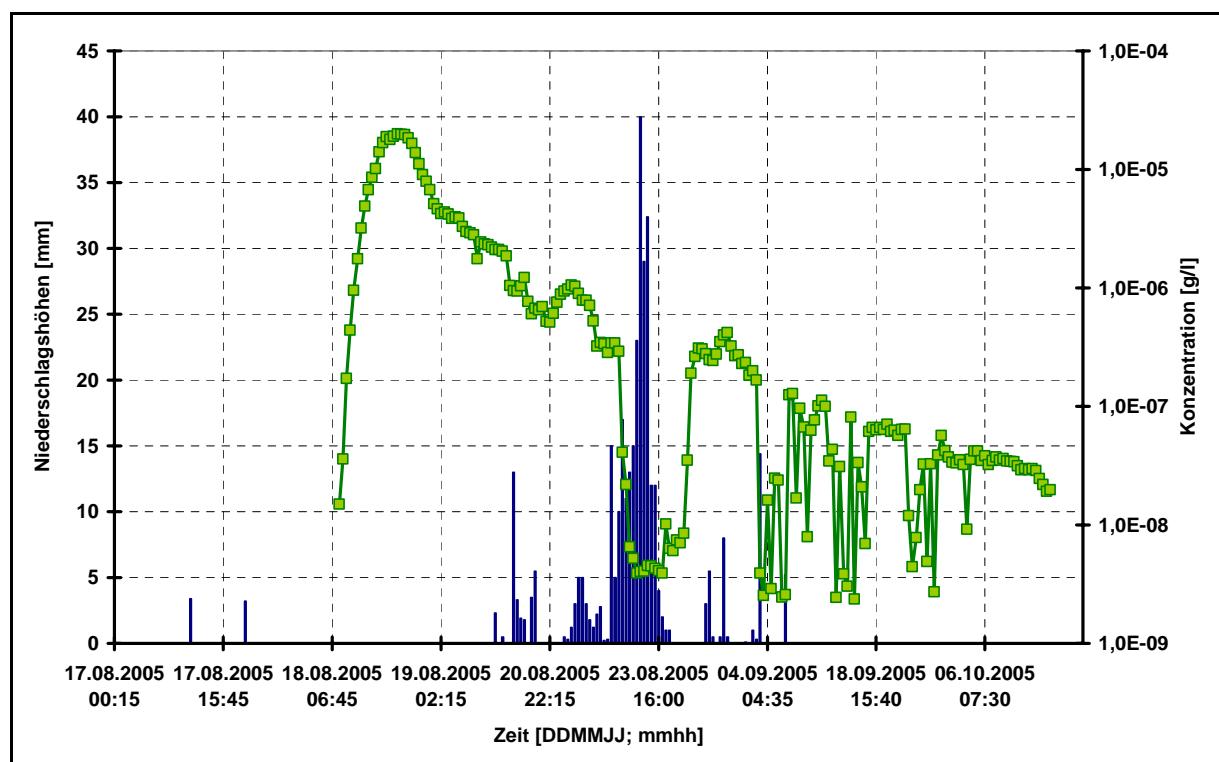


Abb. 27: Niederschlagswerte an der Beobachtungsstelle Z 11 mit Uranin-Durchgangskurve

Für die genauere Betrachtung des Tailings werden die Daten des DWD herangezogen und in Abbildung 28 zusammen mit der Uranin-Durchgangskurve verglichen.

Die Niederschlagsereignisse vom 03.09. und 03.10.2005 zeigen aufgrund von Verdünnung einen markanten Konzentrationsabfall. Auffällig sind die Niederschlagshöhen, die während dieser Ereignisse immer über 10 mm pro 6 h Aufzeichnungswert liegen. Kleinere Niederschlagsereignisse, wie die vom 10.09. bis 13.09., vom 17.09. bis 18.09. und am 27.09.2005 zeigen einen positiven Einfluss auf die Markierungsstoffausbringung. Diese

Reaktionen kommen laut LEIBUNDGUT (1998) durch die unterschiedlichen Zuflüsse aus der ungesättigten Zone in das Karstsystem zustande. Dabei kann Farbstoff, der sich in der immobilen Phase befindet wieder reaktiviert werden.

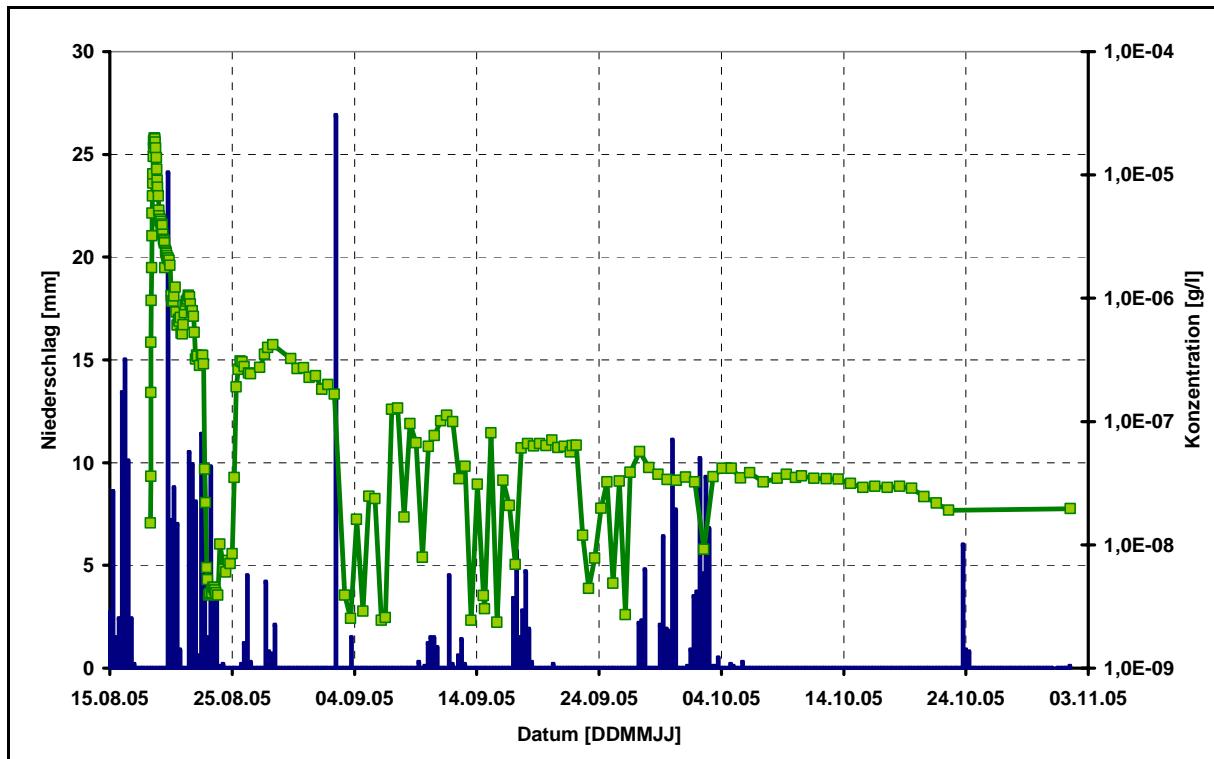


Abb. 28: Uranin-Durchgangskurve mit den Niederschlagswerten des DWD (aufgezeichnet alle 6 Stunden)

Im Vergleich mit der Eosin-Durchgangskurve sind die Schwankungen der Uranin-Kurve im Tailing viel ausgeprägter. Diese lassen sich alleine durch den Niederschlag nicht erklären. Es zeigt sich, dass das System, in dem Uranin transportiert wird, sensibler auf Änderungen des Wasserstandes reagiert. Diese könnten laut WERNLI (2003) durch eine ungleichmäßige Verteilung des Tracers im Untergrund zustande kommen. Es kann aber auch nach SCHUDEL et al. (2002) durch Drainagen mit unterschiedlichen Durchlässigkeiten hervorgerufen werden. Um diese Annahmen bestätigen zu können, müssen alle äußeren Einflüsse ausgeschlossen sein. Denn diese könnten auch durch Temperaturschwankungen hervorgerufen werden. Daher wird dieser Aspekt im folgenden Kapitel näher betrachtet.

4.1.4.2 Zusammenhang von Tracerdurchgang und Lufttemperatur

Die Gegebenheiten des Einzugsgebietes ermöglichen es den Zusammenhang von Tracerdurchgang und Lufttemperatur zu identifizieren. Aufgrund der Höhenlage des Zugspitzplatts sind Niederschläge in Form von Schnee, bei Lufttemperaturen um den Gefrierpunkt während des gesamten Jahres möglich. Die Gletscher und Firnfelder, die sich auf dem Platt befinden, infiltrieren auch während der Trockenperioden Wasser in das GW-System. Wie sich die Lufttemperatur zusammen mit der Schneeschmelze auf den Tracer auswirkt, wird am Beispiel des Uranins erläutert.

Uranin

Mit Hilfe des Gradtagverfahrens ist es laut HERMANN & KUHN (1996) möglich eine grobe Abschätzung der Schneeschmelze aus Tageswerten der Lufttemperatur zu gewinnen. Für diese Methode wird vorausgesetzt, dass die Temperatur der Schneeoberfläche während des betrachteten Zeitraumes auf 0°C bleibt. Hierbei errechnet sich die Schmelzmenge (Q_H) aus dem Tagesmittel der Lufttemperatur (T_L), einer Schwellentemperatur (T_0), oberhalb derer Schmelze stattfindet und dem Gradtagfaktor (a_d), der in HERMANN & KUHN (1996) als Wert von 4,5 mm/(°C·d) angegeben wird. Laut KUHN (1984) finden sich in der Literatur Angaben des Wertes mit 4 bis 5 mm/(°C·d) beschrieben, in einzelnen Fällen kann er auch abweichen. Die Formel zur Berechnung lautet:

$$Q_H = a_d \cdot (T_L - T_0) \text{ [mm/d]} \quad (4)$$

Die Daten der Lufttemperatur und der Schneehöhe zur Anwendung des Verfahrens wurden vom DWD für die Wetterstation Zugspitze zur Verfügung gestellt. Für die Schmelzwasserberechnung der Eingabestelle des Uranins wird angenommen, dass das Wasser liefernde Firnfeld den kompletten Versuchszeitraum über nicht abgeschmolzen ist. Bei der Anwendung der Methode ergeben sich die in Abbildung 29 dargestellten Ergebnisse.

Die Uranin-Kurve besitzt auffällige Extremschwankungen in niederschlagsfreien Zeiträumen, (siehe Abbildung 28). In den Zeiträumen vom 03.09. bis 09.09. und vom 13.09. bis 17.09 können zwei Trockenphasen mit sehr ausgeprägten Schwankungen unterschieden werden. Teilweise lässt sich ein Tagesgang erkennen, bei dem es tagsüber zu einer Absenkung und nachts zu einem Anstieg der Konzentration kommt. Die dritte Trockenphase zeigt sich vom

23.09. bis 26.09.2005. Werden die Tracerkonzentrationen mit den Werten des Gradtagverfahrens verglichen, wie in Abbildung 29 dargestellt, so wird deutlich, dass während dieser Zeitspannen ein erhöhter Schmelzwasserabfluss zu verzeichnen ist. Besonders prägnant ist dieses Phänomen in der dritten Trockenwetterphase ausgeprägt. Dabei kam es vor und nach den Schwankungen zu Niederschlagsereignissen. Daher kann die Annahme getroffen werden, dass das Wasser der abschmelzenden Schneefelder einen signifikanten Einfluss auf das System ausübt.

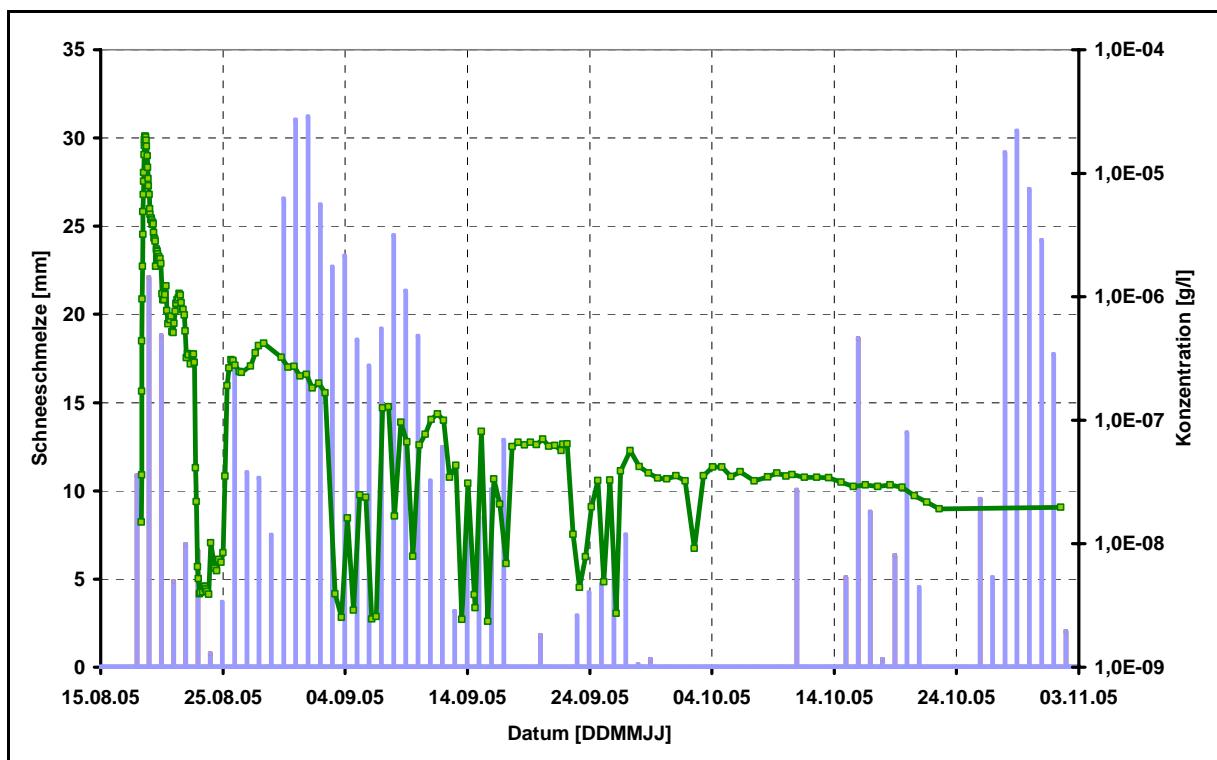


Abb. 29: Uranin-Durchgangskurve mit den Tagesschmelzwasserhöhen

Eosin

Die Durchgangskurve des Eosins wird nicht mit den Temperaturwerten verglichen, da die Eingabestelle eine andere Situation aufweist als die des Uranins. Der Kurvenverlauf unterliegt kaum extremen Schwankungen (Abbildung 26). Die Ursache dafür liegt im ständig fließenden Gletscherwasserabfluss. Bei dem Zugspitzgletscher handelt es sich nach VEIT (2002) um einen temperierten Gletscher, dessen Eistemperatur immer nahe dem Druckschmelzpunkt liegt. Daher befindet sich immer Schmelzwasser in Spalten oder am Boden des Gletschers. Werden die kleinen Schwankungen der Durchgangskurven genauer betrachtet, so kann ein

gewisser Tagesgang identifiziert werden. Es zeigt sich ein Konzentrationsanstieg tagsüber und ein Abfall in der Nacht

4.1.4.3 Zusammenhang zwischen Tracerdurchgang und Abflusswerten

Zur Analyse werden die Daten, die während des gesamten Versuchszeitraumes und darüber hinaus durch Hr. D. MORCHE (Universität Halle), die im Rahmen seiner Promotion aufgezeichnet wurden, verwendet. Für diesen Zweck wird die über die P-Q-Beziehung, siehe Kapitel 3.4.1 ermittelte Abflussganglinie benutzt.

Eine Zunahme des Abflusses ist deutlich ab 19.08., nach dem Einsetzen des Niederschlags, zu erkennen. In beiden Durchgangskurven liegt die Abflussspitze im Zeitraum der stärksten Verdünnung bzw. Verdrängung des Tracers. Laut WETZEL (2004b) treten ähnliche Effekte bei aufgezeichneten Leitfähigkeitswerten auf. Dabei findet eine Verdrängung des älteren, höher mineralisierten Karstwassers durch das weniger mineralisierte Niederschlagswasser statt. Die Abflussganglinie des Partnach-Ursprungs zeigt laut MORCHE (2006) eine typische Form für Karstregime mit kleinem Einzugsgebiet. Die Hochwasserganglinie äußert sich in einem steilen Anstieg mit einem anschließenden steilen Abfall, der am 25.08.2005 beendet war, wie in Abbildung 30 dargestellt. Während des Starkregenereignisses wurde ein Spitzenabflusswert von 16770 l/s am 23.08.2005 erreicht. Interessant ist die Beobachtung, dass der niedrigste Wert des Uranins während des Ereignisses bereits am 23.08. um 02:00 von $0,004 \text{ mg/m}^3$ ($3,92 \cdot 10^{-9} \text{ g/l}$) erreicht war. Das Eosin hatte seinen niedrigsten Wert nach dem Spitzenabfluss am 23.08. um 20:00 mit $0,014 \text{ mg/m}^3$ ($1,36 \cdot 10^{-8} \text{ g/l}$). Eine Erklärung für den unterschiedlichen Grad der Verdünnung der beiden Tracer könnte an den unterschiedlichen Eingabemengen, -orten oder -zeitpunkten liegen.

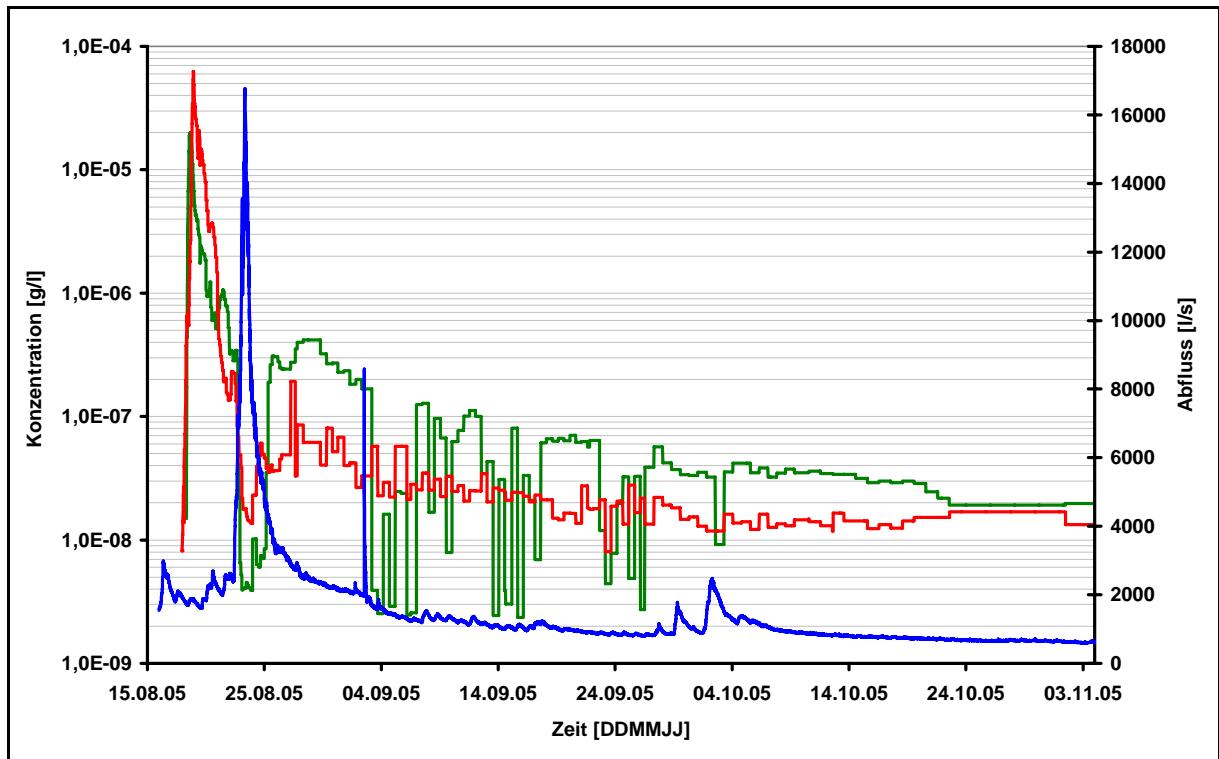


Abb. 30: Uranin- und Eosin-Durchgangskurven, dem Abfluss des Partnach-Ursprungs gegenübergestellt

Im Tailing der Durchgangskurven wird deutlich, dass verschiedene Abflussmengen, die wiederum mit dem Niederschlag korrelieren, einen Einfluss auf den Tracertransport besitzen. Die unterschiedlichen Konzentrationssprünge der beiden Kurvenverläufe im Vergleich mit dem Abfluss, weisen auf verschiedene Fließsysteme der beiden Tracer hin.

4.2 Quantitative Auswertung der Durchgangskurven

Unter 4.1 wurden die Durchgangskurven visuell untersucht sowie den Witterungseinflüssen und hydrologischen Daten gegenüber gestellt. Im Folgenden werden die hydrogeologischen Parameter, die auf den Transportprozess wirken, eingehender erklärt, im Anschluss daran die Rückgewinnungsraten der eingegebenen Tracer ermittelt und die Prozesse im Tailing genauer untersucht.

4.2.1 Hydrogeologische Parameter

Für den Stofftransport lassen sich fünf Prozesse unterscheiden, die auf einen im Grundwasser gelösten Tracer wirken. Als erstes ist die Advektion (= Konvektion) zu erwähnen, die in

Grundwasserfließrichtung mit einer bestimmten Abstandsgeschwindigkeit stattfindet. Darunter ist die zeitliche Verlagerung eines Stoffes ohne Formveränderung zu verstehen (SCHUDEL et al. 2002). Dieser Zustand ist in Abbildung 31 oben illustriert.

Das Zusammenwirken von mechanischer Dispersion und molekularer Diffusion beschreiben die Transportprozesse, bei denen es zur Ausbreitung des Stoffes kommt. Nach SCHWEIZER et al. (1985), SCHUDEL et al. (2002), WERNLI (2003) wird es in dem Begriff der hydrodynamischen Dispersion zusammengefasst. Sie beschreibt die räumliche und zeitliche Aufweitung bzw. Verteilung des Tracers im Grundwasser. Laut SCHULZ (2004) gibt es „Konzentrationsteilchen“, die schneller oder langsamer transportiert werden, als es der mittleren Abstandsgeschwindigkeit entspricht. Somit wird bei einer punktförmig eingegebenen Konzentration nach einiger Zeit eine GAUß-Verteilung mit einer zufälligen Gestalt entstehen. Welche Gestalt sie annimmt, ob flach, spitz oder breit, hängt von der Transportgeschwindigkeit der einzelnen „Teilchen“ und von der Inhomogenität des Untergrunds ab (SCHULZ 2004). Aufgrund dieser flächenhaften Verteilung nimmt die Konzentration während des Transportes ab, wie es Abbildung 31 Mitte und unten nach einem längeren zeitlichen Verlauf an einer Beobachtungsstelle zu erkennen ist.

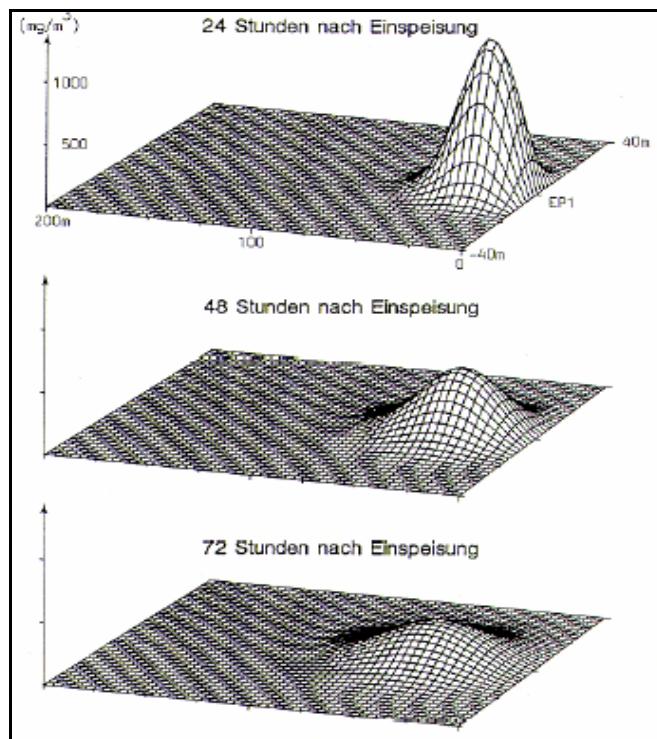


Abb. 31: Zusammenwirken von Advektion und hydrodynamischer Dispersion anhand einer modellierten Tracerverteilung zu drei ausgewählten Zeitpunkten (SCHUDEL et al. 2002, S. 45)

Die Dispersion wird durch die Strömung und durch die unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten in der Gesteinsmatrix, aber auch in den Kluft- und Hohlräumen hervorgerufen. WERNLI (2003) erklärt, dass die Ursache der unterschiedlichen Geschwindigkeitsverteilung in der so genannten „Scher-Strömdispersion“ liegt. Dabei lassen sich unterschiedliche Skalen der Dispersion differenzieren, wie Abbildung 32 zeigt.

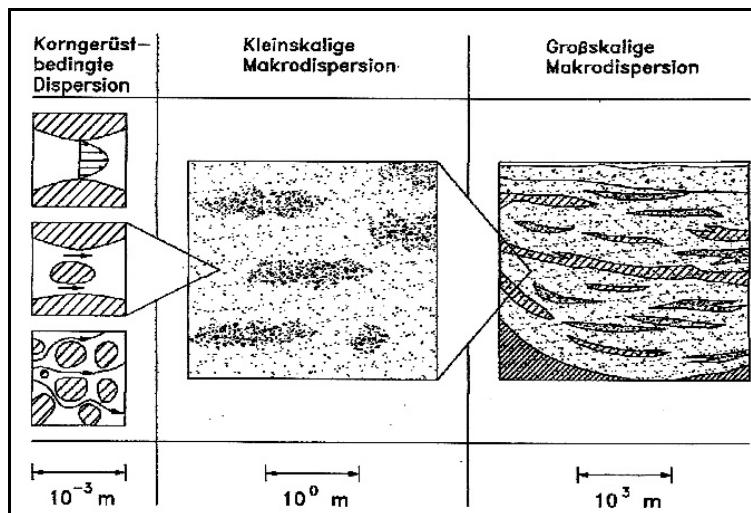


Abb. 32: Ursachen der Variabilität der Transportgeschwindigkeit auf unterschiedlichen räumlichen Skalenebenen (KINZELBACH & RAUSCH 1995, S.35)

In der Feinmatrix, aber auch in der gesättigten und ungesättigten Zone, kann es zur molekularen Diffusion kommen. Sie beruht auf dem physikalischen Prozess der Mischung von zwei Flüssigkeiten aufgrund der „Brown'schen Molekularbewegung“ (WERNLI 2003). Dabei findet laut SCHUDEL et al. (2002) ein diffusiver Austausch zwischen mobilem und immobilem Wasser, in biporösen Medien statt. Der Prozess ist abgeschlossen, wenn es zu einem Konzentrationsausgleich gekommen ist. Nach TSANG (1995) und WERNLI (2003) wird das Verhalten des Tracers durch den diffusiven Prozess in Karstgrundwasserleitern erst bei geringen Fließgeschwindigkeiten beeinflusst. Somit kann dieser häufig vernachlässigt werden, da die hydrodynamische Dispersion in derselben Zeit zu einer größeren Aufweitung des Tracers führt.

Bei der hydrodynamischen Dispersion können drei Richtungen, in der sie wirkt unterschieden werden. Die Ausbreitung der Tracerwolke in Fließrichtung wird als longitudinale Dispersion (D_L), horizontal oder quer zur Fließrichtung als transversale Dispersion (D_T) und vertikal zur

Fließrichtung als vertikale Dispersion (D_V) bezeichnet. Laut WERNLI (2003) übt die D_V nur bei punktförmiger Eingabe oder bei mächtigen Grundwasserleitern Einfluss auf die Tracerwolke aus. Häufig (SCHUDEL et al. 2002, MALOSZEWSKI 2002) wird von einem Dispersionskoeffizienten gesprochen, der die durch die hydrodynamische Dispersion verursachte Verdünnung beschreibt. Hierzu zählt eine weitere wichtige Kenngröße die Dispersivität oder Dispersionslänge (α). Sie stellt die Abhängigkeit zwischen Fließgeschwindigkeit und hydrodynamischer Dispersion dar (KÄSS 2004). Laut SCHUDEL et al. (2002) und KÄSS (2004) repräsentiert sie die Heterogenität des Grundwasserleiters bzw. die Mischbarkeit verschiedener Stromfäden im Grundwasserleiter. Sie stellt somit eine Kenngröße für das Gestein dar. SCHRÖTER (1984) bewies durch verschiedene Versuche die Abhängigkeit zwischen Fließstrecke und Dispersivität.

Ein weiterer Prozess ist die Adsorption. Sie bezeichnet die Bindung eines im Wasser gelösten Stoffes an die Gesteinoberfläche. Dieser Vorgang kann zu Sorption aber auch zu erneuter Desorption des Stoffes führen. Die Stoffe Uranin und Eosin wurden wegen ihrer sehr geringen Sorptivität verwendet. Sie werden in der Literatur von KÄSS (2004) und WERNLI (2003) als gering sorptiv beschrieben. Abbauprozesse aufgrund von mikrobiologischen und chemischen Vorgängen sind bei den verwendeten Tracern auszuschließen.

4.2.2 Allgemeine quantitative Auswertung

Die allgemeine quantitative Auswertung beschränkt sich nicht nur auf visuelle Aspekte im Kurvenverlauf, sondern es fließen mathematische Ansätze mit ein, um eine genaue Aussage über die Fließzeiten, die Rückgewinnungsrate und dem Tailing treffen zu können.

4.2.2.1 Fließzeiten und Fließgeschwindigkeiten

Die Durchgangskurve repräsentiert an einer Beobachtungsstelle den Verlauf der zeitlichen Konzentrationsveränderung. Die Auswertung der Konzentrations-Durchgangskurve gibt Rückschlüsse auf Transportprozesse, wie Advektion, Dispersion und Diffusion, die wiederum von der Fließgeschwindigkeit abhängen. Die erste Geschwindigkeit, die während eines Tracerversuches ermittelt werden kann, ist die maximale Geschwindigkeit (v_{max}) oder auch als (v_{first}) bezeichnet. Ihr Kennwert ist abhängig von der Nachweigrenze des Tracers und zeigt das erste Auftreten des Markierungsstoffes an (WERNLI 2003).

Ebenfalls sehr einfach aus der Kurve abzulesen ist die dominierende Fließgeschwindigkeit (v_{dom}) oder (v_{peak}). Sie entspricht laut SCHULZ (2004) der Durchgangszeit mit der maximalen Konzentration. Zur visuellen Einteilung der einzelnen Zeitabschnitte dient Abbildung 33. Zu den bereits genannten Geschwindigkeiten ist die Median-Geschwindigkeit (v_{med}) zu erwähnen. Sie beschreibt die Zeit, in der 50 % des wieder gefundenen Tracers an der Beobachtungsstelle passiert sind. Dieser Wert lässt sich nicht aus der Kurve ablesen. Eine Bestimmung erfolgt über die Berechnung der Summenkurve.

Das wichtigste Ergebnis laut WERNLI (2003) markiert die mittlere Abstandsgeschwindigkeit (v_a) bei einem Tracerversuch. Alle Tracerteilchen würden die mittlere Abstandsgeschwindigkeit benötigen, wenn sie die gleiche Geschwindigkeit besitzen. Der Zeitpunkt der mittleren Abstandsgeschwindigkeit ist markiert durch die mittlere Fließzeit (t_0). Sie stellt den Schwerpunkt bei einer idealen Tracerkurve dar. Ist der Kurvenverlauf spitz und schmal entspricht t_0 annähernd der Zeit der Maximalkonzentration (t_{peak}), wird die Kurve jedoch flacher nimmt laut WERNLI (2003) und SCHULZ (2004) die Abweichung zu.

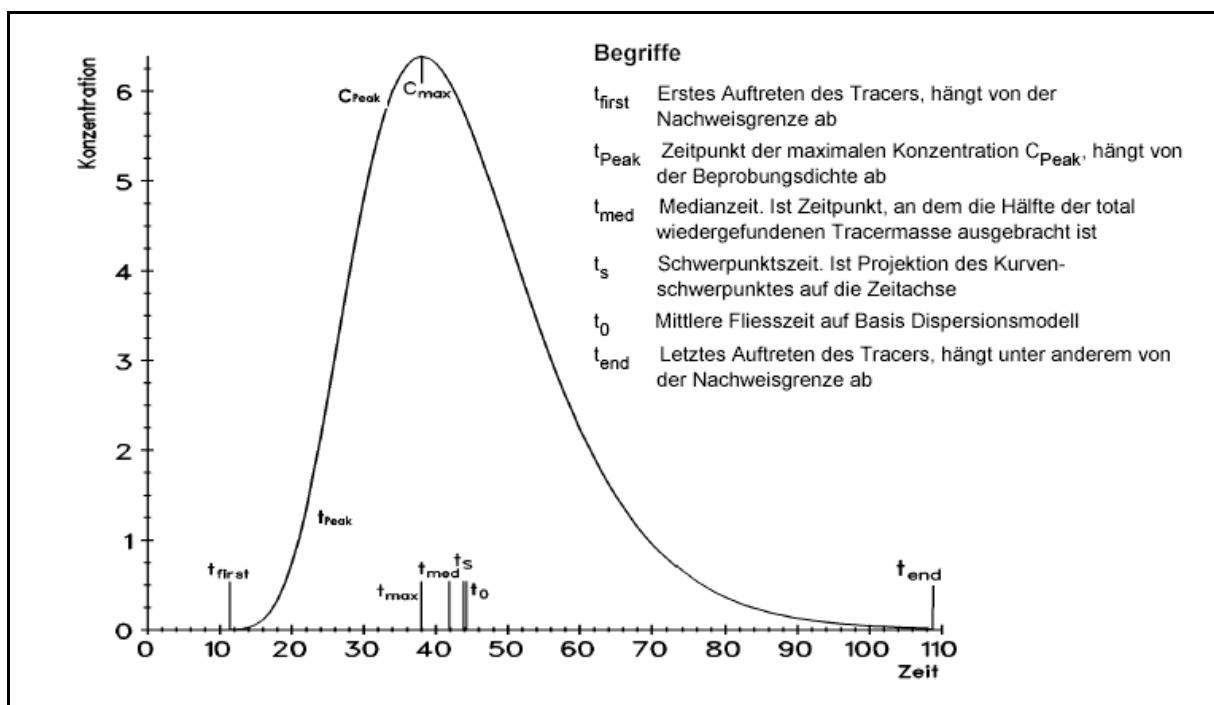


Abb. 33: Die aus einem Kurvenverlauf zu ermittelnden Werten der Fließzeit und Abstandsgeschwindigkeit (WERNLI 2003, S. 74)

Laut WERNLI (2003) ist es in einem natürlichen System aufgrund der unterschiedlichen Fließwege und Krümmungen nicht möglich eine wahre Fließgeschwindigkeit (Filtergeschwindigkeit) zu ermitteln. Deshalb wurde die mittlere Abstandsgeschwindigkeit eingeführt. Die Formel zur Berechnung lautet:

$$v_a = \frac{x}{t_0} \text{ [m/s]} \quad (5)$$

Hierin bedeuten:

x = Abstand zwischen Eingabestelle und Beobachtungsstelle [m]

t_0 = mittlere Fließzeit [s]

Nach SCHUDEL et al. (2002) liegt die mittlere Abstandsgeschwindigkeit etwa in der Mitte zwischen der dominierenden und medianen Geschwindigkeit. Ebenso gilt die Faustregel zur Plausibilitätskontrolle für die Abstandsgeschwindigkeit, dass der Wert der mittleren Fließzeit sich an der Stelle befindet, an der die Konzentration nach der Überschreitung des Konzentrationsmaximums auf Zweidrittel abgesunken ist.

Mithilfe der Methode von SAUTY (1977) lässt sich eine mathematisch exakte Bestimmung der Abstandsgeschwindigkeit vornehmen. Über die Berechnung der PECLET-Zahl, die einer Typkurve mit einer bestimmten Dispersivität (α) entspricht, und wie folgt berechnet wird.

$$Pe = \frac{x}{\alpha} [-] \quad (6)$$

Durch Umformung der Formel (7) lässt sich die Abstandsgeschwindigkeit, mithilfe von D_l und Pe ermitteln.

$$D_l = \frac{v_a \cdot x}{Pe} \text{ [m}^2/\text{s]} \quad (7)$$

Für die Berechnung werden die aus dem im Kapitel 4.2.3 ermittelten Werte der Dispersivität und Dispersionkoeffizienten benutzt. Zur Prüfung der Plausibilität wird die Methode nach SCHUDEL et al. (2002) anwendet.

Tab. 6: Berechnung der mittleren Abstandsgeschwindigkeit nach SCHUDEL et al. (2002) und SAUTY (1977)

Mittlere Abstandsgeschwindigkeit (v_a)	Eosin	Uranin
nach SCHUDEL et al. (2002)	1749,6 m/d	2635,2 m/d
nach SAUTY (1977)	1627,2 m/d	2500,8 m/d

Der Vergleich der unterschiedlichen Methoden von SCHUDEL et al. (2002) und SAUTY (1977) in Tabelle 6, weisen ähnliche Werte auf. Da die Methode von SAUTY (1977) Parameter der Transportprozesse beinhaltet, wird dieses Ergebnis näher an der mittleren Abstandsgeschwindigkeit liegen als die nach SCHUDEL et al. (2002). WERNLI (2003) gibt Werte für die Abstandsgeschwindigkeit in Karstgrundwasserleitern zwischen 100 und 3000 m pro Tag an, je nach Größe des Systems und der Quellschüttung. Ähnliche Geschwindigkeiten wurden auch bei den Markierungsversuchen, durch des ehem. GLA bzw. LfU im Nationalpark Berchtesgaden erhalten (APEL et al. 2005, MALOSZEWSKI et al. 2005, BÜTTNER & SCHOLZ 2005).

4.2.2.2 Rückgewinnungsrate

Die Rückgewinnungsrate ist ein Maß für die Güte des Versuches. Dabei zeigt sich, ob das gesamte markierte Wasser die Beobachtungsstellen erreicht hat oder seinen Weg noch nicht bzw. zu anderen Stellen fortgesetzt hat (WERNLI 2003).

Für die quantitative Ermittlung der Rückgewinnungsrate ist es wichtig den Abflussgang des Gewässers während des Versucheszeitraums aufzuzeichnen. Denn mit Hilfe der Abflusswerte ist es möglich über die Formel (8) die Rückgewinnungsrate der einzelnen Tracer an den positiven Beobachtungsstellen berechnen zu können.

Die Formel für die Rückgewinnungsrate nach WERNLI (2003) lautet:

$$A[\%] = \sum_{i=1}^k (c_i \cdot Q_i \cdot \Delta t_i) \cdot 100 / EM \quad (8)$$

Hierin bedeuten:

A = Rückgewinnung [%]

c_i = Konzentration zu Zeit t_i [mg/m³]

Q_i = Abfluss zu Zeit t_i [m³/s]

EM = Einspeisemenge [mg]

k = Gesamtzahl Beprobungen

Δt_i = Messintervall [s]

Die Rückgewinnungsrate wurde für den Hauptversuchszeitraum vom 16.08. bis 04.11.2005 für die Beobachtungsstelle Z 11 berechnet. Dabei wurde für das Eosin ein prozentualer Anteil von 52 % ermittelt. Das entspricht bei einer Eingabemenge von 10 kg einer Rückgewinnung von 5,2 kg. Der Wert des Uranins ist vergleichbar mit 55 %, das entspricht bei einer Eingabemenge von 5 kg einer Rückgewinnungsrate von 2,75 kg. In Abbildung 34 sind die Rückgewinnungsraten in Gramm zusammen mit den Abflusswerten der Beobachtungsstelle Z 11 dargestellt. Abbildung 34 zeigt, dass es während des Spitzenabflusses zu einer Stagnation bzw. Plateaueffekt in der Rückgewinnungsrate des Uranins kommt. Im Gegensatz dazu verdeutlicht die Eosin Kurve, dass der Tracerhauptdurchgang bereits abgeschlossen war, somit der Einfluss des Spitzenabflusses nicht so ausgeprägt ist.

Die Rückgewinnungsraten liegen ca. um 50 %. Dies ist für die Beobachtungsstelle Z 11 ein gutes Ergebnis, da Markierungsversuche im Nationalpark Berchtesgaden ähnliche Ergebnisse lieferten (MALOSZEWSKI et al. 2005, BÜTTNER & SCHOLZ 2005). Die Resultate zeigen, dass der Partnach-Ursprung die Hauptentwässerung für das Zugspitzplatt darstellt. Aufgrund dieser Erkenntnis wäre eine Rückgewinnung zwischen 60 % und 80 % zu erwarten. Welche Gründe und Ursachen es für dieses Phänomen geben könnte wird im Folgenden aufgezeigt.

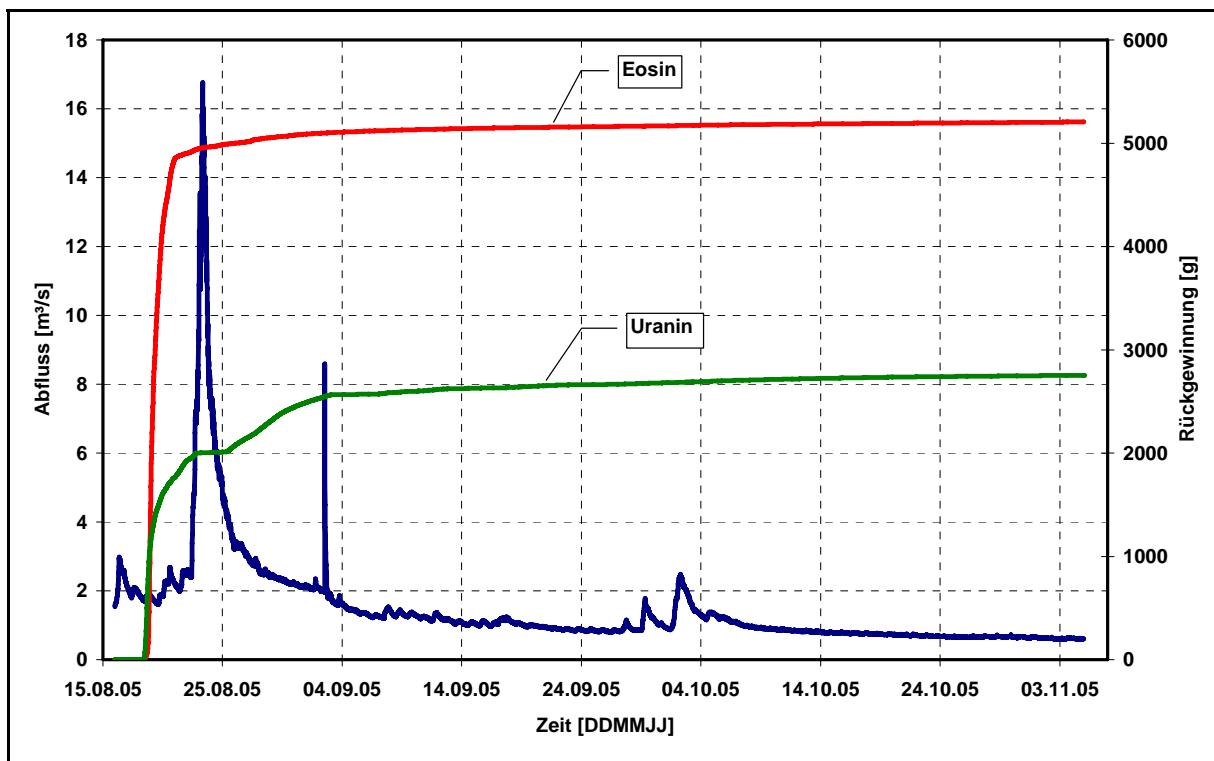


Abb. 34: Rückgewinnungsraten für Eosin und Uranin über die Versuchsdauer (dem Abfluss gegenübergestellt)

Das Hochwasserereignis könnte einer der Gründe des nicht vollständigen Rückerhalts sein. Durch die höheren Wasserstände im Karstsystem wurden die Markierungsstoffe in Bereiche der Hochwasseraktivzone transportiert. Somit können diese nur zögerlich durch Sickerwasser oder ein erneutes Ereignis freigegeben werden (ZÖTL 1974). Messungen von Proben des Folgejahres bestätigen diese These. In diesen Proben wurden noch Spuren des Stoffes Uranin gefunden. Eosin war nicht mehr detektierbar. Die Probe am 25.05.2006 wies eine Konzentration von $0,12 \text{ mg/m}^3$ ($0,12 \mu\text{g/l}$) und die am 30.07.2006 eine Konzentration von $0,069 \text{ mg/m}^3$ ($0,069 \mu\text{g/l}$) auf. Für Uranin wurde eine zeitdifferenzierte Interpolation der gemessenen Konzentrationen vorgenommen. Für den Zeitraum vom 04.11. bis 30.07.2006 kann somit eine Tracerrückgewinnung von 33 % abgeschätzt werden. Dieser Wert zusammen mit den Messungen im Herbst ergibt eine Rückgewinnungsrate von 88 %. Dies entspricht 4,4 kg der eingegebenen Menge (siehe Anhang 7).

Ein zweiter Grund der die Rückgewinnungsraten beeinflusst ist der positive Farbdurchgang am Gsundbrünnl (Z 13). Von den analysierten Proben konnte wegen fehlender Abflusswerte keine Berechnung der Rückgewinnungsrate durchgeführt werden. Jedoch würde aufgrund der niedrigen Schüttung nur Rückerhalte von wenigen Prozent zu erwarten sein (< 1%).

Eine dritte Möglichkeit könnte die Sorptivität des Tracers sein. Die Sorptivität des Uranins wird von SCHUDEL et al. (2002) als gering eingestuft, d. h. es übt keinen Einfluss auf die Rückgewinnungsrate aus. Die Sorptivität von Eosin wird laut SCHUDEL et al. (2002) als mittel eingestuft und besitzt dadurch einen Einfluss auf den Wiedererhalt. Die Bewertung der Rückgewinnungsrate allgemein ist nach SCHUDEL et al. (2002) für das Uranin groß und das Eosin mittel.

4.2.2.3 Tailing

Das Tailing stellt den langsamen Abfall der Konzentration in einer Durchgangskurve nach dem Konzentrationsmaximum dar. Laut TSANG (1995) ist es mit Hilfe des Tailings möglich eine Aussage über die Verweildauer des Tracers in der Gesteinsmatrix bzw. dem System treffen zu können.

Qualitativ wird das Tailing durch einen Übergangsbereich beschrieben, der mit einer rasch abnehmenden Konzentration durch dispersiv-diffusive Prozesse dominiert wird (WEEDE & HÖTZL 2005). Aus quantitativer Sicht ist es schwierig Berechnungen über das diffusive Verhalten des Tracers zwischen Kluft und Matrix durchzuführen. Je nach Rauigkeit und Ausbildung der Klüfte konzentriert sich die Strömung an so genannten präferenziellen Fließwegen, wie es TSANG & TSANG (1987, 1989) und TSANG et al. (1988) beschreiben. Diese besitzen höhere Fließgeschwindigkeiten und einen geringeren Kontakt zur Gesteinsmatrix. TSANG (1995) hat durch unterschiedliche Methoden versucht das Verhalten zwischen Kluft und Gesteinsmatrix zu beschreiben. Er gibt in diesem Zusammenhang eine Geradensteigung von -1,5 an, die eine Aussage über den diffusiven Transport in dem dualen System liefert.

Aufgrund dieser Erkenntnis kann in einer doppeltlogarithmischen Darstellung der Durchgangskurve (Abbildung 35) der Anteil des diffusiven Einflusses aus der Steigung der Regressionsgerade (Tailing) ermittelt werden. Dabei wird das so genannte $t^{-1,5}$ -Kriterium untersucht, das Rückschlüsse auf die Feinmatrix im System zulässt.

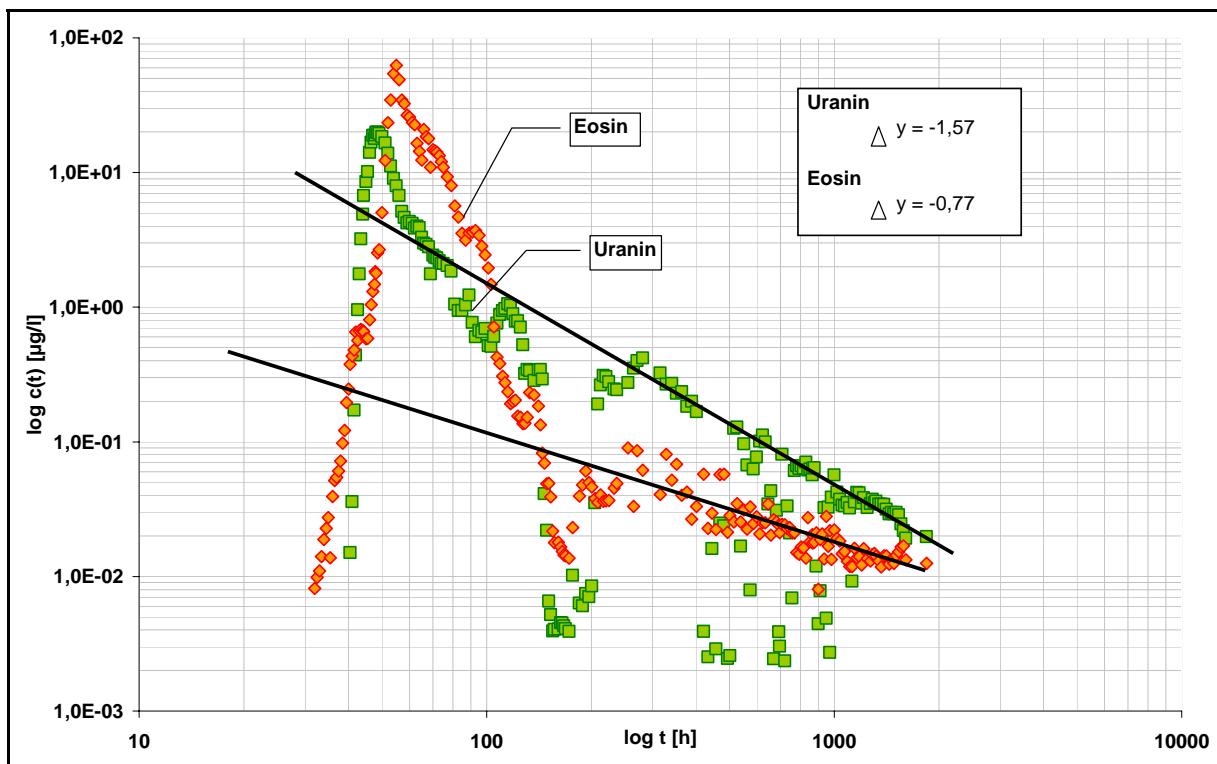


Abb. 35: Interpretation des Tailings der Tracerdurchgangskurven an der Beobachtungsstelle Z 11 nach TSANG (1995)

Für beide Tracer und deren präferenziellen Fließwege ist dieses Kriterium erfüllt. Die Steigung der Regressionsgerade des Uranins liegt bei -1,57, die des Eosins bei -0,77. Das Ergebnis zeigt, dass in beiden Systemen nach einer Konzentrationsumkehrung laut WEEDE & HÖTZL (2005) die diffusiven Strömungsprozesse im Gegensatz zu den vorher dominierenden advektiven Transportprozessen überwiegen. Die Änderung der Prozesse trat nach einer Zeitspanne von ca. 110 Stunden nach dem ersten Nachweis auf.

4.2.3 Auswertung mit dem Summenkurvenverfahren (SKV)

4.2.3.1 Grundlagen des Verfahrens

Das Summenkurvenverfahren ist ein Abschätz- oder Näherungsverfahren. Diese Methode wurde für den eindimensionalen (1-D) Tracertransport, d. h. für die longitudinale Dispersion, von FRIED (1975) entwickelt. Sie leitet sich von der 1-D Transportgleichung und der Tracereingabe in Form einer momentan Injektion oder DIRAC'scher Stoß ab (MALOSZEWSKI 2002).

Die Kombination von Advektion und Dispersion wird durch die nachfolgende Transportgleichung ausgedrückt (SCHWEIZER et al. 1985, MALOSZEWSKI 1994, KÄSS 2004):

$$\frac{dc}{dt} = D_L \cdot \frac{d^2c}{dx^2} + D_T \cdot \frac{d^2c}{dy^2} + D_V \cdot \frac{d^2c}{dz^2} - v_a \cdot \frac{dc}{dx} \quad (9)$$

Die allgemeine Transportgleichung für den dreidimensionalen Fall beinhaltet die x, y und z Koordinaten, sowie die Zeitkoordinate (t) und die Konzentration (c). Als Koeffizienten werden die der Dispersion, D_L , D_T und D_V und die Abstandsgeschwindigkeit (v_a) benötigt. Für den 1-D Fall wird nur D_L verwendet, da nach SCHUDEL et al. (2002) sowohl die Dispersivität als auch der Dispersionskoeffizient in Richtung der Grundwasserströmung am größten ist.

Mit Hilfe des SKV ist es möglich über die Zeitspanne t_{max} , t_{dom} und t_{med} die maximale Abstandsgeschwindigkeit (v_{max}), die dominante Abstandsgeschwindigkeit (v_{dom}), die mediane Abstandsgeschwindigkeit (v_{med}) zu ermitteln. Ebenso kann der relative Wiederhalt (M_{out}) (Gleichung 11), der longitudinale Dispersionskoeffizient (D_L) (Gleichung 15) und die longitudinale Dispersivität (α_L) (Gleichung 16) berechnet werden.

Für die Auswertung werden ideale Eigenschaften des Tracers angenommen, d. h. sein Verhalten ist gleich dem des zirkulierenden Grundwassers. Es finden keine Sorptions- und Filtrationsprozesse sowie keine Abbaureaktionen statt.

Die Auswertung gilt streng genommen nur für den 1D-Fall, wird aber als Standardverfahren in Deutschland eingesetzt. Die Gleichung für die Berechnung der Summenkurve (SCHWEIZER et al. 1985, MALOSZEWSKI 2002) lautet:

$$\frac{c_j}{c_{\text{ges}}} = \frac{\sum_{i=1}^j (t_i - t_{i-1})(c_i + c_{i-1})(Q_i + Q_{i-1})}{\sum_{i=1}^n (t_i - t_{i-1})(c_i + c_{i-1})(Q_i + Q_{i-1})} [-] \quad (10)$$

Hierin bedeuten:

c = Tracerkonzentrationen [mg/m^3]

Q = Quellschüttung [m^3/s]

t = Durchgangszeit [s]

i = i -ter Wert gemessen

j = j -ter Wert der Summenkurve

n = Anzahl der Messwerte

Um das SKV anwenden zu können, sollte das Kriterium $D_L/v \cdot x < 0,005$ für die statistische Geschwindigkeitsverteilung erfüllt sein, laut MALOSZEWSKI (mündl. Mitteilung 2006) kann dies vernachlässigt und trotzdem die vereinfachte Form für die Berechnung verwendet werden. Es gibt zwei Möglichkeiten um M_{out} zu berechnen. Die erste Gleichung (11) leitet sich von der Summenkurvengleichung nach SCHWEIZER et al. (1985) ab, mit der Eingabemenge (M_{in}).

$$M_{\text{out}} = \frac{\sum_{i=1}^n (t_i - t_{i-1})(c_i + c_{i-1})(Q_i + Q_{i-1})}{4M_{\text{in}}} [-] \quad (11)$$

Die zweite Gleichung (12) für den relativen Wiedererhalt stellt die theoretische Tracerdurchgangskurve über die Zeit (MALOSZEWSKI 2002) dar:

$$M_{\text{out}}(t) = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{x - vt}{\sqrt{4D_L t}} \right) + \exp \left(\frac{vx}{D_L} \right) \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{x + vt}{\sqrt{4D_L t}} \right) \right] [-] \quad (12)$$

Bei der Erfüllung des Kriteriums lautet die vereinfachte Form:

$$M_{out}(t) = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left(\frac{x - vt}{\sqrt{4D_L t}} \right) [-] \quad (13)$$

$$\Rightarrow M_{out}(t) = \operatorname{erfc} \left(\frac{x - vt}{\sqrt{2D_L t}} \right) [-] \quad (14)$$

Diese Gleichung beschreibt die relative Fläche unter der Tracerdurchgangskurve als Funktion der Zeit $M_{out}(t)$. Für die ideale Durchgangskurve wird die GAUß'sche Verteilung angenommen (JAKOWSKI 1995), für diese gelten folgende Eigenschaften: $t_{0,16} = -1$; $t_{0,5} = 0$; $t_{0,84} = 1$.

Mit Hilfe dieser Eigenschaften und der Formel (14) lässt sich die Gleichung für den longitudinalen Dispersionskoeffizienten (D_L) erstellen:

$$D_L = \frac{v_{med} x}{8t_{0,5}} \left(\frac{t_{0,5} - t_{0,84}}{\sqrt{t_{0,84}}} - \frac{t_{0,5} - t_{0,16}}{\sqrt{t_{0,16}}} \right)^2 [m^2/s] \quad (15)$$

Daraus leitet sich die longitudinale Dispersivität (α_L) ab:

$$\alpha_L = \frac{D_L}{v_{med}} [m] \quad (16)$$

Wie es Abbildung 36 (MALOSZEWSKI 2002) zeigt, kann durch die Summenkurve der Anteil des Austrags bei einer idealen Kurve bestimmt werden. Somit sind zu der Zeit $t_{0,16}$ 16 % des Tracers wieder ausgetreten und 50 % zu $t_{0,5}$, ebenso 84 % zur Zeit $t_{0,84}$. Dabei darf nach WERNLI (2003) und KÄSS (2004) als Ausgangswert nicht die eingegebene Menge, sondern die gesamte an einer Stelle wieder gefundene Tracermenge als 100 % angenommen werden. Dadurch ist es möglich für jede Beobachtungsstelle, mit einem positiven Tracerdurchgang den prozentualen Wiedererhalt, des an der Stelle aufgetretenen Tracers sowie dessen Anteil der Rückgewinnung von der Gesamteingabemenge zu berechnen.

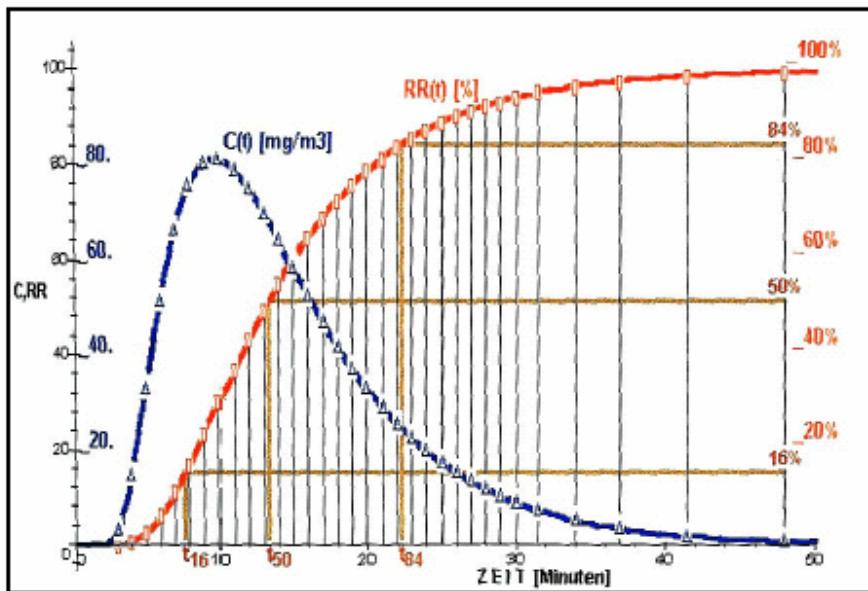


Abb. 36: Durchgang der Tracerkonzentration $C(t)$ und dazugehörige Summenkurve $RR(t)$ (MALOSZEWSKI 2002, S.11)

4.2.3.2 Ergebnisse SKV

Das Summenkurvenverfahren wurde für die Bestimmung der Parameter der Tracer Eosin und Uranin an der Beobachtungsstelle Z 11 verwendet. Das Verfahren ist unter der Annahme einer idealen Durchgangskurve angewendet worden. Es beinhaltet den vollständigen Hauptdurchgang bis zum Hochwasser ohne Tailing. Laut SCHUDEL et al. (2002) würde ein langes Kurvenende den Medianwert nach hinten verlagern und den Wert der Dispersivität sowie den Dispersionskoeffizienten verfälschen.

Eosin

In Abbildung 37 ist die Eosin-Durchgangskurve zusammen mit der Summenkurve über die Zeit dargestellt. Es wurde eine Rückgewinnungsrate für den Hauptdurchgang von 49 %, der gesamten eingegebenen Tracermenge ermittelt. Das Kriterium konnte nicht ganz erfüllt werden, da $D_L/v \cdot x$ mit $0,017 > 0,005$ ist. Zwischen dem Ort der Eosin-Eingabe und der Beobachtungsstelle liegt eine Entfernung von 4155 m. Für die Quellschüttung werden die vorhandenen Abflussdaten der Messstation Partnach-Ursprung verwendet. Am 16.08.2005 wurden 10 kg Eosin zum Zeitpunkt t_{beginn} eingespeist, t_{max} war nach 32 h mit einer maximalen

Abstandsgeschwindigkeit von 130 m/h erreicht. Die Höchstkonzentration c_{dom} war nach 55 h (t_{dom}) bei einer Geschwindigkeit von 75,5 m/h an der Beobachtungsstelle angekommen. Aus der Summenkurve lässt sich ein v_{med} von 68 m/h ableiten. Zu diesem Zeitpunkt sind 50 % des Tracers, der an dieser Beobachtungsstelle aufgetretenen ist, angekommen. Dieser Wert trat nach einer Zeitspanne von 61 h ein mit einer Konzentration von 23,62 mg/m³. Für die Dispersion lässt sich der Wert 1,41 m²/s berechnen mit einer Dispersivität von 74,36 m.

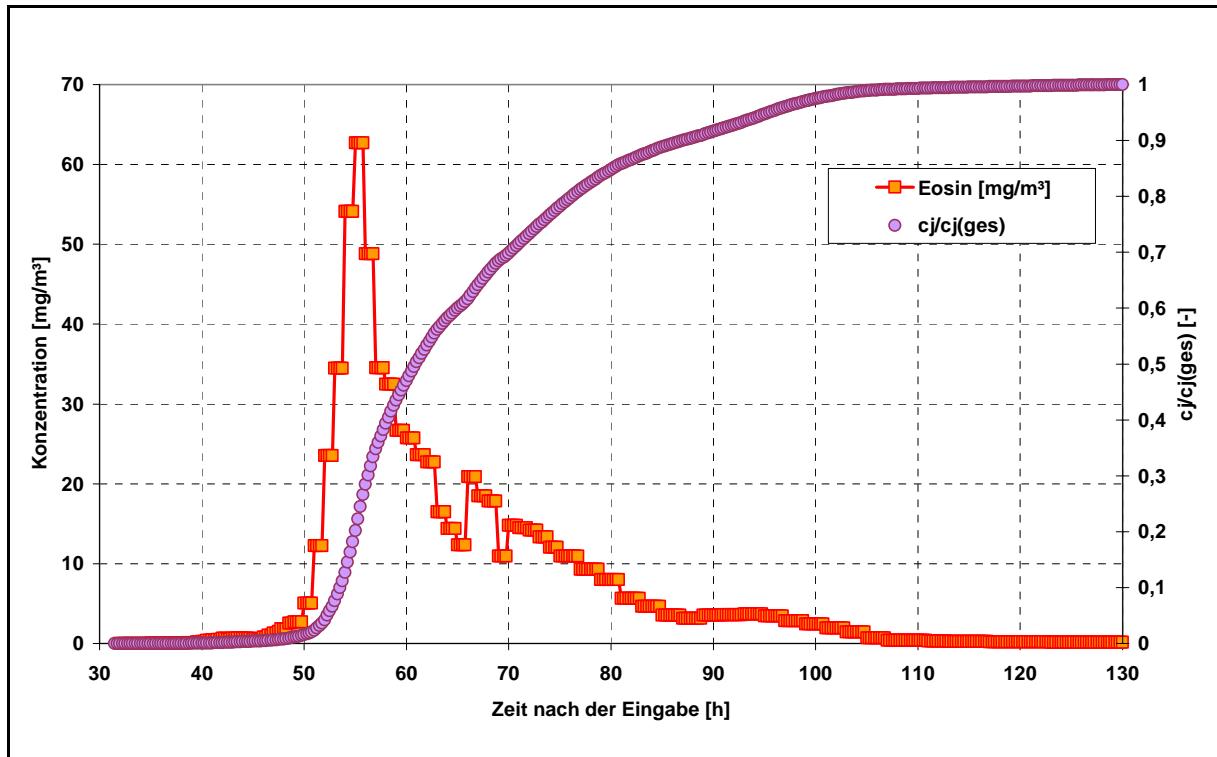


Abb. 37: Eosin-Durchgangskurve im Zeitraum von 100 h zusammen mit der Summenkurve

Uranin

In Abbildung 38 ist das Ergebnis der SKV graphisch dargestellt. Der Markierungsstoff benötigte bis zum ersten Auftreten eine Zeit von 20,5 h über eine Distanz von 3515 m. Die maximale Abstandsgeschwindigkeit betrug 171,5 m/h und für die mediane Abstandsgeschwindigkeit ließ sich ein Wert von 104,2 m/h berechnen. Der Konzentrationshöchststand war nach 28 h bei einem Spitzenwert von 19,94 mg/m³, d. h. mit einer dominanten Geschwindigkeit von 125,54 m/h erreicht. Mit Hilfe des Verfahrens wurde eine Dispersionskoeffizient von 9,83 m²/s und eine Dispersivität von 339,77 m berechnet. Für die Zeitdauer von 100 h ergab sich ein relativer Wiedererhalt von 39,2 % der eingegebenen Menge von 5 kg. Das Kriterium war mit $0,096 > 0,005$ nicht erfüllt.

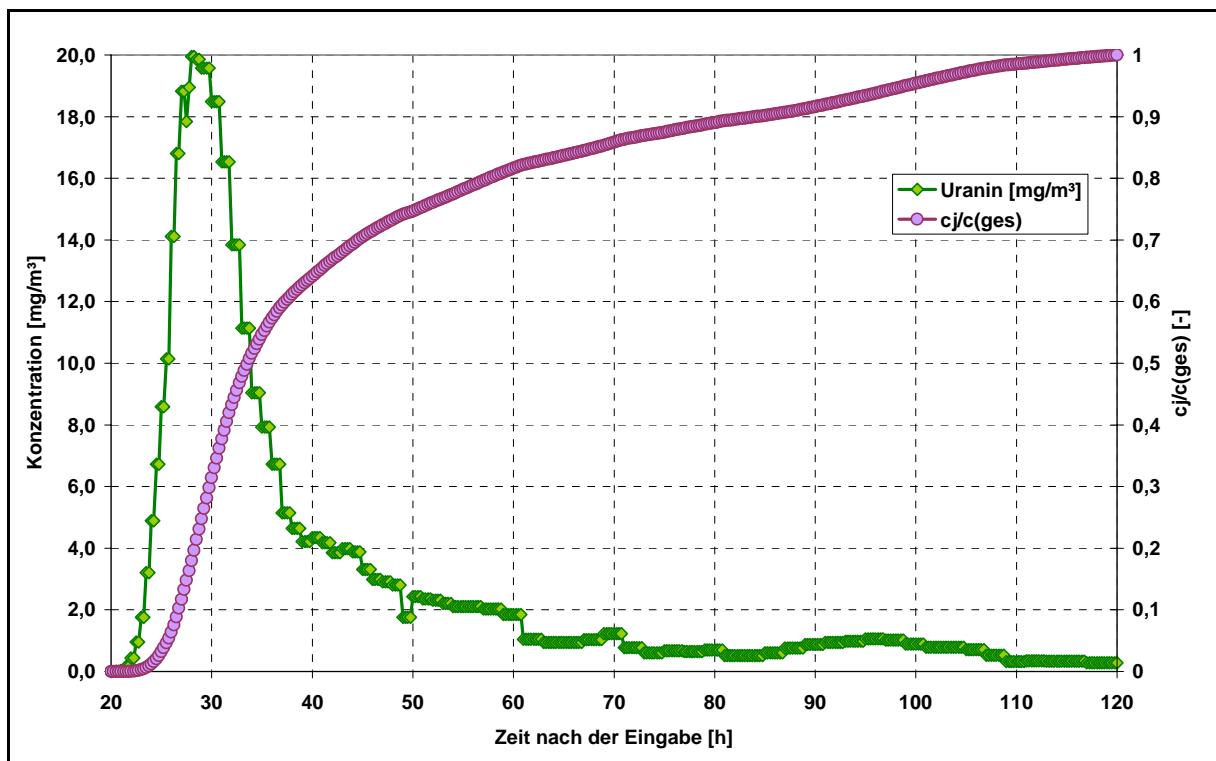


Abb. 38: Uranin-Durchgangskurve im Zeitraum von 100 h zusammen mit der Summenkurve

Trotz der guten Ergebnisse des SKV ist diese Methode ungenau, da sie für einen idealen Kurvenverlauf bzw. für eine GAUß'sche Glockenkurvenverteilung angenommen wird. Des Weiteren gilt sie nur für einen präferenziellen Fließweg, wie es in Karstsystem häufig nicht der Fall ist. Auch die Ausbildung mehrerer Maxima bleibt durch diese Methode unbeachtet.

4.2.4 Auswertung mit dem Multidispersionsmodell (MDM)

Aufgrund der aufgeführten Fehlerquellen des SKV wurde ein weiteres Auswertungsverfahren nach MALOSZEWSKI (1981) angewendet, welche die genannten Effekte besser erfasst. Geeignet für diesen Zweck ist das MDM-Verfahren, das auf dem Konvektions-Dispersions-Modell (1D-Fall) beruht.

4.2.4.1 Grundlagen des Modells

In der Literatur gibt es eine Vielzahl von mathematischen Auswertungsmethoden für Durchgangskurven, die auf analytischen und numerischen Verfahren beruhen. Die Auswertung des Programms FIELD basiert auf drei verschiedenen analytischen Methoden. Dies sind:

Die Momentmethode, von KREFT & ZUBER erstmals 1978 entwickelt. Die Methodik der Summenkurve nach FRIED (1975) und die Methode der kleinsten Quadrate basierend auf einer Berechnung nach MALOSZEWSKI (1981). Hierbei erfolgt eine Anpassung von theoretisch ermittelten Konzentrationen auf die experimentell gemessenen Konzentrationen. Für die Berechnungen dieser Arbeit wurde nur die Methode von MALOSZEWSKI (1981) verwendet.

Das Verfahren nach MALOSZEWSKI (1981) beruht auf der Dispersions-Konvektions-Gleichung (17) von BEAR (1972) und beschreibt den dreidimensionalen Transport eines idealen Tracers in Grundwasserfließrichtung parallel zur x-Achse. Diese Gleichung wird für die folgende Auswertung nur für den 1D-Fall, für ideale Tracer und einer kurzzeitigen Eingabe nach der DIRAC-Funktion angewendet.

$$\alpha_i v_i \frac{\delta^2 C_i}{\delta x^2} + v_i \frac{\delta C_i}{\delta x} = \frac{\delta C_i}{\delta t} \quad (17)$$

Die erhaltene Tracerdurchgangskurve wird laut MALOSZEWSKI (1994, 2002) sowie MALOSZEWSKI et al. (1992, 1998, 2006) als Überlagerung aus verschiedenen Hauptdrainagen gesehen. Der Grundgedanke ist, wie es Abbildung 39 zeigt, dass es sich dabei um parallele Fließwege zwischen dem Eingabepunkt und der Wiederaustrittsstelle handelt. Die Drainagen besitzen unterschiedliche Durchflussvolumina, Abstandsgeschwindigkeiten und Dispersivitäten. Es wird die Annahme getroffen, dass keine Verbindungen zwischen den einzelnen Fließwegen bestehen und dass die Tracermenge proportional zum Abfluss der einzelnen Systeme aufgeteilt ist.

Aus der 1D-Transportgleichung kann die folgende Formel abgeleitet werden:

$$C_i(t) = \frac{M_i}{Q_i t_{0i} \sqrt{4\pi(D_L / vx)_i (t / t_{0i})^3}} \cdot \exp\left[-\frac{(1-t/t_{0i})^2}{4(D_L / vx)_i (t/t_{0i})}\right] \text{ [mg/m}^3\text{]} \quad (18)$$

Hierin bedeutet:

i = i-ten Weges

$C_i(t)$ = Tracerkonzentration an der Beobachtungsstelle [mg/m³]

M_i = Tracermenge [mg]

Q_i = Schüttung [m³/s]

t_{0i} = mittlere Verweilzeit [s]

D_{Li} = longitudinale Dispersionskoeffizient [m²/s]

v_i = mittlere Abstandsgeschwindigkeit [m/s]

x_i = Distanz Eingabestelle und Wiederaustritt [m]

t = Zeit nach der Eingabe [s]

Es gilt für den Dispersionsparameter des i-ten Fließweges:

$$(P_D)_i = (D_L / vx)_i = \alpha_{Li} / x_i \text{ [-]} \quad (19)$$

Für die mittlere Verweilzeit des i-ten Fließweges gilt:

$$t_{0i} = x_i / v_i = V_i / Q_i \text{ [s]} \quad (20)$$

Wobei V_i das mittlere Wasservolumen und Q_i den Abfluss repräsentiert.

Die Gleichungen (18) zusammen mit (21) werden als Multidispersionsmodell bezeichnet.

$$C(t) = \sum_{i=1}^N p_i C_i(t) \quad (21)$$

Das Modell arbeitet nach MALOSZEWSKI et al. (1992, 1998, 2006) mit so genannten „Fitting Parametern“. Dazu zählen die mittlere Abstandszeit (t_{01}), der Dispersionskoeffizient (D_L) und der Anteil des Abflusses (p_i) für jede Drainagebahn einer bestimmten Anzahl von Fließwegen (N).

Durch Umformung der folgenden Gleichung können fehlende Parameter ermittelt werden, wie zum Beispiel die Rückgewinnungsrate (R).

$$p_i = Q_i / Q = M_i / M = R_i / R = \frac{\int_0^\infty C_i(t) dt}{\int_0^\infty C(t) dt} [-] \quad (22)$$

Hierin bedeutet:

p_i = Anteiliger Abfluss [-]

Q = Quellschüttung [m^3/s]

M = Eingabemenge [g]

R = Rückgewinnungsrate [g]

C = Tracerkonzentration [mg/m^3]

i = i-ter Wert der Summenkurve

Da die Anpassung der Kurve nicht automatisch verläuft, wird die Hauptdurchgangskurve im Bereich der ersten 100 h nach dem Auftreten des Tracers betrachtet. Damit das Verfahren angewendet werden kann, wird der Durchgang in Teilkurven aufgegliedert. Dabei werden markante Peaks aus der mehrgipfligen Kurve ausgewählt. Diese stellen verschiedene Fließkanäle und somit die Anzahl der Fließwege (N) dar. Jeder Fließweg ist durch seine eigene Geschwindigkeit und Dispersivität charakterisiert, die das Ergebnis unterschiedlicher Wasservolumen und Schüttungsmengen sind.

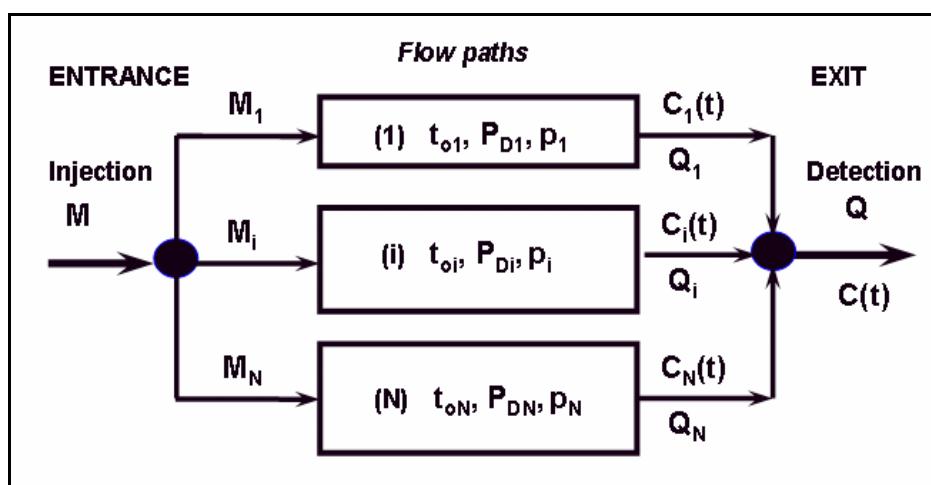


Abb. 39: Schematische Darstellung des Multidispersionsmodells und der Transport des Tracers im System
(MALOSZEWSKI 1994, S. 181)

4.2.4.2 Ergebnisse des MDM

Das Multidispersionsmodell wurde auf die ersten 100 h der beiden Tracer nach deren Auftreten angewendet. Da das Programm nur mit einem Schüttungswert arbeitet, wurde für beide Tracer die mittlere Schüttung des Partnach-Ursprungs von 2,07 m³/s im Modell verwendet.

Eosin

Für das Eosin konnten drei voneinander unabhängige Fließwege lokalisiert werden. In Abbildung 40 ist die gemessene Durchgangskurve zusammen mit den einzelnen Teilsystemen (Peak 1, 2 und 3) und der angepassten Kurve dargestellt. Peak 1 liegt bei 55,9 h, das dem dominanten Wert der Durchgangskurve entspricht, mit einer Fließgeschwindigkeiten von 74,4 m/h. Die Dispersivität erreicht 5,8 m, mit einem Dispersionskoeffizienten von 0,12 m²/s. Das Maximum des zweiten Peaks befindet sich bei 69,1 h mit einer Abstandsgeschwindigkeit von 60,1 m/h. Dieses System besitzt eine Dispersivität von 18,1 m mit einem Dispersionskoeffizienten von 0,30 m²/s. Der Peak im letzten Teilabschnitt liegt bei 92,9 h mit einer Geschwindigkeit von 44,7 m/h, mit einer Dispersivität von 17,5 m. Daraus errechnet sich ein Dispersionskoeffiziente von 0,21 m²/s. Der Vergleich der einzelnen Kurvenabschnitte zeigt deutlich, dass mit abnehmender Geschwindigkeit die Dispersivität zunimmt. Dabei ist zu erkennen, dass sie nach dem Abklingen der advektiven Transportprozesse am höchsten ist. Für die einzelnen Fließwege konnte eine Rückgewinnungsrate von 34,94 %, 22,47 % und 5,88 % ermittelt werden. Daraus lässt sich eine Gesamtrückgewinnungsrate für Eosin von 63,29 % berechnen.

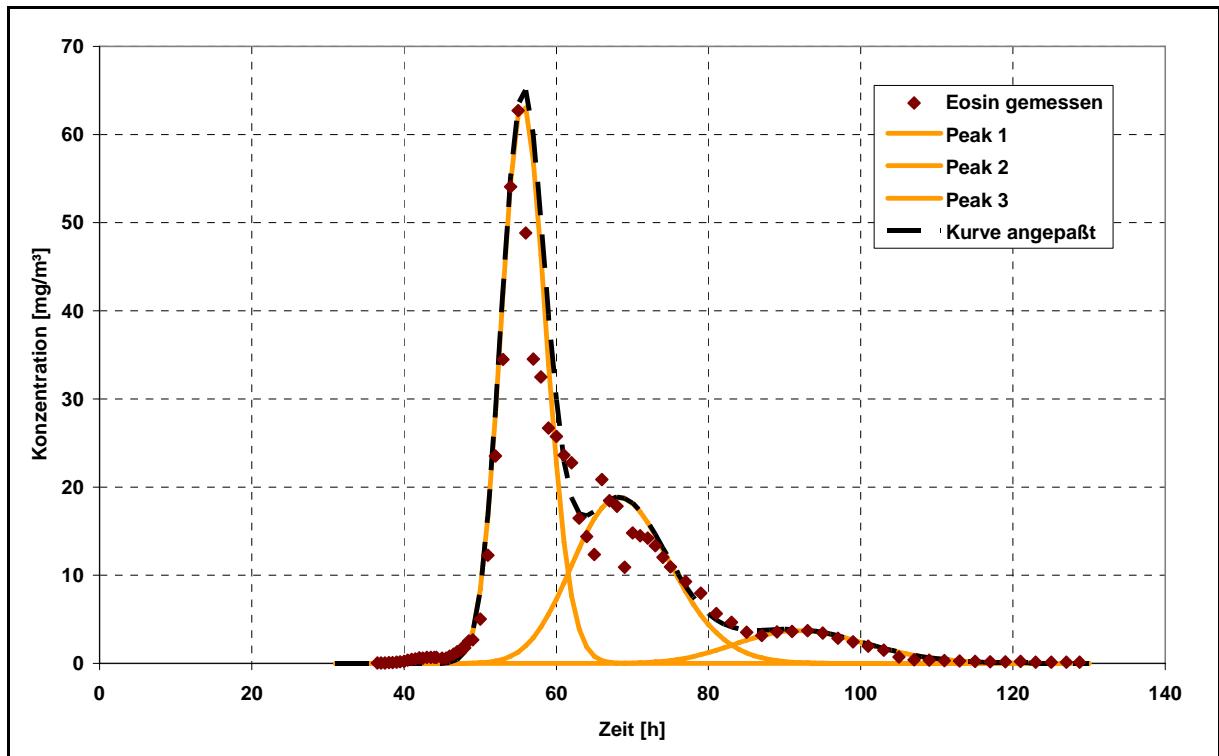


Abb. 40: Modellanpassung des MDM auf die Daten des Tracers Eosin

Uranin

In der Uranin-Durchgangskurve zeichnen sich ebenfalls drei markante Teilbereiche (siehe Abbildung 41) in den ersten 100 h nach dem positiven Nachweis ab. Der erste Peak konnte bei 29,5 h, nahe der dominanten Konzentration identifiziert werden. Für diesen wurde eine Abstandsgeschwindigkeit von 119 m/h berechnet. Die Dispersivität liegt bei 26 m mit einem Koeffizienten von 0,86 m²/s. Im Gegensatz dazu besitzt der zweite Peak eine Dispersivität von 151 m mit einem Dispersionskoeffizienten zu 2,94 m²/s. Das Maximum liegt bei 50,1 h mit einer Abstandsgeschwindigkeit von 70 m/h. Der Höchstwert des letzten Kurvenabschnittes konnte nach 97,2 h lokalisiert werden. Für die Dispersivität wurden 12 m Ausdehnung berechnet und für den Koeffizienten in longitudinale Richtung 0,12 m²/s. Die gesamte Rückgewinnungsrate wurde auf 49,93 % berechnet, der Wert für Peak 1 liegt bei 27,02 %, für Peak 2 bei 19,73 % und Peak 3 bei 3,18 %.

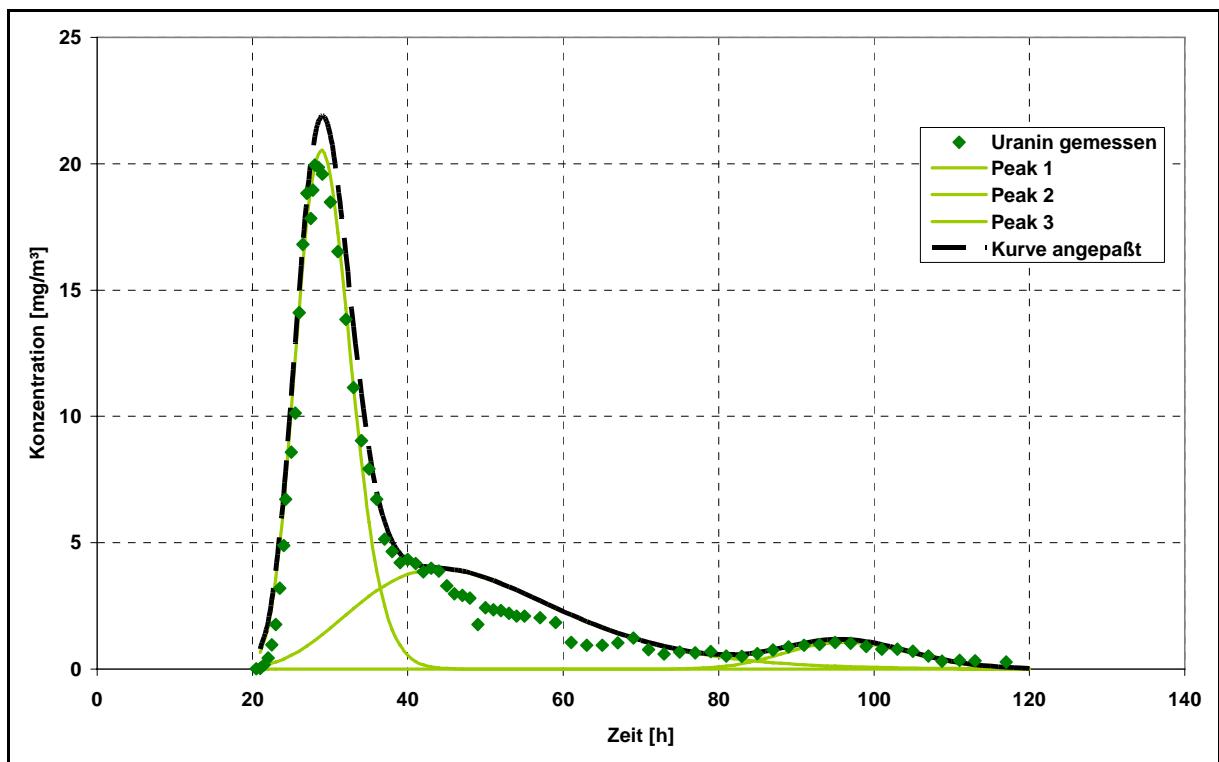


Abb. 41: Modellanpassung des MDM auf die Daten des Tracers Uranin

Grundwasservolumen

Anhand der ermittelten Werte des MDM kann zusammen mit der Formel 23 das markierte Grundwasservolumen, welches das unterirdische System durchflossen hat für beide Tracer berechnet werden.

$$V_i = p_i \cdot t_{0i} \cdot Q \quad [\text{m}^3] \quad (23)$$

Hierin bedeuten:

p_i = anteiliger Abfluss [-]

t_{0i} = mittlere Verweilzeit [s]

Q = Quellschüttung [m^3/s]

Das Modell kalkuliert für jeden Tracer und dessen Fließsysteme anteilig zu der Rückgewinnungsrate den Abflusswert. Nach Berechnung des anteiligen Volumens für jeden Fließweg durch Formel 23 kann durch Aufsummierung der erhaltenen Werte ein bestimmtes Volumen für jeden Tracer, der das System durchlaufen hat ermittelt werden. Dieses Volumen repräsentiert laut MALOSZEWSKI (2006) das hydraulisch aktive Volumen des Karstsystems.

Für das System Uranin wurde ein Gesamtvolumen von 312.625 m^3 und für Eosin 477.106 m^3 durch das MDM berechnet. Eine Abschätzung des Systemvolumens für das Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs, erfolgt durch eine Mittelung der erhaltenen Volumina je Tracer, da für jede Berechnung die Quellschüttung am Partnach-Ursprung verwendet wurde. Dadurch ergibt sich eine Abschätzung für das hydraulisch aktive Volumen von 394.865 m^3 .

Diese Volumenangabe darf nur als Schätzung betrachtet werden, da das MDM nur die Fließwege und nicht die Feinmatrix berücksichtigt. Des Weiteren führen auch Systemstrukturen wie Becken oder Siphons zum Rückhalt des Wassers, die in dem Modell ebenfalls nicht mitberechnet werden.

5. DISKUSSION DES KARSTSYSTEMS ZUGSPITZPLATT

5.1 Diskussion der Ergebnisse

5.1.1 Beurteilung der Ergebnisse der Auswertungsverfahren SKV und MDM

Zum Vergleich und zur Diskussion der angewandten Auswertungsverfahren sind in Tabelle 7 die erhaltenen Ergebnisse zusammengefasst. Für die Anwendung der Verfahren wurden die Konzentrationswerte der ersten 100 h nach der jeweiligen Tracereingabe verwendet. Aufgrund der unterschiedlichen Berechnungsgrundlagen variiert in den einzelnen Verfahren der eingesetzte Wert für die Quellschüttung. Für das SKV wurden die aufgezeichneten Schüttungswerte des Partnach-Ursprungs verwendet. Das MDM basiert auf lediglich einem Schüttungswert, weshalb für die Zeitspanne eine mittlere Schüttung von 2,07 m³/s angenommen wurde. Das Hochwasserereignis zeigt sich in den Durchgangskurven erst nach der Zeitspanne von 100 h, somit ist es für die Auswertung des Hauptdurchgangs ohne Belang.

Tab. 7: Ergebnisse des SKV und des MDM

		Summenkurvenverfahren		Multidispersionsmodell	
		Eosin	Uranin	Eosin	Uranin
Fließweg 1	D _{L1} [m ² /s]			0,12	0,86
	a _{L1} [m]			5,8	26
	M _{1(out)} [%]			34,94	27,02
Fließweg 2	D _{L2} [m ² /s]			0,30	2,94
	a _{L2} [m]			18,1	151
	M _{2(out)} [%]			22,47	19,73
Fließweg 3	D _{L3} [m ² /s]			0,22	0,12
	a _{L3} [m]			17,5	12
	M _{3(out)} [%]			5,88	3,18
Gesamt	D _L [m ² /s]	1,41	9,83	0,64	3,92
	a _L [m]	74,36	339,77	41,4	189
	M(out) [%]	48,97	39,17	63,29	49,93

In Tabelle 7 wird anhand der Werte für den Dispersionskoeffizienten der Unterschied in den beiden Modellen deutlich. Das SKV berechnet um 55 % höhere Werte für das Eosin und 60 %

höhere für Uranin im Vergleich zum MDM. Diese Überschätzung liegt in der Verfahrensgrundlage, da es sich bei dem SKV um ein Näherungs- bzw. Abschätzungsverfahren handelt. Dabei wird von einem idealen Tracerdurchgang ausgegangen, der eine GAUß'sche Glockenkurve beschreibt und sich an dieser für die Berechnung orientiert (SCHWEIZER et al. 1985). Im Gegensatz dazu beruht das MDM auf einer Kurvenanpassung durch Berechnung der kleinsten quadratischen Abweichungen von der gemessenen Kurve (MALOSZEWSKI 2002). Dies ermöglicht eine relativ genaue Anpassung der Modellkurve an die gemessene Tracerkurve. Ist die Anpassung der Modellkurve an die Originalkurve nicht optimal durchführbar, kann es zu einer Überschätzung oder Unterschätzung der Rückgewinnungsraten kommen, wie es die zweite MDM Anpassungskurve für das Eosin und Uranin zeigt. Diese werden aufgrund von Schwankungen im Kurvenverlauf hervorgerufen. Die Durchgangskurve kann im MDM in mehrere Teilkurven aufgeteilt werden, diese repräsentieren verschiedene Fließsysteme im Karstkörper. Dadurch können die Transportprozesse für jeden Fließweg berechnet werden.

Ein weiterer Unterschied liegt in den verwendeten Geschwindigkeiten. Das SKV benutzt die mediane Geschwindigkeit zur Berechnung der Dispersionskoeffizienten und somit der Dispersivität. Im Gegensatz dazu wird bei der Berechnung der einzelnen Fließwege mit dem MDM die mittlere Abstandsgeschwindigkeit verwendet. Diese wird immer geringer, da sie verschiedene Phasen der Durchgangskurve aufzeigt.

Ein von MALOSZEWSKI et al. (2006) veröffentlichter Tracerversuch in einem Schmutzwasserteich verdeutlicht den Unterschied in der Genauigkeit der Verfahren. Dabei wurden das MDM und ein Singledispersionsmodell (SDM), zu welchen auch das SKV zählt, zur Berechnung herangezogen. Die Ergebnisse des MDM zeigten in der Kalkulation des hydraulischen Volumens einen Wert, der zu 99,7 % dem wirklichen Volumen entspricht. Die Berechnung mit dem SDM Verfahren ergab einen Wert, der um 25 % niedriger lag.

Die Rückgewinnungsraten werden in dem MDM etwas überschätzt, da für die Berechnung von einem mittleren Abfluss ausgegangen wird. Im Gegensatz zur Rückgewinnungsrate des SKV, das die Werte etwas unterschätzt durch die Berechnungsgrundlage eines Fließsystems. Die berechneten Tracerausbringungen zeigen einen Unterschied der Systeme zueinander, von 22,6 % für Eosin und 21,5 % für Uranin.

5.1.2 Vergleich mit den Ergebnissen von WROBEL 1980 und GOLDSCHEIDER 1998

Markierungsversuch auf dem Zugspitzplatt von WROBEL 1980

Ein bereits in den 80er-Jahren durchgeführter Markierungsversuch auf dem Zugspitzplatt bietet die Möglichkeit die erhaltenen Werte mit diesen zu vergleichen und zu diskutieren.

Versuchsdurchführung

Der Markierungsversuch wurde im Zeitraum vom 02.08. bis 02.09.1980 vom Bayerischen Geologischen Landesamt in Zusammenarbeit mit dem Bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft durchgeführt. Die Ergebnisse sollten zur Planung einer Kläranlage für das Sonnalpin dienen und Informationen über die Fließverhältnisse im Untergrund liefern. Die Einspeisung von 10 kg Uranin erfolgte am 05.08.1980 um 15:00 auf einer Moränenrippe ca. 80 m östlich der Liftanlage zum Schneefernerhaus. Als Beobachtungsstellen wurden die Quelle der Knorr-Hütte, der Partnach-Ursprung und die vordere Blaue Gumpe ausgewählt. Die meteorologischen Verhältnisse waren während der Dauer des Tracerversuches vorwiegend trocken, mit vereinzelten Niederschlägen. Die Schüttung des Partnach-Ursprungs betrug zwischen 1,5 und 2,0 m³/s.

Ergebnisse

Die Beobachtungsstelle Knorr-Hütte zeigte bis zum 02.09.1980 keine positiven Farbdurchgänge. Die erste positive Probe des Partnach-Ursprungs wurde am 06.08. um 09:00 mit hohen Konzentrationswerten detektiert. Der erste nachweisbare Farbaustritt muss aufgrund der Konzentrationswerte in den Morgenstunden die Quelle passiert haben. Aus diesem Wert lässt sich eine maximale Abstandsgeschwindigkeit von 200 m/h berechnen. Der direkte Hauptdurchgang wurde nicht erfasst. Im Bericht von WROBEL (1980) wird ein Schätzwert für c_{dom} von 10 mg/m³ angenommen. WROBEL (1980) berechnet für die dominante Fließgeschwindigkeit 160 m/h; d.h. nach einer Zeitspanne von 22,5 h war der Hauptdurchgang der Tracerkonzentration erreicht. Nach einer Zeitdauer von 14 Tagen war der Konzentrationswert am Partnach-Ursprung auf 0,1 mg/m³ abgesunken. Die Beobachtungsstelle an der vorderen Blauen Gumpe diente zur Abschätzung für die Abnahme der Tracerkonzentration des Partnach-Ursprungs. Zur Berechnung der Rückgewinnungsrate wurde von einer mittleren Schüttung von 2,0 m³/s ausgegangen. Durch Aufsummierung mit

den Stunden- oder Tageswerten wurde laut WROBEL (1980) eine Tracerrückgewinnungsrate von 2 kg, das entspricht 20 % der eingegebenen Tracermenge errechnet.

Diskussion

In Tabelle 8 sind die wichtigsten Ergebnisse der beiden Markierungsversuche auf dem Zugspitzplatt zusammengefasst. Aufgrund der Durchführung zur selben Jahreszeit und der anfänglich ähnlichen Witterungsbedingungen ist eine Gegenüberstellung der beiden Versuche für die Anfangsphase möglich.

Tab. 8: Qualitative Ergebnisse der Markierungsversuche am Zugspitzplatt aus dem Jahr 1980 und 2005

	Partnach -Ursprung Eosin 2005	Partnach -Ursprung Uranin 2005	Partnach -Ursprung Uranin 1980
Tracerstrecke	4155 m	3510 m	3600 m
Eingabepunkt	Nördl. Schneeferner Lockergestein	Südl. Schneeferner Kluft	Liftstation zum Schneefernerhaus Lockergestein
Eingabedatum/ Uhrzeit	16.08.2005 14:20	17.08.2005 11:00	05.08.1980 15:00
Eingabemenge	10 kg	5 kg	10 kg
1. Nachweis Datum/Uhrzeit Konzentration (c_{first})	17.08.2005 23:15 0.00815 mg/m ³	18.08.2005 07:45 0.015 mg/m ³	06.08.1980 09:00
Fließdauer	32 h	20 h 30 min	18 h
Geschwindigkeit (v_{max})	130 m/h	171 m/h	200 m/h
Datum/Uhrzeit Konzentration (c_{dom})	18.08.05 22:15 62.7 mg/m ³	18.08.05 15:15 19.9 mg/m ³	06.08.1980 10 mg/m ³
Rückgewinnungsrate	5,2 kg (52 %)	4,4 kg (88 %)	2 kg (20 %)

Der Vergleich der Werte der beiden Uranin-Durchgangskurven von 1980 mit 2005 zeigen aufgrund ihrer annährend gleichen Distanz zum Partnach-Ursprung ähnliche Ergebnisse der maximalen Abstandsgeschwindigkeit. Das System, in welchem sich das Uranin von 1980 befunden hat, muss aufgrund seiner Geschwindigkeit von 200 m/h ein gut ausgebildetes Drainagensystem gewesen sein. Die unterschiedlichen Abstandsgeschwindigkeiten zeigen, dass auf dem Zugspitzplatt bei Tracereingabe in den reifen Karst, je nach Distanz zum

Partnach-Ursprung von einer maximalen Abstandsgeschwindigkeit zwischen 130 m/h und 200 m/h ausgegangen werden kann.

Die Rückgewinnungsrate für den Versuch von WROBEL (1980) mit 20 % ist als relativ gering einzuschätzen, da der verwendete Tracer ausgezeichnete Eigenschaften für Karstgebiete besitzt. Die Ursache für die geringe Rate könnte in dem weitmaschigen Beprobungsplan zu finden sein. Für die Konstruktion des Hauptdurchganges liegen nur drei Werte vor, die späteren Proben zeigen bereits das Tailing an. Dadurch ist die Konzentration des Hauptdurchganges nicht mit ausreichenden Werten dokumentiert, wie es das Fehlen der Probe mit dem ersten Auftreten der Konzentration zeigt. Aufgrund dieser Datenbasis stellt die Rückgewinnungsrate eine grobe Abschätzung dar. Der Versuch von 2005 belegt, dass die Rückgewinnungsrate aus dem System wesentlich höher sein kann, wenn ein engmaschigerer Beprobungsplan vorliegt.

Die Versuchsdauer kann laut HÖTZL (2004) in einem Karstgebiet, das Abstandsgeschwindigkeiten von mehreren hundert Metern pro Stunde aufweist, nach 4 bis 8 Wochen abgeschlossen sein. Der Versuch von WROBEL liegt in diesem Versuchsräumen, da die Konzentrationen bereits nach 14 Tagen auf 0,1 mg/m³ gesunken waren. Die Beprobungszeit des Markierungsversuches von 2005 musste aufgrund des Hochwasserereignisses verlängert werden. Trotz der Unstimmigkeiten in der Rückgewinnungsrate weisen beide Versuche ähnliche Ergebnisse in der maximalen Abstandsgeschwindigkeit sowie der beobachteten Austrittsstellen auf.

Markierungsversuch auf der Alspitze GOLDSCHEIDER 1998

Die Alspitze mit einer Höhe von 2628 m ü. NN bildet in Richtung NW die Trennlinie zwischen dem Reintal und dem Höllental. In diesem Gebiet wurde 1998 im Rahmen der Promotion von Hr. GOLDSCHEIDER ein Markierungsversuch durchgeführt. Aufgrund der ähnlichen geologischen Verhältnisse wird ein Vergleich zwischen den beiden Markierungsversuchen vorgenommen.

Versuchsdurchführung

Da die Möglichkeit besteht, dass das Alspitzgebiet über drei Täler entwässert, wurden die Beobachtungsstellen im Höllental, an der Bodenlaine und im Reintal eingerichtet. Im Bereich

der Alspitze wurde an drei verschiedenen Injektionspunkten ein kombinierter Markierungsversuch durchgeführt. Weitere Informationen zu den Eingabepunkten und Tracern können Tabelle 9 entnommen werden. Ziel des Versuches war es die hydraulischen Verhältnisse im Untergrund zu lokalisieren, die Einzugsgebiete der einzelnen Karstquellen abzugrenzen, die Wasserscheiden zwischen den Talschaften zu identifizieren und eine Beziehung zwischen tektonischen Strukturen und Entwässerungsbahnen im Untergrund zu finden (GOLDSCHEIDER 2002).

Der Versuch fand vom 25.09. bis 04.11.1998 statt; danach war aufgrund von Schneefall und Lawinengefahr keine weitere Beprobung möglich. Neben neun Quellen im Höllental wurden die Graslaine, die Hauptquellen der Bodenlaine, die Bodenlaine kurz vor ihrer Mündung in die Partnach und zwei Beobachtungsstellen an der Partnach beprobt. Die Schüttungswerte der beobachteten Quellen im Höllental lagen für die kleinen Quellen zwischen 5 bis 20 l/s, für die großen Quellen zwischen 100 bis 300 l/s. Die Abflussverhältnisse variierten zwischen einem mittleren und hohen Schüttungswert. Die Witterungsverhältnisse vor Versuchsbeginn waren regnerisch, über 2000 m Höhe schneite es. Die Zeit vom 19.09. bis 26.09.1998 war trocken und sonnig, dies führte zur Schneeschmelze.

Tab. 9: Eingabepunkte mit den jeweiligen Tracern des Markierungsversuches Alspitzgebiet 1998

	IP 1	IP 2	IP 3
Höhe	1927 m ü. NN	2200 m ü. NN	1480 m ü. NN
Eingabedatum	24.09.1998	24.09.1998	25.09.1998
Eingabepunkt	Kluftkarren	Versickerungsstelle	Alluvialebene
Tracer/Menge	Eosin 2 kg	Uranin 2 kg	Naphthionat 10 kg
1. Nachweis Stunden	nicht nachweisbar	184 h	176 h
Abstandsgeschwindigkeit (v_{\max})	nicht nachweisbar	10,7 m/h 8,1 m/h	8,2 m/h 2,1 m/h
Stunden Konzentration (c_{dom})	nicht nachweisbar	260 h 1,98 mg/m³	nach 676 h nicht erreicht
Rückgewinnungsrate	nicht nachweisbar	0,39 kg (19,5 %)	1,1 kg (11 %)

Ergebnisse

Nachweisbar waren die Tracer Uranin und Naphthionat. Die Tracer wurden vorwiegend an den beprobten Quellen des Höllentals, die zwischen 1280 und 1100 m ü. NN lagen wieder gefunden. Uranin konnte auch an der Gras- und Bodenlaine lokalisiert werden. Der positive Nachweis an der Bodenlaine trat im Bereich kurz vor der Mündung in die Partnach auf. Der Abflusswert der Bodenlaine lag bei ca. 100 l/s. Naphthionat trat nur im Höllental auf. Im Raintal war kein Tracer zu detektieren. Die Abstandsgeschwindigkeiten und Rückgewinnungsraten sind in Tabelle 9 zusammengefasst.

Diskussion

Im Vergleich zu den Versuchsergebnissen des Zugspitzplatts spiegelt dieser Versuch einen ganz anderen Typen des Karstgrundwasserleiters wieder. GOLDSCHEIDER (2002) verweist aufgrund der langsamen Abstandsgeschwindigkeiten (8 m/h) auf die Mächtigkeit des Wettersteinkalks, der in diesem Bereich 1000 m und mehr umfasst. Nahezu alle Quellaustritte mit Nachweis befinden sich in Bereich des anstehenden Wettersteinkalks. Trotz der ähnlichen Mächtigkeiten (1000 m) des Wettersteinkalks, besitzen die beiden aneinander grenzenden Gebiete unterschiedliche hydrogeologische Verhältnisse, wie es die Abstandsgeschwindigkeiten des Zugspitzkarstsystems von 130 m/h bis 170 m/h demonstrieren.

Im NE des Untersuchungsgebietes treten die gering durchlässigen Raiblerschichten auf, die ca. 30 % des Gebietes überdecken sowie Reste des gering durchlässigen Hauptdolomits. Das Bodenlaine Tal ist geprägt durch die Raiblerschichten und den Hauptdolomit. Sie besitzen keinen großen Einfluss auf die Ergebnisse des Markierungsversuches von GOLDSCHEIDER 1998, da der Nachweis an der Bodenlaine in der Nähe zur Einmündung in die Partnach (960 m ü. NN) und nicht im Bereich der Quellaustritte in den Raiblerschichten auftrat. Die Mächtigkeiten der Raiblerschichten liegen zwischen 520 und 650 m, im Liegenden befindet sich der Wettersteinkalk.

Laut GOLDSCHEIDER (2002) folgen die Entwässerungsbahnen des Alpspitzkarstes trotz des steilen Geländes nicht den strukturtektonischen Schwächezonen. Diese Vermutung lässt sich am Zugspitzplatt nicht aufstellen. Aufgrund der ermittelten Hauptentwässerungsrichtung und

der eingemessenen Kluftrichtungen folgen die Entwässerungsbahnen dort den strukturtektonischen Schwächezonen.

Für das Alpspitzkarstsystem vermutet GOLDSCHEIDER (2002), dass das Wasser lange Zeit durch die vadose Zone perkoliert bis es schließlich auf eine Art Karstwasserspiegel in der phreatischen Zone trifft. In Abbildung 42 ist das Karstsystem der Alpspitze skizzenhaft dargestellt. Die Mächtigkeiten der vadosen Zone am Zugspitzplatt liegen ungefähr im Bereich der Alpspitze. Dies lässt sich durch die lange Nachweisbarkeit des Markierungsstoffes bestätigen. Denn das Karstsystem der Zugspitze, besitzt trotz der gut ausgebildeten Drainagebahnen eine gute Speicherwirkung.

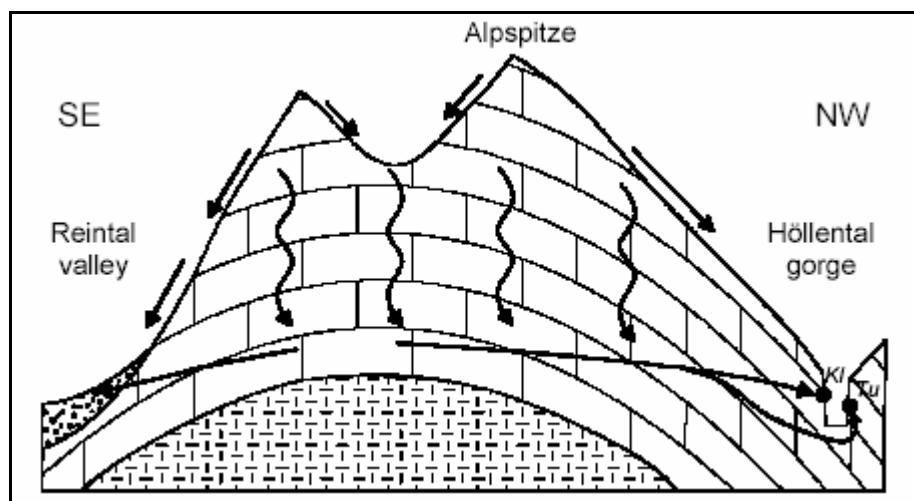


Abb. 42: Skizzenhafte Darstellung der hydrogeologischen Steuerungsfaktoren der Alpspitze (Kl = Klammquelle, Tu = Tunnelquelle) (GOLDSCHEIDER 2002, S. 126)

Zusammenfassend kann die Aussage getroffen werden, dass es sich bei den beiden Karstgebieten um unterschiedliche Systeme handelt. Trotz des ähnlichen geologischen Aufbaus weisen die benachbarten Gebiete unterschiedliche Verhältnisse auf, die sich z. B. in den Fließgeschwindigkeiten und Rückgewinnungsmengen widerspiegeln. Diese sind ein Indiz für verschiedenartig entwickelte Karstsysteme. Eine Ähnlichkeit besitzen sie allerdings im Speichervermögen, wie das lange Tailing des Versuches am Zugspitzplatt zeigt. Der hohe Anteil an oberflächlichem Abfluss zu Niederschlagsereignissen in einem Gelände mit hoher Reliefenergie ist nicht nur im Alpspitzgebiet, sondern auch im Reintal und auf dem Zugspitzplatt zu beobachten. Laut GOLDSCHEIDER (2002) können im Wettersteingebirge zwei Generationen von Karstsystemen differenziert werden. Dies ist durch die Ergebnisse des

Markierungsversuches auf dem Zugspitzplatt bewiesen. Die Initialisierungsphase des Platts muss bereits im Tertiär stattgefunden haben. Dadurch war genügend Zeit vorhanden, um ein gut entwickeltes Karstsystem auszubilden. Dieses liegt in einem höheren Niveau als die zweite Generation zu der die Alpsspitze zählt.

5.2 Fließwege des Karstsystems

5.2.1 Festlegung des unterirdischen Einzugsgebietes

Eines der Ziele dieser Arbeit war es eine Abgrenzung des unterirdischen Einzugsgebietes des Partnach-Ursprungs vorzunehmen. Trotz des von WROBEL 1980 durchgeföhrten Markierungsversuches konnte nicht genau gesagt werden, wie die Entwässerung des Zugspitzplatts verläuft. Die Ergebnisse des Versuches von WROBEL brachten die Erkenntnis, dass der Bereich des Nördlichen Schneeferners Richtung Partnach-Ursprung entwässert. Der Bereich des Südlichen Schneeferners blieb weiterhin ungeklärt.

Die Verteilung der Eingabestellen wurde für den Versuch 2005 so konzipiert, dass das gesamte Zugspitzplatt hinsichtlich der oberirdischen Einzugsgebietsgrenzen abgedeckt war. Die Rückgewinnungsrate des Uranins und Eosins am Partnach-Ursprung und die negativen Ergebnisse der Beobachtungsstellen auf der südlichen und südöstlichen Flanke des Zugspitzmassivs, speziell die Beobachtungsstellen an der Gatterl-Störung zeigen, dass die Entwässerung des Platts über das Reintal erfolgt. Das Ergebnis lässt vermuten, dass der südliche Bereich des unterirdischen Einzugsgebietes dem des oberirdischen gleichgesetzt werden kann.

Der von GOLDSCHEIDER 1998 durchgeföhrte Markierungsversuch auf der Alpsspitze zeigte, dass keine unterirdische Verbindung zum Zugspitzplattkarstsystem besteht. Die Versuchsergebnisse von 2005 verdeutlichen, dass die Einzugsgebietsgrenze in nördlicher Richtung der Plattumrahmung bzw. dem des oberirdischen Einzugsgebietes gleichgesetzt werden kann. Das oberirdische Einzugsgebiet ist in Kapitel 2.1.4 in Abbildung 8 dargestellt. Denn es bestanden keine Verbindungen in Richtung Norden, wie es die negativen Nachweise im Hammersbach, dem Eibsee und der Christlquelle zeigten. Im Gegensatz dazu bestätigen die vergleichsweise hohen Rückgewinnungsraten des Eosins, dass es keine weiteren Austrittsstellen gab. Somit lässt sich die zweite Annahme bestätigen, dass es sich bei dem Zugspitzplatt um ein abgeschlossenes System handelt.

Ein Punkt der bisher undiskutiert blieb, ist der positive Farbdurchgang des Gsundbrünnls und dessen Einzugsgebiet. Das Gsundbrünnl ist eine Hangquelle, wie sie auf Abbildung 43 zu sehen ist. Sie liegt ca. 595 m von der Beobachtungsstelle Z 11 entfernt. Die Hydrochemie des Partnach-Ursprungs und die des Gsundbrünnls unterscheiden sich nicht signifikant. Der Test auf Radon beweist, dass das Gsundbrünnl eine Quelle und nicht Uferfiltrat der Partnach ist. Laut MATTHESS (1994) ist Radon ein Element, das im Grundwasser gelöst vorkommt und sich nach dem Quellaustritt verflüchtigt. Die Ergebnisse zeigen, dass eine hydraulische Verbindung zwischen dem Gsundbrünnl, dem Partnach-Ursprung und dem Karstgebiet besteht. HIRTLREITER (1992) beschreibt, dass es sich in dem Bereich zwischen der Reintalangerhütte und dem großen Wasserfall um Moränenablagerungen handelt. Für das Gsundbrünnl wird als unterirdisches Fließsystem ein ehemaliges Bachbett der Partnach angenommen, dass aufgrund von glazialen Ablagerungen und Überprägungen vom Wasser der Partnach nicht mehr genutzt werden konnte.



Abb. 43: Quellaustritt des Gsundbrünnls an einem Moränenwall (Foto: A. RAPPL)

5.2.2 Das Fließsystem des Karstgebietes

Die vergleichsweise hohen Rückgewinnungsraten und hohen Fließgeschwindigkeiten sprechen für ein gut entwickeltes Karstsystem, dies zeigen auch Untersuchungen von WOLF (2004) auf dem Zugspitzplatt. Laut WOLF (2004) gibt es gut ausgeprägte Höhlensysteme (69 Objekte), die mehrere hundert Meter in die Tiefe reichen. An der Oberfläche sind ausgeprägte Klüfte und Dolinen zu erkennen, die einen kleinen Einblick auf die Dimensionen im Untergrund erahnen lassen.

Nach FORD & WILLIAM (1989) stellt das Drainagesystem eines Karstkörpers eine Aktion-Reaktion Beziehung dar. Dabei gibt der Niederschlag einen Impuls an das System und der Abfluss des Quellaustritts reagiert. Dadurch ist es möglich Rückschlüsse auf Besonderheiten im GWL ziehen zu können und dessen Organisation zu identifizieren. Das Röhrensystem, in dem sich das Uranin bewegte, zeigt bei der Auswertung der Durchgangskurve eine hohe Variabilität auf meteorologische Einflüsse. Besonders der Einfluss von Niederschlagsereignissen und Schneeschmelzen wirkten sich sehr deutlich auf den Verlauf der Durchgangskurve aus, wie es in Kapitel 4.1.4 gezeigt wird. Eine besonders schnelle Reaktion der Systeme ist während der Starkniederschlagsereignissen zu registrieren. Diese korrelieren negativ mit den Konzentrationswerten, indem es zu einem Absinken der Tracerkonzentrationen kommt, wie es deutlich während des Hochwasserereignisses in den Durchgangskurven zu erkennen ist. In der Auswertung zeigte sich, dass das System in dem sich das Eosin befand, langsamer und mit kaum merklichen Schwankungen auf die meteorologischen Einflüsse reagiert hat. Dieser Unterschied könnte in der Wahl der Eingabestellen begründet liegen. Das Eosin musste zuerst durch die ungesättigte Zone perkolieren, um an die präferenziellen Fließwege zu gelangen. Der Eingabeort des Uranins besitzt im Gegensatz zum Eosin eine direktere Verbindung zum Karstsystem. Diese Vermutung lässt sich auch durch die unterschiedlichen Abstandsgeschwindigkeiten der beiden Markierungsstoffe bestätigen, dabei besaß das Uranin eine höhere Abstandsgeschwindigkeit als das Eosin. Einen ebenfalls hohen Einfluss auf die Abstandsgeschwindigkeiten besitzt das extreme Relief. Der Höhenunterschied vom Zugspitzplatt zum Partnach-Ursprung liegt bei 1530 m.

Das Zugspitzkarstsystem stellt ein duales System dar, das aus den Entwässerungsbahnen und dem Feinsystem bzw. der Gesteinsmatrix besteht. Dies lässt sich aufgrund der vorliegenden Ergebnisse und der Methode nach TSANG (1995) bestätigen. Es gibt durch Lösungsprozesse

geweitete Karströhren, in denen turbulentes Fließen stattfindet. Diese präferenziellen Fließwege reagieren sehr schnell und sensibel auf äußere Einflüsse mit Änderungen des Wasserstands, wie es das System des Uranins zeigt. Daneben existieren Bereiche mit laminarem Fließverhalten, das vorwiegend in schmalen Spalten, Klüften und Verbindungen, laut Bögli (1978) in horizontaler Richtung stattfindet. Als drittes Fließsystem kann die Feinmatrix, wie z. B. Haarrisse und das Fließen im Porenraum der Gesteinsmatrix unterschieden werden. In dieser finden Fließbewegungen nach dem Gesetz von Darcy statt. Diese Annahme wurde bereits von Wetzel (2004b) getroffen und mit den erzielten Ergebnissen bestätigt.

Aufgrund des langen Tailings der Durchgangskurven zeigt sich deutlich, dass das Zugspitz Karstsystem eine gute Speicherwirkung besitzt. Diese befindet sich einerseits in dem Feinkluftsystem und der Feinmatrix und andererseits in Bereichen der ungesättigten Zone sowie der Hochwasserzone.

6. ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Im August 2005 wurde auf dem Zugspitzplatt ein kombinierter Markierungsversuch zur Charakterisierung des Karstsystems vom Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Sektion Geographie, der LMU München in Zusammenarbeit mit dem Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU), Abt. 10, Dienststelle München durchgeführt.

Die Eingabe des Eosins erfolgte am 16.08. im Bereich des Nördlichen Schneeferners und die des Uranins am 17.08. in der Nähe des Südlichen Schneeferners. Die Beobachtungsstellen wurden weiträumig um das Zugspitzmassiv festgelegt. Nach hydrologischen und technischen Gegebenheiten wurde der Traceraustrag an 14 Beobachtungsstellen regelmäßig untersucht. Für die Versuchsdauer wurde ein Beprobungsplan mit zeitlichen Intervallen der Probennahme, für die einzelnen Beobachtungsstellen aufgestellt und die Eigenfluoreszenz des Wassers an allen Austritten vor der Eingabe quantifiziert. Die Analysen der Proben wurden im Fluoreszenzlabor des LfU, Abt. 10, mittels eines Fluoreszenzphotometers analysiert. Klima- und Abflussdaten wurden am Partnach-Ursprung und durch meteorologische Daten des Deutschen Wetterdienstes ergänzt.

Die qualitative Auswertung der Daten ermöglichte eine räumliche und zeitliche Differenzierung der positiven Farbaustritte. Erste positive Farbnachweise zeigten sich nach 20,5 h (Uranin) bzw. 32 h (Eosin) am Partnach-Ursprung. An der Beobachtungsstelle Gsundbrünnl traten die Tracer zeitverzögert und in niedrigerer Konzentration auf. Alle weiteren Beobachtungsstellen zeigten keine Nachweise. Daraus lässt sich schließen, dass sich das Entwässerungsverhalten auf das Reintal konzentriert, die übrigen Quellen sich aus lokalen GW-Vorkommen speisen und nicht mit dem Hauptgrundwasserleiter in hydraulischen Kontakt stehen. Eine vermutete Anbindung der Gatterl-Störung konnte nicht nachgewiesen werden. Die Ergebnisse zeigen, dass die Grundwasserfließrichtung nach Osten der Synklinalstruktur folgt und auch unter Hochwasserbedingungen keine Verlagerung der unterirdischen Wasserscheide stattfindet. Das unterirdische Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs kann entsprechend dem oberirdischen Einzugsgebiet gleichgesetzt werden. Die maximalen Abstandsgeschwindigkeiten für das Uranin betrugen 171 m/h und für das Eosin 130 m/h. Diese weisen auf ein schnelles System mit geringer Filterwirkung, das sehr sensibel auf mögliche Schadstoffeinträge reagiert.

Hydrogeochemisch handelt es sich um erdalkalische überwiegend hydrogencarbonatische Wässer mit sehr geringen Gesamtlösungsinhalten (elektrische Leitfähigkeit: 133 µS/cm bis 350 µS/cm), welche für eine niedrige Verweilzeit im System typisch sind.

Beim Vergleich der Tracerkurven mit den klimatischen Daten zeigte sich, dass das System sehr rasch auf Niederschlagsereignisse reagiert. Dies weist auf gut ausgebildete Drainagebahnen mit einer sehr geringen Verweilzeit des Niederschlagswassers in der vadose Zone hin. Die Tracerkonzentration korreliert häufig negativ mit dem Niederschlag (Verdünnungseffekt). Einen weiteren Einfluss auf das System üben die abschmelzenden Schneefelder aus. Dieser Zusammenhang konnte mithilfe des Gradtagverfahrens festgestellt werden und zeigte sich in starken Konzentrationsschwankungen im Kurvenverlauf während der Trockenperioden. Die Entwässerung der Hauptdrainagen erfolgt sehr schnell. Dies äußert sich sehr deutlich in den rasch wechselnden Abflussverhältnissen am Partnach-Ursprung, was ein Indiz für ein gut entwickeltes Karstsystem ist.

In der allgemeinen quantitativen Auswertung wurden die Durchgangskurven mittels unterschiedlicher Verfahren auf die Transportprozesse im System untersucht. Die mittleren Abstandsgeschwindigkeiten wurden nach der Methode von SAUTY (1977) berechnet. Sie betragen für Eosin (1632 m/d) und Uranin (2520 m/d). Diese Werte weisen auf ein gut entwickeltes Karstsystem hin, da in Karstgrundwasserleitern die Abstandsgeschwindigkeiten zwischen 100 und 3000 m/d liegen können. Ausschlaggebend hierfür ist auch die Quellschüttung des Partnach-Ursprungs, die eine mittlere Schüttung von 1,4 m³/s besitzt. Die berechneten Rückgewinnungsraten für den Partnach-Ursprung, Eosin (52 %) und Uranin (88 %), sprechen für ein abgeschlossenes Karstsystem mit der Hauptentwässerung über den Partnach-Ursprung. Das Tailing, das Auskunft über die Verweildauer des Tracers im System gibt, wurde mithilfe der Methode TSANG (1995) untersucht. Dabei zeigte sich, dass die Feinmatrix eine gute Speicherwirkung besitzt, d. h. Stoffeinträge über längere Zeit aus dem System nachweisbar wären.

Für die Ermittlung der Transportprozesse wurden zwei verschiedene Auswertungsverfahren, das SKV und das MDM angewendet. Mit den Verfahren konnten der Dispersionskoeffizient, die Dispersivität und die Rückgewinnungsrate berechnet werden. Es zeigte sich, dass das SKV-Verfahren im Gegensatz zum MDM den Dispersionskoeffizienten und die Dispersivität überschätzt. Die Erklärung liegt in den Grundlagen der Verfahren, da das SKV eine ideale

Kurve mit einer GAUß'schen Verteilung annimmt. Im Gegensatz dazu zieht das MDM mehrere Fließwege in betracht. Mit diesem Verfahren wurden drei Fließsysteme mit unterschiedlichem Fließverhalten, anhand von verschiedenen Maxima im Kurvenverlauf identifiziert. Mithilfe des MDM war es auch möglich eine Berechnung des hydraulisch aktiven Volumens in den Fließsystemen durchzuführen. Dies kann für spätere Berechnungen des speicherfähigen Karstgrundwassers herangezogen werden.

Beide Verfahren ermöglichen eine Rückgewinnungsrate für die ersten 100 h zu berechnen. Dabei zeigte sich, dass das MDM den Traceraustrag, aufgrund der Verwendung eines mittleren Schüttungswertes und einer wahrscheinlich zu hohen Modellkurve für den jeweils 2ten Fließweg überschätzt. Der Unterschied der beiden Verfahren äußert sich in einer geringeren Rückgewinnung des SKV, von 21 % (Eosin) und 22 % (Uranins) zum MDM.

Aufgrund der angewendeten Auswertungsverfahren können präferenzielle Hauptdrainagen mit turbulentem Fließverhalten unterschieden werden, die sich an den erhöhten Abstandsgeschwindigkeiten erkennen lassen. Des Weiteren ermöglichen die Ergebnisse Rückschlüsse auf das Fließverhalten in den Klüften, Schichtfugen und Haarrissen sowie dem Porenraum in der Gesteinsmatrix, in denen laminare Fließverhältnisse stattfinden.

Durch die erhaltenen Ergebnisse lässt sich eine Charakterisierung des Fließsystems vornehmen. Das Zugspitzkarstsystem stellt einen gut entwickelten Karst dar, dessen Entwässerung nach Osten in das Reintal erfolgt, somit ein abgeschlossenes System darstellt. In dem Karstkörper können gut entwickelte Fließwege mit rascher Reaktion sowie Feinkluftsysteme und Gesteinsmatrix mit einem guten Speichervermögen unterschieden werden.

Die Ergebnisse des Markierungsversuches, insbesondere die Erkenntnis, dass es sich um ein geschlossenes System handelt. Bieten die Möglichkeit Untersuchungen des Wasserhaushaltes eines hochalpinen Karstgebietes vorzunehmen, da es als großer Naturlysimeter angesehen werden kann. Diese weiterführenden Erkundungen würden zu einem verbesserten Systemverständnis beitragen. Des Weiteren sind sie der Anfang für zukünftige Forschungen im Hinblick auf sich ändernde klimatische Verhältnisse im Hochgebirge. Besonders in Bezug auf das Verschwinden von Retentionsräumen und ihre Auswirkungen auf die Region und das Alpenvorland. Durch Modellierungen könnte versucht werden das Verhalten des

Karstsystems in Extremsituationen vorherzusagen und Katastrophenpläne zu erarbeiten. Somit stellen die in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse die Grundlage für neue Forschungsaspekte dar.

7. LITERATURVERZEICHNIS

- AMPFERER, O. (1905): Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und Südlichen Wettersteingebirges. – Jb. k.-k. geol. R.-A., 55: 451-562, 16 Abb.; Wien.
- APEL, R., BÜTTNER, G., KRAFFT, H. & KOSAK, I. (2005): Tracing the karstwater – investigations in the National Park Berchtesgaden. - International Conference on Hydrology of Mountain Environments (IAHS) 2004; Berchtesgaden, Germany.
- BEAR, J. (1972): Dynamics of fluids in porous media; New York.
- BECHT, M. & WETZEL, K.-F. (1994): Abfluss- und Niederschlagsmessung eines Wildbachsystems. In: BARSCH, D., MÄUSBACHER, R., PÖRTGE, K.-H. & SCHMIDT, K.-H. (Hrsg.): Messungen in fluvialen Systemen, S. 139-155; Berlin.
- BEHRENS, H. (1988): Quantitative Bestimmung von Uranin, Eosin und Pyranin in Gemischen mittels Fluoreszenzmessung bei definierten pH-Werten. – Steirischer Beitrag Hydrogeologie, Sonderdruck, S. 117-129; Graz.
- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrologie und physische Speläologie; Berlin.
- BUNDESAMT FÜR EICH- U. VERMESSUNGWESEN (1996): Österreichische Karte 1 : 50 000, ÖK 116 Telfs, Blattbez. BMN 2701; Wien.
- BUNDESAMT FÜR EICH- U. VERMESSUNGWESEN (1997): Österreichische Karte 1 : 50 000, ÖK 117 Zirl, Blattbez. BMN 2702; Wien.
- BUNDESGESETZBLATT (2001): Verordnung zur Novellierung der Trinkwasserverordnung. – Bundesgesetzblatt 2001, Teil 1, Nr. 24, S. 959-980; Bonn.
- BÜTTNER, G. & SCHOLZ, M. (2005): Bericht über einen Karstwasser-Markierungsversuch im Gebirgsmassiv Reiteralm 2004. - Bayer. Geologisches Landesamt; München. (unveröffentlicht)
- CRAMER, H. (1953): Grundwasser und Quellen des Bayerischen Alpengebietes. – Geologica Bavarica, Nr. 17: S. 5-7; Hrsg. Bayerisches Geologisches Landesamt München.
- DOBEN, K. & RISCH, H. (1996): Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin). In: Freudenberger, W. & Schwerd, K. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 - Geologisches Landesamt München, S. 220-231; München.
- DOSCH, F. (1956): Färerversuch Hochschneeberg 1955. – Gas/Wasser/Wärme, 10 (1/2): S. 1-6 und S. 39-45; Wien.
- EINSELE, G. (1996): Grundwasser. In: BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (Hrsg.): Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie, S. 416-473; Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- ENDRES, C. (1997): Hydrogeologie des Partnachursprungs (Karstquelle). – Dipl.-Arbeit, Inst. F. Allg. und Angew. Geologie, LMU München. (unveröffentlicht)
- FLIRI, F. (1975): Das Klima der Alpen. Monographien zur Landeskunde von Tirol, Bd. 1; Innsbruck.
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. W. (1989): Karst geomorphology and hydrology; London.

- FRIED, J. J. (1975): Groundwater Pollution – Theory, Methodology, Modelling and Practical Rules. – Developments in Water Science, 4; Amsterdam, Oxford, New York.
- FURTAK, H. & LANGGUTH, H. R. (1967): Zur hydrochemischen Kennzeichnung von Grundwässern und Grundwassertypen mittels Kennzahlen. – Mem. IAH-Congress, 1965, VII: 86-96; Hannover.
- GOLDSCHEIDER, N. (2002): Hydrogeology and Vulnerability of Karst Systems – Examples from the Northern Alps and the Swabian Alb. Dissertation; Karlsruhe.
- HAUER, H. (1950): Klima und Wetter der Zugspitze. Sonderdruck aus den Berichten d. Dt. Wetterdiensts in der U. S. Zone; Bad Kissingen.
- HERMANN, A. & KUHN, M. (1996): Schnee und Eis. In: BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (Hrsg.): Allgemeine Hydrologie Quantitative Hydrologie, S. 278-317; Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- HIRTLREITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. Münchener Geogr. Abh., Reihe B 15; München.
- HOBBS, S. L. & SMART, P. L. (1986): Characterisation of carbonate aquifers: A conceptual base. In: SAUTER, M., KOVÁCS, A., GEYER, T., TEUTSCH, G. (2006): Modellierung der Hydraulik von Karstgrundwasserleitern – Eine Übersicht. Grundwasser, Band 11/3, S. 143-156; Berlin, Heidelberg.
- HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. Auflage 5; Stuttgart.
- HÜTTL, C., RÖGNER, K. & SASS, O. (1995): Erste Ergebnisse von Studien zu Verwitterungsprozessen in den Kalkhochalpen (Wetterstein- und Karwendelgebirge) unter besonderer Berücksichtigung der Karbonatlösung und der klastischen Schuttbildung. Mitt. Österr. Geographische Ges. 137; S. 1-75.
- HÜTTL, C. (1999): Steuerungsfaktoren und Quantifizierung der chemischen Verwitterung auf dem Zugspitzplatt (Wettersteingebirge, Deutschland). Münchener Geographische Abhandlungen B 30; München.
- JAKOWSKI, A. E. (1995): Ermittlung der Dispersion und anderer geohydraulischer Parameter aus Markierungsversuchen in Karst- und Kluftgrundwasserleiter Baden-Württembergs. – Diss.; Darmstadt.
- KÄSS, W. (1967): Erfahrungen mit Uranin bei Färbeversuchen. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie 1966/67, S.123-135; Graz.
- KÄSS, W. (2004): Geohydrologische Markierungstechnik. - Lehrbuch der Hydrogeologie 9; Stuttgart.
- KINZELBACH, W. & RAUSCH, R. (1995): Grundwassermodellierung. Eine Einführung mit Übungen; Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- KNOP, A. (1878): Über die hydrographischen Beziehungen zwischen der Donau und der Aachquelle im badischen Oberlande. -N. Jb. Miner., S. 350-363; Stuttgart.
- KREFT, A. & ZUBER, A. (1978): On the physical meaning of the dispersion equation and its solutions for different initial and boundary conditions. Chem. Eng. Sci., 33: 1471-1480; Cambridge.

- KÜFMANN, C. (2003): Soil types and eolian dust in high-mountainous karst of the Northern Calcareous Alps (Zugspitzplatt, Wetterstein Mountains, Germany), *Catena* 53, S. 211-227.
- KUHN, M. (1984): Physikalische Grundlagen des Energie- und Massenhaushalts der Schneedecke. – DVWK-Mitteilungen 7; S. 5-65.
- LANGGUTH, H.-R. & VOIGT, R. (2004): Hydrogeologische Methoden; Berlin, Heidelberg.
- LEIBUNDGUT, C. (1998): Vulnerability of karst aquifers. In: LEIBUNDGUT, C., GUNN, J. & DASSARGUES A. (Hrsg.): Karst Hydrology, S. 45-60; IAHS Publication no. 247; Wallingford.
- MALOSZEWSKI, P. (1981): Computerprogramm für die Berechnung der Dispersion und der effektiven Porosität in geschichteten porösen Medien. - GSF- Bericht R 269, GSF München-Neuherberg.
- MALOSZEWSKI, P. (1994): Mathematical Modelling of Tracer Experiments in Fissured Aquifers. – Freiburger Schriften zur Hydrologie, Bd. 2; Freiburg.
- MALOSZEWSKI, P. (2002): Interpretation von Markierungsversuchen im Grundwasser. Skript zum interuniversitären Blockkurs am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München.
- MALOSZEWSKI, P. & ZUBER, A. (1992): Bemerkungen über die Interpretation von Markierungsversuchen im Grundwasser. – GSF-Jahresbericht 91: 1-19.
- MALOSZEWSKI, P., BENISCHKE, R., HARUM, T. & ZOJER, H. (1998): Estimation of solute transport parameters in a karstic aquifer using artificial tracer experiments. In: DILLON, P. & SIMMERS, I. (Hrsg.): Shallow groundwater systems, S. 177-190; Rotterdam (Balkema).
- MALOSZEWSKI, P., BÜTTNER, G., APEL, R., KRAFFT, H., SCHOLZ, M. & WAGNER, B. (2005): Quantitative evaluation of tracer experiments in Alpine Karst and Porous Aquifers in the National Park of Berchtesgaden. - International Conference on Hydrology of Mountain Environments (IAHS) 2004; Berchtesgaden, Germany.
- MALOSZEWSKI, P., WACHNIEW, P. & CZUPRYŃSKI, P. (2006): Hydraulic Characteristics of a Wastewater Treatment Pond Evaluated through Tracer Test and Multi-Flow Mathematical Approach. – Polish Journal of Environmental Studies, Bd. 15, Nr. 1, S. 105-110; Olsztyn.
- MATTHESS, G. & UBELL, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie – Grundwasserhaushalt; Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- MATTHESS, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. – Lehrbuch der Hydrogeologie; Berlin (Borntraeger).
- MAURIN, V. (1967): Vorbereitung und Organisation größerer Markierungsversuche zur Verfolgung unterirdischer Wässer. – Steir. Beiträge zur Hydrogeologie 1966/67. S. 311-319; Graz.
- MILLER, H. (1962): Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol) – Strukturzusammenhänge am Ostrand des Ehrwalder Beckens; LMU München (Unveröff. Diss).

- MORCHE, D. (2006): Aktuelle hydrologische Untersuchungen am Partnach-Ursprung (Wettersteingebirge), Oberbayern. – Wasserwirtschaft 1-2/2006, S. 53-58; Wiesbaden.
- MOSER, H. & SAGL, H. (1967): Die Direktmessung hydrologischer Farbtracer im Gelände. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie 1966/67, S. 179-183; Graz.
- MÜLLER-WESTERMEIER, G. (1996): Klimadaten von Deutschland – Zeitraum 1961-1990; Offenbach.
- OTZINGER, C. (1998): Das Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs. Dipl. Arbeit, Universität Augsburg. (unveröffentlicht)
- REIS, O. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges, I. Teil. Sonderdruck aus den Geognostischen Jahresschriften 1910, XXIII; München.
- RICHTER, D. (1974): Grundriss der Geologie der Alpen; Berlin.
- RICHTER, W. & LILLICH, W. (1975): Abriss der Hydrogeologie; Stuttgart.
- RUDOLF, B., FRANK, H., GRIESER, J., MÜLLER-WESTERMEIER, G., RAPP, J. & TRAMPF, W. (2005): Hydrometeorologische Aspekte des Hochwassers in Südbayern im August 2005 – Niederschlagsvorhersage, Warnung und klimatologische Bewertung des DWD; Offenbach.
- SAUTY, J.-P. (1977): Contribution à l'identification des paramètres de dispersion dans les aquifères par interprétation des expériences de traçage. – Bur. Recherches Géol. et Minières, Dépt. Hydrogéol. 77SGN515HYD; (MS); Orléans.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1912): Die Mieminger - Wetterstein Überschiebung. – Geologische Rundschau, Bd. 3, S. 73-92; Berlin.
- SCHMIDT-THOME, P. (1953): Klufttektonische Beobachtungen in den Bayerischen Alpen. – Geologica Bavaria, Nr. 17: S. 5-7; Hrsg. Bayerisches Geologisches Landesamt München.
- SCHNEIDER, H.-J. (1950): Geologische Exkursion in das Werdenfelser Becken und zur Zugspitze. - Geologica Bavaria, Nr. 6: S. 50-54; Hrsg. Bayerisches Geologisches Landesamt München.
- SCHRÖTER, J. (1984): Mikro- und Makrodispersivität poröser Grundwasserleiter. – Meyniana, 36: 1-34; Kiel.
- SCHUDEL, B., BIAGGI, D., DERVEY, T., KOZEL, R., MÜLLER, I., ROSS, J. H. & SCHINDLER, U. (2002): Einsatz künstlicher Tracer in der Hydrogeologie – Praxishilfe. Bericht des BWG, Serie Geologie Nr. 3; Bern.
- SCHULZ, H. D. (2004): Auswertung von Durchgangskurven. In: KÄSS, W. (Hrsg.): Geohydrologische Markierungstechnik. - Lehrbuch der Hydrogeologie 9, S. 314-322; Stuttgart.
- SCHWEIZER, R., STOBER, I. & STRAYLE, G. (1985): Auswertungsmöglichkeiten und Ergebnisse von Tracerversuchen im Grundwasser. – Abh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Bd. 11, S.93-139; Freiburg i. Br.
- SIEMERS, J. (1998): Simulation von Karst – Aquiferen. Abh. Karst- und Höhlenkunde, 30; München (Verb. Dt. Höhlen Karstforsch.).
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der nördlichen Kalkalpen; Wien.

- TRILLER, A. (1982): Das Wettersteingebirge. Münchener Höhlengeschichte I, S. 57-67; München.
- TSANG, Y. W. (1995): Study of alternative tracer tests in characterizing transport in fractured rocks. – Geophysical Research Letters, Bd. 22, Nr. 11, S. 1421-1424; Washington D.C.
- TSANG, Y. W. & TSANG, C. F. (1987): Channel model of flow through fractured media. – Water Resource Research, 23/3: 467-479; Washington.
- TSANG, Y. W., TSANG, C. F., NERETNIEKS, I. & MORENO, L. (1988): Flow and tracer transport in fractured media: A variable aperture channel model and its properties. – Water Resour. Res., 24/12: 2049-2060; Washington.
- TSANG, Y. W. & TSANG, C. F. (1989): Flow channelling in a single fracture as a two-dimensional strongly heterogeneous permeable medium. – Water Resour. Res., 25/9: 2077-2080; Washington.
- UHLIG, H. (1954): Die Altformen des Wettersteingebirges mit Vergleich in den Allgäuer und Lechtaler Alpen. Forschungen z. Dr. Landeskunde 79; Remagen.
- VEIT, H. (2002): Die Alpen Geoökologie und Landschaftsentwicklung; Stuttgart.
- VIDAL, H. (1953): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorland. – Geol. Bavarica, Nr. 19: 56-88; München.
- WAGNER, B., TÖFPNER, C., LISCHEID, G., SCHOLZ, M., KLINGER, R. & KLAAS, P. (2003): Hydrogeochemische Hintergrundwerte der Grundwässer Bayerns. – GLA Fachberichte, 21; München.
- WEBER, M. (2003): Gletscherschwund und Klimawandel an der Zugspitze und am Vernagtferner (Ötztaler Alpen) - Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften; München.
- WEEDE, M. & HÖTZL, H. (2005): Strömung und Transport in einer natürlichen Einzelkluft in poröser Matrix – Experimente und Modellierung. – Grundwasser 3/2005, S. 137-145.
- WERNLI, H. R. (2003): Einführung in die Tracerhydrologie. Skript zum interuniversitären Kurs am Geographischen Institut der Universität; Bern.
- WETZEL, K.-F. (2001): Die Prozesse der Abflussbildung in kleinen Hangeinzugsgebieten der nördlichen Kalkalpen bei unterschiedlichen Niederschlägen. In: Die Erde 132, 361-379.
- WETZEL, K.-F. (2004): On the hydrology of the Partnach area in the Wetterstein mountains (Bavarian Alps). – Erdkunde, Vol. 58, pp 172-186.
- WETZEL, K.-F. (2004b): Hydrology of an alpine karst area – the example of the Partnach spring (Upper Bavaria) – Landschaftsökologie und Umweltforschung, 47, S. 429-434.
- WETZEL, K.-F. & BÜTTNER, G. (2005): Vollzug der Wassergesetze; Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs; Grundwasseruntersuchungen und Markierungsversuch im Bereich des Zugspitzplatts, Reintal hier: Wasserrechtliche Erlaubnis durch WWA Weilheim zur Tracereingabe in das Grundwasser des Zugspitzgebietes.
- WHITE, W. B. (1988): Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains. New York; Oxford.

- WROBEL, J.-P. (1980): Bericht über den Markierungsversuch auf dem Zugspitzplatt im Sommer 1980. – Bayerisches Geologisches Landesamt, 6 S., 2 Beil.; München.
- WOLF, A. (2004): Mieminger Kette, Wettersteingebirge und Arnspitzgruppe 1230; Münchner Höhlengeschichte II, S.56-63; München.
- ZACHER, W. & SCHOLZ, H. (1983): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 8726 Kempten, Allgäu. – Bayr. Geol. L.-Amt (Hrsg.); München.
- ZÖTL, J. (1974): Karsthydrogeologie; Wien (Springer).

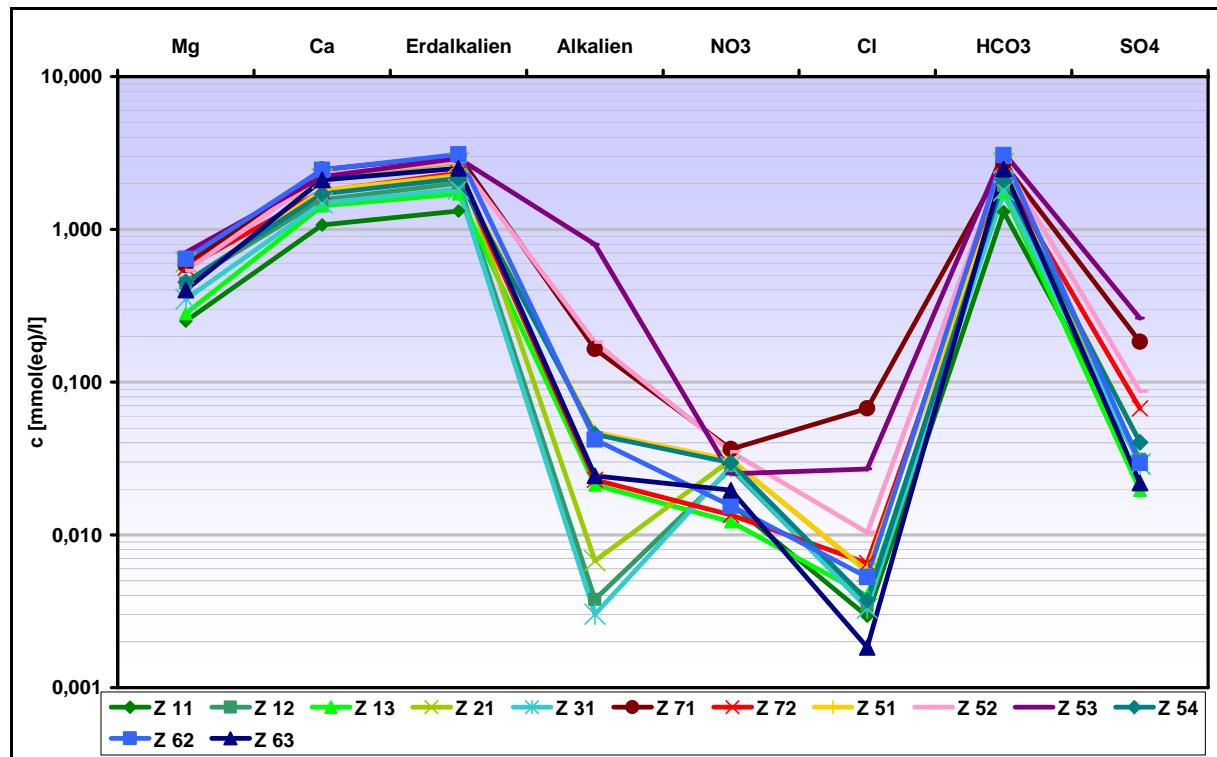
ANHANG

Anhang 1: Beprobungsplan

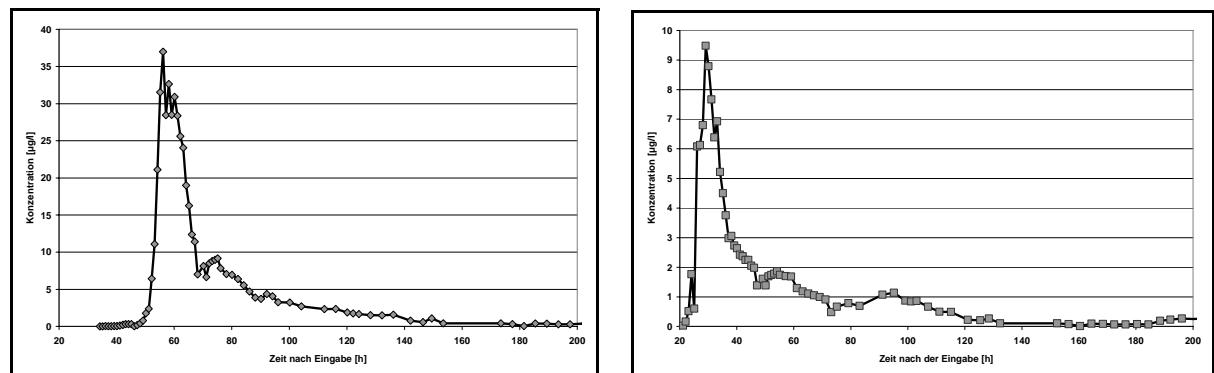
Anhang 2: Hydrochemische Parameter der Beobachtungsstellen

Beobachtungsstelle	Z-1	Z-12	Z-13	Z-21	Z-24	Z-31	Z-7-1	Z-7-2	Z-5-1	Z-5-2	Z-5-3	Z-5-4	Z-6-2	Z-6-3
Mg ⁺⁺	[mmol(eq)/l]	0,251**	0,443**	0,281**	0,612**	0,350**	0,581**	0,560**	0,443**	0,534**	0,705**	0,454**	0,639**	0,401**
Cat ⁺	[mmol(eq)/l]	1,069**	1,561**	1,424**	2,140**	1,487**	2,465**	1,780**	1,805**	2,258**	2,216**	1,707**	2,454**	2,113**
Erthalkalient ⁺	[mmol(eq)/l]	1,320**	2,004**	1,704**	2,752**	1,837**	3,045**	2,340**	2,248**	2,792**	2,921**	2,160**	3,093**	2,514**
Alkalient ⁺	[mmol(eq)/l]	0,000**	0,004**	0,021**	0,007**	0,003**	0,165**	0,023**	0,047**	0,183**	0,796**	0,045**	0,042**	0,024**
NO ₃ ⁻	[mmol(eq)/l]	0,016**	0,027**	0,012**	0,031**	0,028**	0,036**	0,013**	0,031**	0,035**	0,025**	0,030**	0,015**	0,020**
Cl ⁻	[mmol(eq)/l]	0,003**	0,003**	0,004**	0,006**	0,003**	0,067**	0,007**	0,006**	0,010**	0,027**	0,004**	0,005**	0,002**
HCO ₃ ⁻	[mmol(eq)/l]	1,300**	1,940**	1,750**	2,710**	1,790**	2,710**	2,220**	2,190**	2,770**	3,190**	2,090**	3,060**	2,480**
SO ₄ ⁻	[mmol(eq)/l]	0,030**	0,031**	0,020**	0,029**	0,029**	0,184**	0,067**	0,041**	0,087**	0,261**	0,040**	0,030**	0,022**
Sum.-Kationen ⁺	[mmol(eq)/l]	1,320**	2,008**	1,726**	2,759**	1,840**	3,210**	2,363**	2,295**	2,975**	3,717**	2,206**	3,135**	2,539**
Sum.-Anionen ⁻	[mmol(eq)/l]	1,349**	2,002**	1,786**	2,776**	1,850**	2,997**	2,307**	2,267**	2,903**	3,503**	2,164**	3,110**	2,523**
Ionenbilanz ⁺	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**
Ionenbilanz ⁻	**	-0,011*	0,002**	-0,017*	-0,003*	-0,003*	0,034**	0,012**	0,006*	0,012**	0,030**	0,010**	0,004**	0,003**
Ionenbilanz ⁻ [%]	**	-1,055*	0,160**	-1,708*	-0,308*	-0,272*	3,430**	1,190**	0,607*	1,232*	2,964*	0,956*	0,400**	0,309*

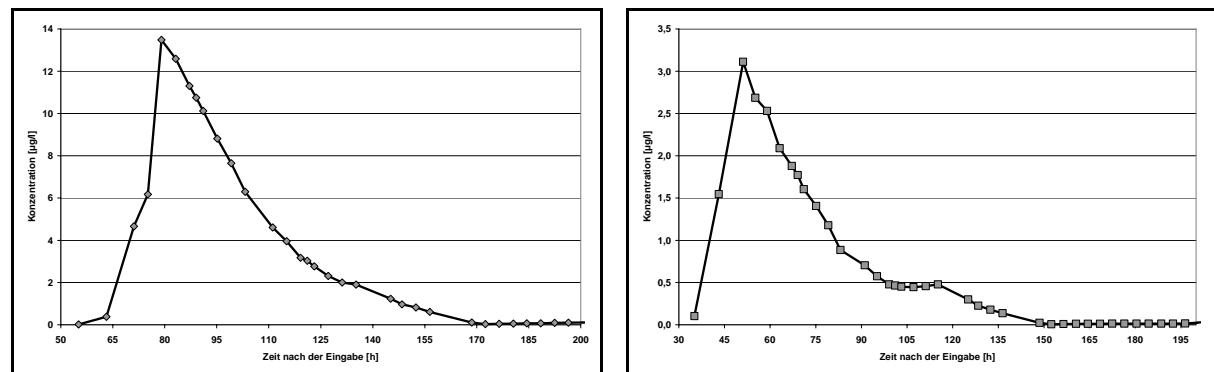
Anhang 3: Hydrochemische Analyseergebnisse in einem Schoellerdiagramm



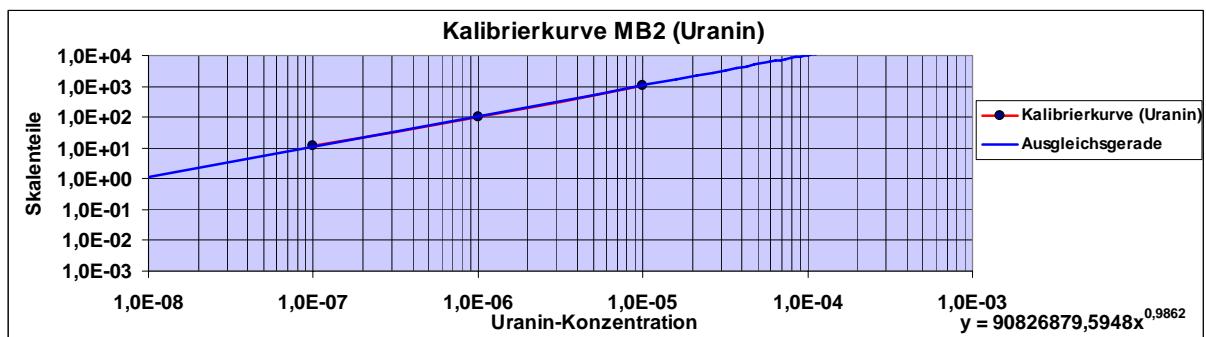
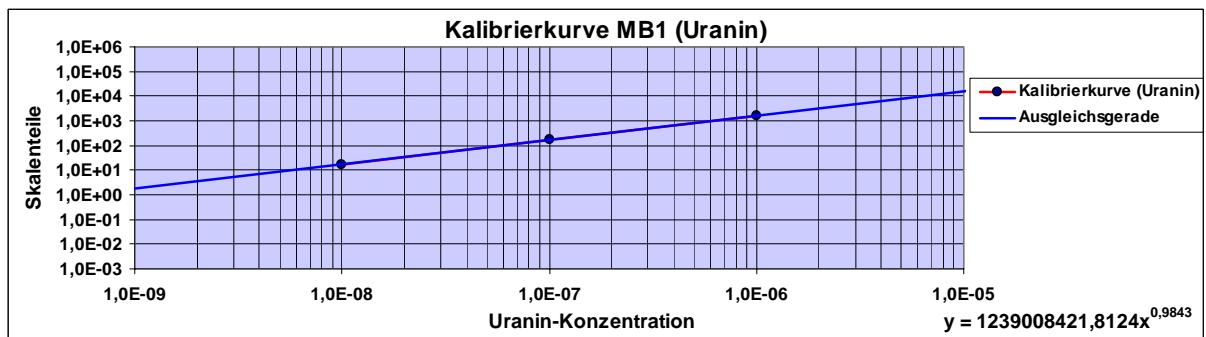
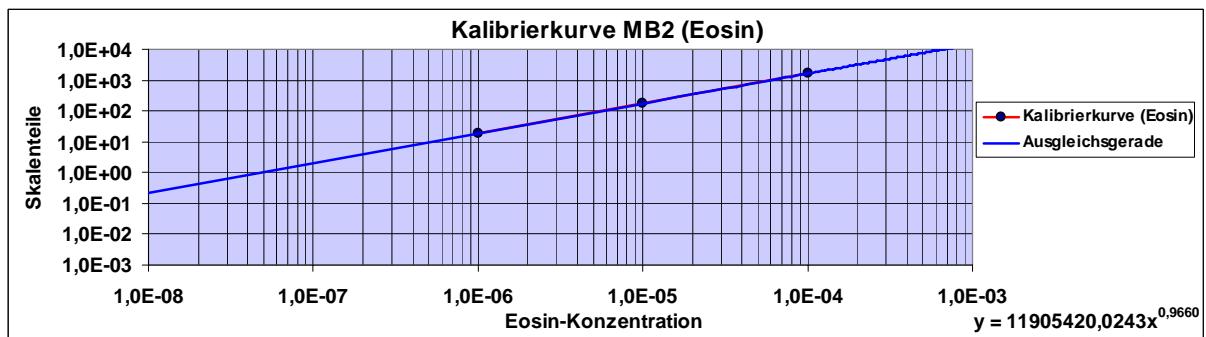
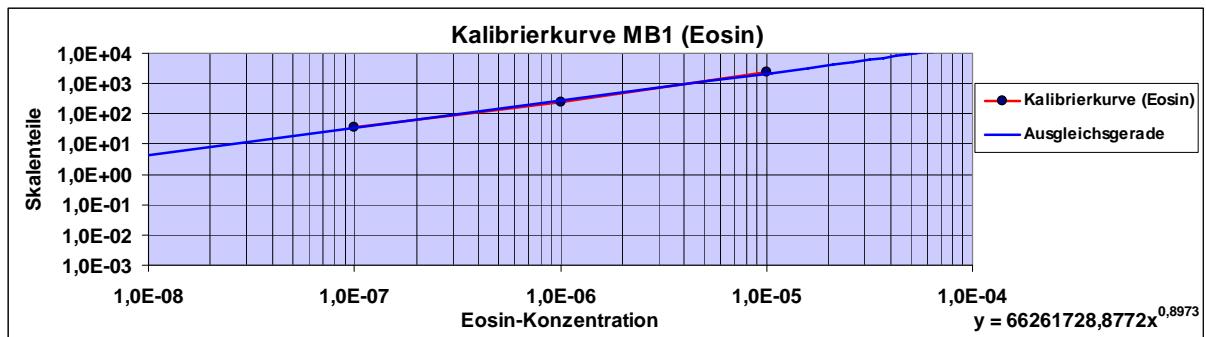
Anhang 4: Tracerdurchgangskurve Eosin Z 12 und Uranin Z 12 (18.08. – 25.08.2005)



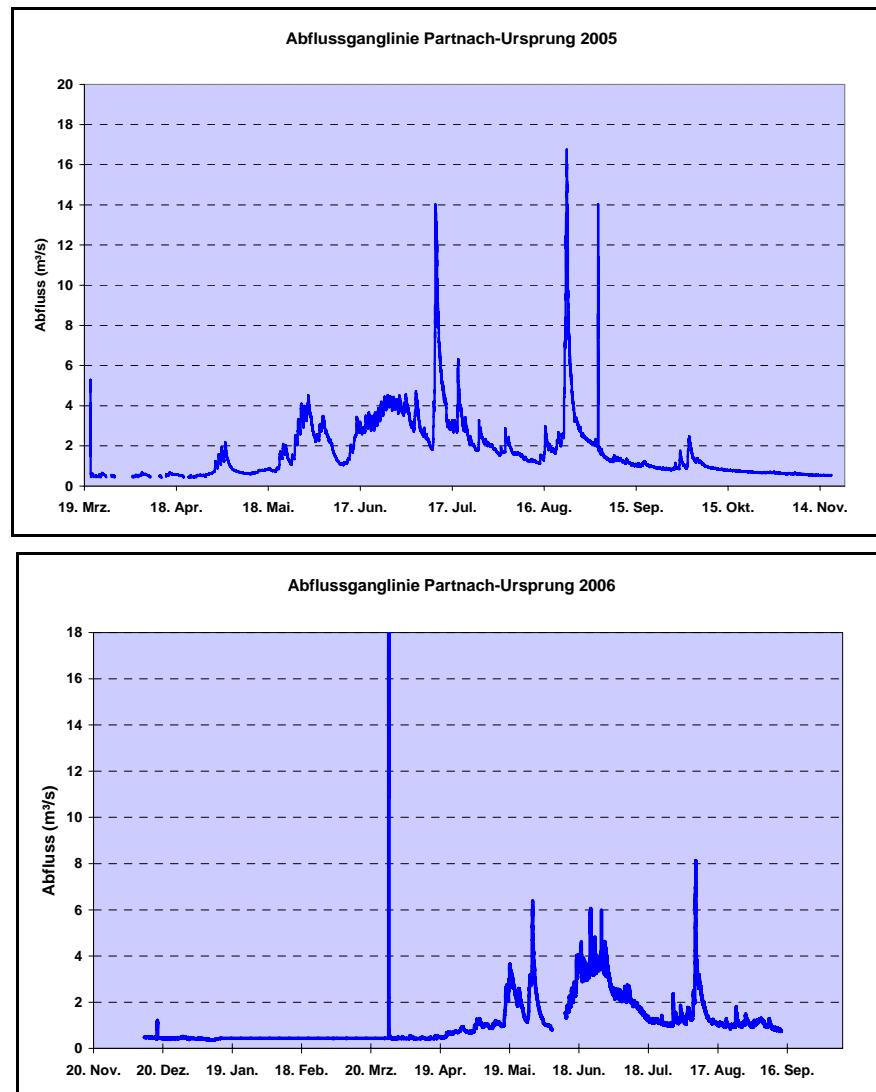
Anhang 5: Tracerdurchgangskurve Eosin Z 13 und Uranin Z 13 (18.08. – 25.08.2005)



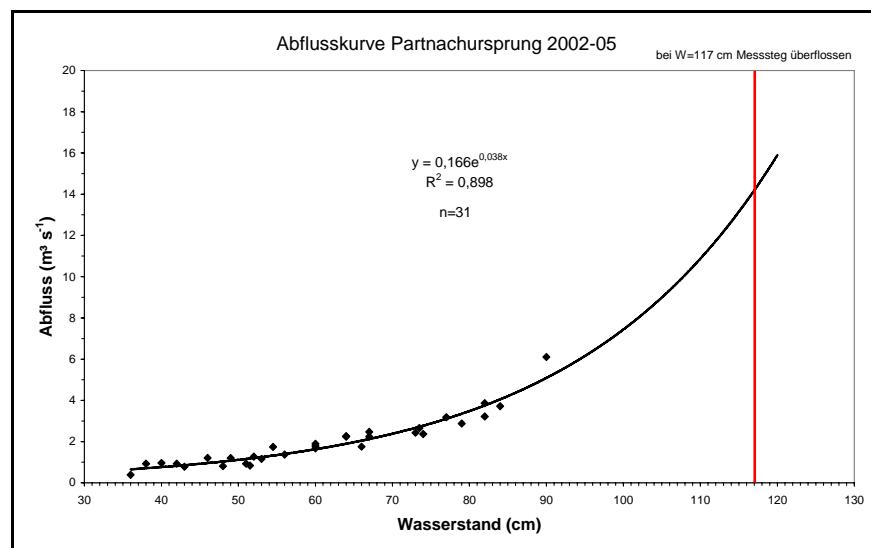
Anhang 6: Kalibrierreihen des Eosins und Uranins im Messbereich 1 (MB1) und Messbereich 2 (MB2)



Anhang 7: Abflussganglinien des Partnach-Ursprungs für die Jahre 2005 und 2006



Anhang 8: Wasserstands-Abfluss-Beziehung des Partnach-Ursprungs



Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

München, den 04. April 2007

Adelheid Rappl