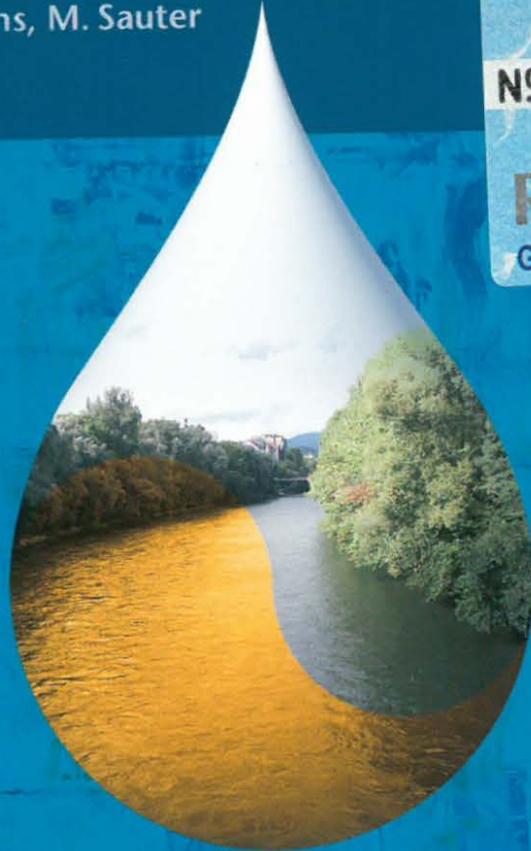


Chemische und thermische Reaktionen der Wässer von Karstquellen im Hochgebirge (Totes Gebirge, Österreich) auf Niederschlagsereignisse

Ch. Harlacher, T. Clemens, M. Sauter



№ 4202 

RegioKAT NEU
Grund- und Trinkwasserversorgung

Band 84 – Berichte der wasserwirtschaftlichen Planung – Graz, 2003

**Regional-
archiv**



Nr.: 30 202

Abt. Kehlen Mü.

26.1.05



Das Land
Steiermark

PS. 594, 42 84
HB. 968

D

Berichte der wasserwirtschaftlichen Planung

Band 84

**CHEMISCHE UND THERMISCHE REAKTIONEN
DER WÄSSER VON KARSTQUELLEN IM HOCHGEBIRGE
(TOTES GEBIRGE, ÖSTERREICH)
AUF NIEDERSCHLAGSEREIGNISSE**

Christof Harlacher

Torsten Clemens

Martin Sauter

**Amt der Steiermärkischen Landesregierung
Fachabteilung 19A – Wasserwirtschaftliche Planung und Hydrographie**

Graz 2003

VORWORT

Die Arbeit entstand 1997 im Rahmen einer Diplomarbeit am Geologischen Institut der Eberhard-Karls-Universität in Tübingen.

Für das Interesse an der Arbeit und die Möglichkeit, sie zu veröffentlichen, danke ich Herrn Univ.-Prof. Dr. Hilmar Zetinigg und Herrn Dr. Ralf Benischke.

Allen Personen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, sei an dieser Stelle gedankt. Univ.-Prof. Dr. Martin Sauter, Dr. Torsten Clemens, Dr. Pierre-Yves Jeannin, Sepp Steinberger, Dr. Schmeiß, Oberförstrat Sedlaczek, Pater Gotthard, Dr. Ellmayer, Familie Grill.

Besonderer Dank geht an alle beteiligten Höhlenforscher, ohne deren Unterstützung unter den oft extremen Bedingungen diese Arbeit nicht zustande gekommen wäre. „Glück tief“ an: Heidrun André, Richard Frank, Uwe Kalmbach, Uwe Krüger, Uwe Scherzer und Renate Schmidt.

Die Arbeit wurde unterstützt durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 275.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
VORWORT	2
1 EINFÜHRUNG	1
1.1 PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNG	1
1.2 STAND DER FORSCHUNG	1
2 THEORIE	3
2.1 CHEMISCHE GRUNDLAGEN DER KARBONATLÖSUNG.....	3
2.2 MODELLVORSTELLUNG KARST.....	4
3 DAS ARBEITSGEBIET	6
3.1 GEOGRAPHISCHE LAGE.....	6
3.2 TOPOGRAPHIE	8
3.3 VEGETATION	9
3.3.1 <i>Allgemeiner Überblick</i>	9
3.3.2 <i>Vegetationsgeschichte</i>	9
3.4 KLIMATISCHE VERHÄLTNISSE	9
3.5 GEOLOGISCHE SITUATION.....	11
3.5.1 <i>Tektonische Gliederung</i>	11
3.5.2 <i>Stratigraphie</i>	11
3.6 HYDROGEOLOGISCHE SITUATION	13
3.7 KARSTFORMEN UND VERKARSTUNG	14
3.7.1 <i>Der Exokarst</i>	14
3.7.2 <i>Der Endokarst</i>	15
3.8 DIE LANDSCHAFTSGESCHICHTE.....	15
4 VORGEHENSWEISE	17
4.1 EINFÜHRUNG.....	17
4.2 KLIMADATENERFASSUNG	17
4.2.1 <i>Einführung</i>	17
4.2.2 <i>Erfasste Parameter</i>	17
4.2.2.1 <i>Niederschlag</i>	17
4.2.2.2 <i>Lufttemperatur</i>	18
4.2.2.3 <i>Luftfeuchtigkeit</i>	18
4.3 ERFASSUNG HYDROLOGISCHER UND HYDROGEOCHEMISCHER DATEN	18
4.3.1 <i>Einführung</i>	18
4.3.2 <i>Datenloggeraufzeichnungen</i>	18
4.3.2.1 <i>Allgemeines</i>	18
4.3.2.2 <i>Wassertemperatur</i>	19
4.3.2.3 <i>Leitfähigkeit</i>	19
4.3.2.4 <i>Schüttung / Wasserstand</i>	20
4.3.3 <i>Wasserprobennahme</i>	20
4.3.4 <i>Hydrogenkarbonatbestimmung</i>	20
4.3.5 <i>Analytik</i>	21
4.3.6 <i>SI_{Kalzium}- und P_{CO2}- Bestimmung</i>	21
4.4 CO ₂ MESSUNGEN	21
4.5 LUFTEMPERATUR IN DEN HÖHLEN.....	21
4.6 MESSSTELLENAUSWAHL	21
4.6.1 <i>Allgemein</i>	21
4.6.2 <i>Die Quellen und der Epikarst auf dem Plateau</i>	21
4.6.3 <i>Messstellen in den Höhlen</i>	22
4.6.3.1 <i>Allgemeines</i>	22
4.6.3.2 <i>Die Altherrenhöhle (Kataster-Nr. 1627/3)</i>	22
4.6.3.3 <i>Die Dellerklapfhöhle (Kataster-Nr. 1627/34)</i>	23
4.6.4 <i>Die Karstquellen</i>	23
4.6.4.1 <i>Karstquellen am Südrand des Plateaus</i>	23
4.6.4.2 <i>Karstquellen am Nordrand des Plateaus</i>	24

5	ERGEBNISSE UND DISKUSSION	25
5.1	WETTERDATEN	25
5.1.1	Einleitung	25
5.1.2	Niederschlag und Lufttemperatur	25
	Evapotranspiration	26
5.2	GRUNDWASSERNEUBILDUNG	27
5.3	LUFTTEMPERATUR IN DEN HÖHLEN	27
5.4	P _{CO2} -MESSUNGEN DER HÖHLENLUFT	28
5.5	CHEMISCHE UND PHYSIKALISCHE PARAMETER DER KARSTWÄSSER	29
5.5.1	Einleitung	29
5.5.2	Zusammensetzung der Karstgrundwässer unter Normalwasserbedingungen	30
5.5.2.1	Teilsystem 1: Quellen und Schwinden auf dem Hochplateau	30
5.5.2.1.1	Einleitung	30
5.5.2.1.2	Charakterisierung der Quellen und Schwinden	30
5.5.2.1.3	Zusammenfassung	32
5.5.2.2	Teilsystem 2: Die Höhlenwässer in der vadosen Zone	33
5.5.2.2.1	Einleitung	33
5.5.2.2.2	Die Altherrenhöhle (80 m unter GOK)	34
5.5.2.2.3	Die Dellerklapfhöhle (220 m unter GOK)	34
5.5.2.2.4	Zusammenfassung	35
5.5.2.3	Teilsystem 3: Die Karstquellen	36
5.5.2.3.1	Einleitung	36
5.5.2.3.2	Die Zimitzquelle am Südrand des Karstmassivs	37
5.5.2.3.3	Nesselalbachquelle	37
5.5.2.3.4	Weisseneckbachquelle	37
5.5.2.3.5	Die Wallerquellen am Almsee	38
5.5.2.3.6	Zusammenfassung	38
5.5.2.4	Zusammenhang der Teilsysteme	39
5.5.3	Zusammensetzung der Karstwässer unter Hochwasserbedingungen	42
5.5.3.1	Einleitung	42
5.5.3.2	Die vadosen Zone	42
5.5.3.2.1	Loggeraufzeichnungen in der Altherrenhöhle	42
5.5.3.2.2	Hochwasserbeprobung in der Altherrenhöhle am 2.8.1996	44
5.5.3.2.3	Loggeraufzeichnungen in der Dellerklapfhöhle	46
5.5.3.2.4	Hochwasserbeprobung in der Dellerklapfhöhle am 24.7.1996	48
5.5.3.2.5	Zusammenfassung und Interpretation der Hochwasserereignisse in den Höhlen der vadosen Zone	49
5.5.3.3	Die phreatische Zone	51
5.5.3.3.1	Loggeraufzeichnungen an der Zimitzquelle	51
5.5.3.3.2	Hochwasserbeprobung an der Zimitzquelle am 4., 5. und 6.9.1996	53
5.5.3.3.3	Loggeraufzeichnungen an der Weisseneckbachquelle	54
5.5.3.3.4	Die Nesselbachtalquelle	56
5.5.3.3.5	Loggeraufzeichnungen an den Wallerquellen am Almsee	56
5.5.4	Zusammenfassung und Interpretation der Hochwasserereignisse an den Karstquellen in Zusammenhang mit dem Epikarst und der vadosen Zone	57
5.6	DER KARSTWASSERSPEICHER	60
5.6.1	Einleitung	60
5.6.2	Die ungesättigte Zone	60
5.6.2.1	Der Epikarstspeicher	60
5.6.2.2	Die vadosen Zone	61
5.6.3	Die phreatische Zone	62
5.6.4	Zusammenfassung	63
5.7	QUANTITATIVE BETRACHTUNGEN	63
5.7.1	Einleitung	63
5.7.2	Trennung von Baseflow und Peakflow	63
5.7.3	Bestimmung des Einzugsgebiets der Zimitzquelle	65
5.7.4	Massenbilanz zum Kalkaustrag aus dem Untersuchungsgebiet	68
6	ZUSAMMENFASSUNG	69
7	LITERATURVERZEICHNIS	71

Anhang 1: Chemische Analysen

Anhang 2: Bildtafeln

1 EINFÜHRUNG

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Die Entstehung von Karstsystemen wird gesteuert durch das Zusammenspiel vieler sich gegenseitig beeinflussender Faktoren. Die Zusammensetzung des Karbonatgesteins, die tektonische Beanspruchung, die klimatischen Verhältnisse, die Vegetation und die Landschaftsgeschichte bestimmen Entstehen, Geschwindigkeit und Ausmaß der Verkarstung. Die zentrale Frage, die sich bei der Entstehung von Karstsystemen stellt, ist jedoch die nach der räumlichen Verteilung der Kalklösung.

Über die räumliche und zeitliche Verteilung der Kalklösung im alpinen Karst ist bisher wenig bekannt. Speziell im alpinen Karst ist die Grundlage an hydrogeochemischen Daten sehr klein. Viele grundlegende Fragen zur Karstgenese stehen noch offen, wie z.B.: wie verändern sich die chemischen und physikalischen Parameter des Wassers auf dem Weg von der Oberfläche durch den Epikarst, durch die vadosen Zone in die phreatische Zone? Wie verändern sich die Parameter nach Niederschlagsereignissen? Ist der alpine Karst wie der Mittelgebirgskarst in drei Zonen (Epikarst, vadosen Zone, phreatische Zone) zu untergliedern?

Das Ziel der Untersuchungen war es, die Verteilung der Kalklösung in einem alpinen Karstsystem qualitativ zu erfassen. Wasserproben von Schwinden auf der Karsthochfläche, aus Gerinnen in verschiedenen Tiefen in den Höhlen und von Karstquellen bieten die Möglichkeit, die chemischen und physikalischen Veränderungen des Wassers auf dem Weg durch die einzelnen Zonen zu erfassen. Um die zeitlichen Veränderungen zu registrieren, wurden Datenlogger installiert, die kontinuierlich Wasserstand, elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur aufzeichneten. Datenloggeraufzeichnungen liegen aus unterschiedlichen Niveaus aus Höhlen und von zwei Karstquellen vor.

Höhlen in der mehrere 100 m mächtigen vadosen Zone bieten einen direkten Zugang zu einem wichtigen Bereich des Entwässerungssystems des alpinen Karstes. Die Untersuchung sollte zudem Vergleichsdaten zum besser untersuchten Mittelgebirgskarst liefern. Desweiteren sollten die Daten auch Eingangsparameter für die Modellierung von Verkarstungsprozessen liefern.

1.2 Stand der Forschung

Die Karstforschung ist ein Forschungsbereich, in dem sich Geologie, Geographie, Urgeschichte und Höhlenforschung begegnen (TRIMMEL 1968). Die wissenschaftliche Untersuchung des Phänomens „Karst“ begann gegen Ende des 19. Jahrhunderts.

CVIJC (1893) gilt neben MARTEL (1910) als Begründer der modernen Karstforschung. Er erkannte und beschrieb erstmals das Entstehen von Dolinen als Resultat von Lösungsvorgängen im Untergrund. Er übertrug die von HUTTON (1795) untersuchte Löslichkeit von Kalkstein durch kohlenstoffsaures Wasser auf den Karst. Die Karsthydrologie wurde von GRUND (1903) und KATZER (1909) sehr kontrovers diskutiert. GRUND (1903) ging von einem zusammenhängenden Karstwasserbereich aus, während KATZER (1909) und MARTEL (1910) einzelne, voneinander unabhängige Flüsse im Untergrund vermuteten. MARTEL stützte seine Theorie auf Untersuchungen in Höhlen des Karstes der Causses, wo er große unterirdische Flüsse entdeckte. CVIJC (1918) griff das Modell der voneinander unabhängigen Höhlenflüsse auf und nahm eine Dreiteilung in trockene, Übergangs- und gesättigte Zone vor. Er brachte erstmals den Aspekt der Karstentwicklung hervor, als er vermutete, daß die trockene Zone sich im Laufe der Zeit in die Tiefe entwickelt. LEHMANN (1932) erkannte die hydraulischen Verbindungen einzelner Spalten als Grundvoraussetzung, um Fließvorgänge zu ermöglichen. JAKUCS (1959) führte Untersuchungen durch, deren

Methode in den folgenden Jahren von ASHTON (1966), SHUSTER & WHITE (1971), TERNAN (1972) und MEIMAN & EWERS (1988) aufgegriffen wurde, und auch heute noch angewendet wird. Er schloß aus dem Verlauf der chemischen und physikalischen Parameter von Karstquellen auf Charakteristika des dahinterliegenden Karstsystems. Er ordnete die Schüttungsimpulse im Verlauf eines Hochwassers einer neuen Hochwasserwelle aus anderen Höhlenzuflüssen zu.

In den 60er Jahren wurde der alpine Karst von ZÖTL (1961) genauer untersucht. Die bei Tracerversuchen im Toten Gebirges festgestellten radialen Abflußbahnen standen im Widerspruch zur Theorie der unabhängigen unterirdischen Flüsse. Gleichzeitig wurden sehr direkte Verbindungen nachgewiesen, bei denen der Austritt des Triftguts hauptsächlich an einer einzigen Quelle beobachtet wurde. ZÖTL (1961) gelangte zur Ansicht, daß es sich bei Karstaquiferen um in Zusammenhang stehende Systeme aus linearen Abflußbahnen und einheitlichem Karstkörper handelt. Auf JAKUCS' Prinzip aufbauend versuchten SHUSTER & WHITE (1971), TERNAN (1972) und JACOBSEN & LANGMUIR (1974) Quellen nach ihrem Schüttungsverhalten zu klassifizieren. Sie führten die Begriffe „diffuse flow“ und „conduit flow“ ein, eine Unterteilung in geringdurchlässiges Feinkluftsystem und hochdurchlässiges Röhrensystem. Die hydraulische Interaktion zwischen Feinkluft- und Röhrensystem wurde von ATKINSON (1973) erkannt, was eine differenziertere Betrachtung der Leerlaufkurven der Karstquellen erlaubte.

Eine weitere wesentliche Neuerung in der Modellvorstellung des Karsts erfolgte durch die Festlegung und Entdeckung der subkutanen Zone durch WILLIAMS (1983). Die genaue Analyse von Schüttungs- und Tropfwasseränderungen in Höhlen führte ihn zu dem Schluß, daß in der obersten Zone des Karstsystems ein großer Speicher vorhanden sein muß. Die oberste Zone des Karstes, einschließlich der Bodenzone auch als Epikarst bezeichnet, wurde von GUNN (1981, 1983) und SMART & FRIEDRICH (1986) in ihrer Funktion als Steuerung des Zuflusses in den Karst genau untersucht. Dabei konnte eine Differenzierung unterschiedlicher Fließkomponenten vorgenommen werden. GUNN (1983) ermittelte einen hauptsächlich vom „conduit flow“ dominierten Zufluß. Die Unterscheidung der Quellen in „diffuse Quellen“ und „conduit Quellen“ anhand der Veränderungen der chemischen Parameter wurde von SCANLON & THRAILKILL (1987) weiter differenziert. Sie zeigten, daß die Geometrie und Eigenschaften der Einzugsgebiete eine wichtige Rolle in der hydrogeochemischen Entwicklung spielen. Lange Fließpfade in Röhrensystemen („conduit systems“) ergaben gleiche chemische Zusammensetzungen wie kurze Fließpfade in von Feinklüften dominierten Systemen („diffuse systems“). Die Abhängigkeit der Veränderung der Wassertemperatur mit der Tiefe und der Jahreszeit im Karst wurde von ROY & BENDERITTER (1988) und JEANNIN (1990) untersucht, wobei die atmosphärischen Einflüsse deutlich wurden. JEANNIN (1990) konnte einen direkten Zusammenhang zwischen der Wassertemperatur auf unterschiedlichen Niveaus in Höhlen und der Jahresdurchschnittslufttemperatur auf gleicher Seehöhe nachweisen: Das bedeutet, daß durch die Karstmassive Isothermen verlaufen. Neueste Karststudien versuchen durch hochauflösende Messungen von physikalischen Parametern noch weitergehende Aussagen über Geometrie und Hohlraumvolumen von Karstsystemen zu machen (RENNER 1996, JEANNIN 1997, REICHERTER 1997). Numerische Modelle von TEUTSCH (1988) und SAUTER (1992) simulierten hydrologische Eigenschaften des Karstes, DREYBRODT (1990a, 1990b) und CLEMENS (1997) entwickelten numerische Modelle zur Simulation der Karstgenese.

Die chemischen Prozesse, die Verkarstung steuern, wurden früh erkannt. Unbeantwortet blieb lange die Frage, wie die tiefen Karstsysteme entstehen konnten, da Wasser in bezug auf Kalzit schon nach kurzer Fließstrecke gesättigt ist. BÖGLI (1964) fand eine Erklärung im Prozeß der Mischungskorrosion. Durch den nicht-linearen Verlauf der Ca^{++} -Gleichgewichtskonzentration mit dem P_{CO_2} entsteht durch Mischung zweier bezüglich Kalzit gesättigter Wässer mit unterschiedlicher Konzentration neue Lösungskapazität. Diese neue Untersättigung kann in allen Bereichen des Karstes vorkommen und ermöglicht Verkarstung auch in den tiefphreatischen Bereichen. SWEETING (1960) stellte eine Abhängigkeit der Kalkaggressivität des Wassers von der Art der Vegetation fest. Die verstärkte biologische Aktivität im Boden wärmerer Klimate bewirkt einen höheren initialen P_{CO_2} , der die geringere Löslichkeit von CO_2 im Wasser bei höheren Temperaturen nicht nur ausgleicht, sondern übertrifft. Sie widerlegt die von CORBEL (1959) gemachten Annahmen, daß arktische Gebiete die höchsten Kalkabtragungsraten aufweisen. Die Abhängigkeit des Chemismus von jahreszeitlichen Schwankungen wurde von DRAKE (1980, 1983) untersucht. ATKINSON (1977) stellte in Karstquellen einen höheren P_{CO_2} als in Böden fest. WOOD (1985) erhielt ähnliche Ergebnisse aus Höhlenbächen. ATKINSON (1977) und WOOD (1985) stellten fest, daß in den tiefen Bereichen der vadosen und phreatischen Zone eine zusätzliche Quelle von CO_2 sein muß. Als Quelle für CO_2 nahmen sie die Oxidation von eingeschwemmtem, organischem Material an. Damit war neben der Mischungskorrosion ein zweiter Weg gefunden, der die Entwicklung von tiefen Karstsystemen erklären half. DREYBRODT (1990a, 1990b) untersuchte die Kinetik der Kalklösung und konnte verschiedene Ordnungen der Kinetik unterscheiden. Die Kinetik erster Ordnung ist bereits nach kurzer Zeit erschöpft, die Kinetik vierter Ordnung löst sehr langsam und kann somit auch in tieferen Bereichen des Karstes lösen.

2 THEORIE

2.1 Chemische Grundlagen der Karbonatlösung

Der Verkarstungsprozeß beruht auf der chemischen Löslichkeit von Karbonatgesteinen durch kohlen-saures Wasser:



Die Gleichgewichtskonstanten der einzelnen Dissoziationsschritte sind temperaturabhängig und wurden von PLUMMER & BUSENBERG (1982) bestimmt.

Ein wichtiger Aspekt bei der Untersuchung von Karstwasser ist die Frage nach der Sättigung bezüglich Kalzit. Dies erfolgt durch eine Berechnung der Ca^{++} -Gleichgewichtskonzentration und dem Vergleich mit den gemessenen Konzentrationen.



Für Karstwässer mit geringeren Konzentrationen an Mg^{++} - oder Alkaliionen gilt die vereinfachende Annahme, daß $2\text{mCa}^{++} = \text{mHCO}_3^-$, da im pH-Wertbereich <10 und >6 die Konzentrationen von mCO_3^- , mOH^- und mH^+ gegenüber mCa^{++} und mHCO_3^- vernachlässigbar gering sind.

Nach Umstellung der Massenwirkungsgleichung ergibt sich für die Ca^{++} -Gleichgewichtskonzentration:

$$[\text{Ca}^{++}]^3 = \text{P}_{\text{CO}_2} ((\text{K}_1\text{K}_c\text{K}_H)/(4\text{K}_2 \gamma_{\text{HCO}_3^-} \gamma_{\text{Ca}^{++}}))$$

Die Gleichung gilt für offene Systeme. Im offenen System, in dem während der Karbonatlösung das verbrauchte CO_2 ersetzt werden kann, hängt die Ca^{++} -Gleichgewichtskonzentration direkt vom P_{CO_2} der Luft ab. Im geschlossenen System wird das

verbrauchte CO_2 nicht ersetzt. Die Ca^{++} - Gleichgewichtskonzentration wird daher schneller erreicht und hängt vom initialen P_{CO_2} ab, mit dem das Wasser einmal equilibrierte.

Der Sättigungsindex SI ist eine Größe, die beschreibt, ob ein Wasser in bezug auf eine bestimmte Mineralphase unter- oder übersättigt ist. Negative Werte bedeuten Untersättigung, Null bedeutet Sättigung und ein Wert >0 Übersättigung. Der SI ist definiert als der Quotient aus dem Ionenaktivitätsprodukt (K_{IAP}) und dem Löslichkeitsprodukt (K_{Sp}) einer Mineralphase:

$$\text{SI} = \log (\text{K}_{\text{IAP}} / \text{K}_{\text{Sp}})$$

Ausgedrückt mit den gemessenen Größen ergibt sich für den $\text{SI}_{\text{Kalzit}}$:

$$\text{SI}_{\text{Kalzit}} = \log [(a_{\text{Ca}^{++}} a_{\text{HCO}_3^-} K_2) / (a_{\text{H}^+} K_c)]$$

Das zur Kohlensäurebildung notwendige CO_2 stammt aus der Atmosphäre, dem Boden und dem Zerfall organischen Materials in den tieferen Zonen des Karstes. Der P_{CO_2} der Atmosphäre beträgt im Durchschnitt 0.00035 atm (0.035 Vol%). Der Boden- P_{CO_2} kann bis zu 10 % betragen, das Hundertfache des atmosphärischen P_{CO_2} . Er bildet daher die Hauptquelle für das CO_2 . Aus der chemischen Zusammensetzung des Wassers kann der P_{CO_2} berechnet werden, mit dem das Wasser im Gleichgewicht steht:

$$\text{P}_{\text{CO}_2} = (a_{\text{H}^+} a_{\text{HCO}_3^-}) / (K_H K_1)$$

Die chemischen Grundprozesse der Lösung von Kalk werden zusammenfassend und ausführlich in DREYBRODT (1988), WHITE (1988) und FORD & WILLIAMS (1989) beschrieben.

2.2 Modellvorstellung Karst

Die Forschung der letzten Jahrzehnte führte zu einem Karstmodell, das die beobachteten, gemessenen und berechneten Eigenschaften des Karstes zum größten Teil stimmig in einem Modell vereinigt.

Der Karst wird in drei Zonen unterteilt, die sich hauptsächlich durch Speichereigenschaften und Lage zum Karstwasserspiegel unterscheiden (siehe Abb. 2.1).

Der Epikarst umfaßt je nach Gebiet wenige Meter bis ca. zehn Meter des obersten Bereiches des Karstes, die Bodenzone eingeschlossen. Der Großteil der Lösungskapazität des Wassers wird im Epikarst aufgebraucht. Intensive Lösung führt zu einer Erweiterung der Klüfte und Spalten in dieser Zone. Die erweiterten Klüfte und die Bodenporosität ergeben einen Speicher mit großer Kapazität, der große Mengen an Wasser aufnimmt und über einen langen Zeitraum speichern kann. Nach Niederschlägen erfolgt zunächst das Auffüllen des Epikarstspeichers und anschließend lateraler Abfluß zu Bereichen mit guter hydraulischer Anknüpfung an die vadosose Zone, z.B. Dolinen und Schächte. Aufgrund der guten Speichereigenschaften und des hohen Retentionsvermögens erfolgt im Epikarst Temperaturangleichung des Wassers an das Gestein.

Unter dem Epikarst folgt die vadosose Zone, die ungesättigt ist und sich bis zum Karstwasserspiegel erstreckt. Die Karstformen reichen von den korrosiv noch kaum erweiterten Feinkluftsystemen bis zu den großen, für Menschen befahrbaren Karströhren, den Höhlen. Die Entwässerung der vadosen Zone erfolgt in einem System von Feinklüften, Großklüften, Kleinröhren und Großröhren, wobei die nächstgrößere Kategorie von Abflußbahn der kleineren als Vorfluter dient.

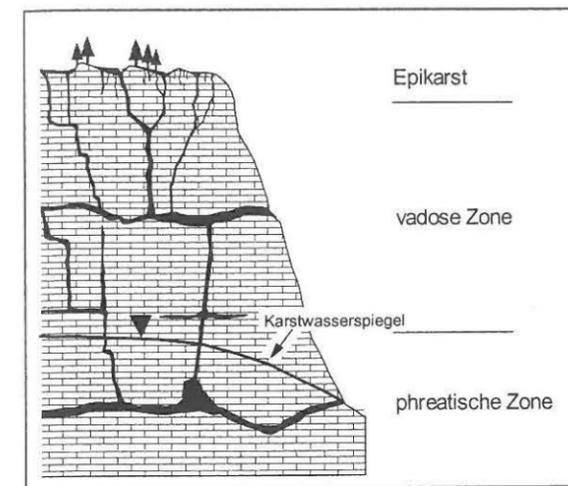


Abb. 2.1: Die Unterteilung des Karstes in drei Zonen nach der heutigen Modellvorstellung.

Die phreatische oder gesättigte Zone ist der Bereich des Karstes, der unter dem Karstwasserspiegel liegt. Der Begriff „Karstwasserspiegel“ kann jedoch sehr unterschiedlich definiert sein (SWEETING 1972, QUINLAN & RAY 1981, ZÖTL 1961), da sein Druckspiegel zwischen Röhrensystem und Feinkluftsystem des Karstes stark variieren kann. In verschiedenen Höhlen eines alpinen Karstgebietes wird oft auf gleichem Niveau ein Niedrigwasserspiegel

angetroffen. Dieser Wasserspiegel des „conduit systems“ soll hier als Karstwasserspiegel definiert sein.

Die Größendimensionen der phreatischen und der vadosen Zone sind ähnlich. Je nach Karstgenese erstrecken sich diese Zonen bis mehrere hundert Meter unter die Karstwasseroberfläche. In der phreatischen Zone kann Wasser in großen Mengen transportiert werden, die Wassertemperatur wird wie schon in der vadosen Zone an einen thermischen Gradienten angepaßt.

Die oben genannte Einteilung wird auch im alpinen Karst vermutet. Ein deutlicher Unterschied im Vergleich zum Mittelgebirgskarst, in dem die Modellvorstellung entwickelt wurde, ist die Verteilung der Zonen. Die vadosose Zone des alpinen Karstes kann über 1000 m mächtig werden, beträgt also das Vielfache der des Mittelgebirgskarstes.

3 DAS ARBEITSGEBIET

3.1 Geographische Lage

Das Tote Gebirge liegt im Grenzgebiet zwischen Oberösterreich und der Steiermark ca. 60 km östlich von Salzburg. Geologisch zählt es zu den Nördlichen Kalkalpen. Die Ost-West-Erstreckung reicht von der Ebenseer Traun bis zum Pyhrnpaß, die Nord-Süd-Erstreckung von der Linie Ebensee-Offensee-Almsee im Norden bis Bad Ausee und Bad Mitterndorf im Süden. Von Südwesten durchtrennen der Grundlsee und die Grundlseeer Traun die Plateaufläche (siehe Abb. 3.1 und Abb. 3.2).

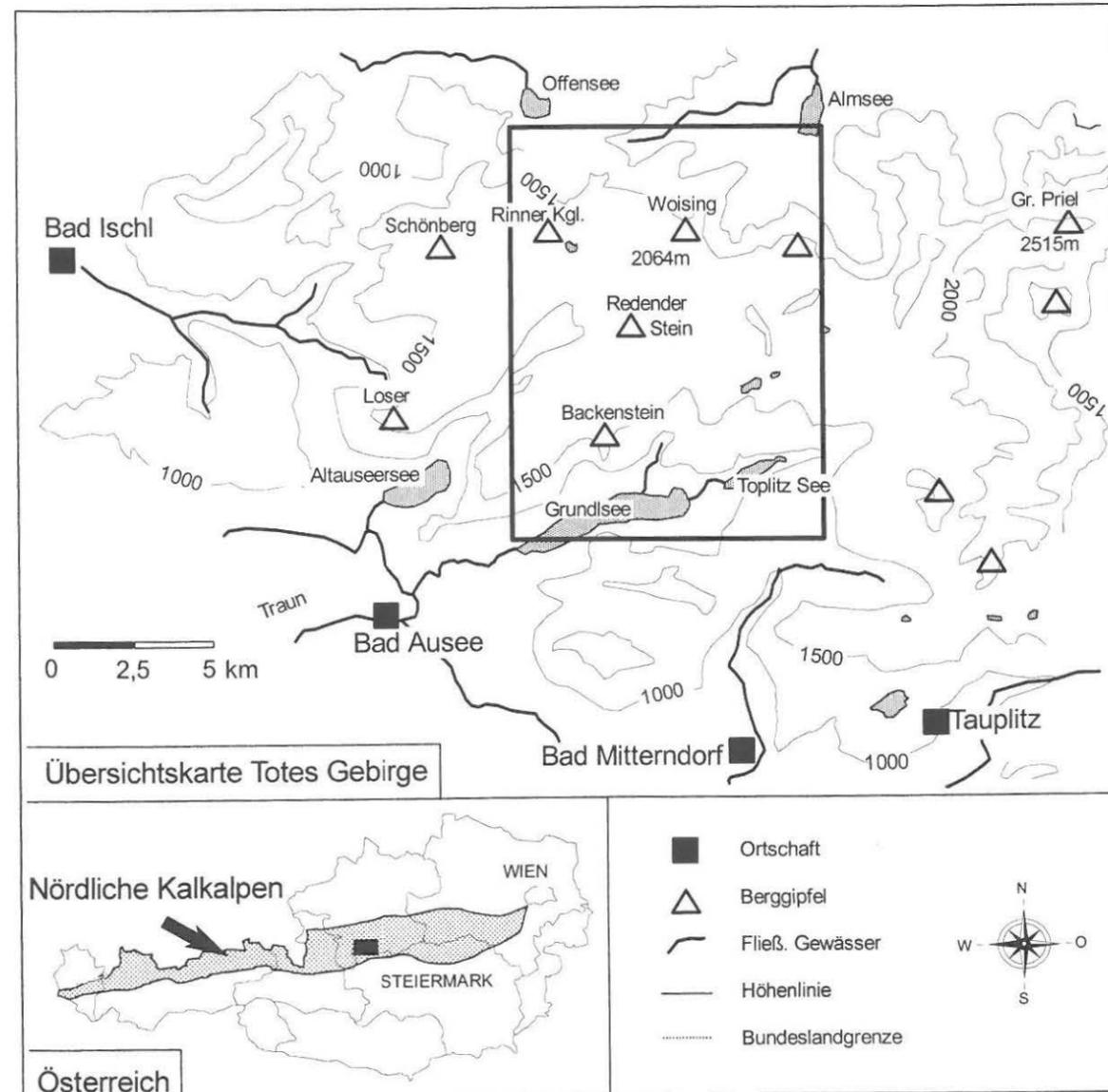


Abb. 3.1: Die Lage des Arbeitsgebietes (Karte abgeändert nach PFARR & STUMMER 1988).

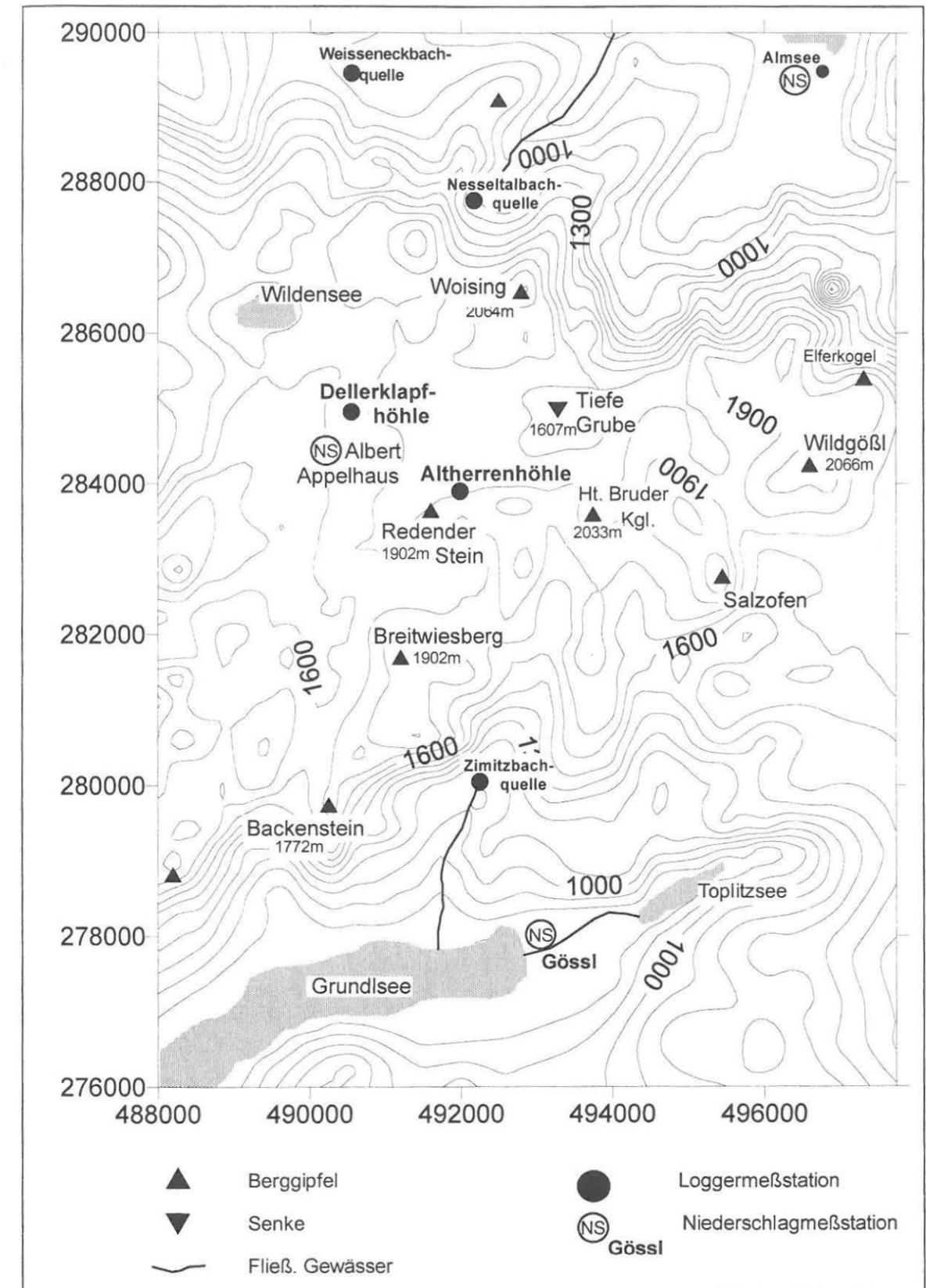


Abb. 3.2: Topographische Karte des Arbeitsgebietes. Die Loggermeßstellen sind fett gekennzeichnet. Die Zahlen geben Gauß-Krüger-Koordinaten an.

Das Untersuchungsgebiet befindet sich auf dem Kartenblatt 97, Bad Mitterndorf, der ÖK 25 V. Die Meßstellen liegen in einem Rahmen, der von Almsee, Wildgöbl, Lahngangsee, Göbl am Grundlsee, dem Ort Gaiswinkel, der Wildenseealm und der Quelle des Weisseneckbaches gebildet wird:

Nordgrenze	=	2 90.000
Südgrenze	=	2 78.000
Westgrenze	=	4 90.000
Ostgrenze	=	4 97.000

Angaben in Gauß-Krüger Koordinaten.

3.2 Topographie

Geomorphologisch mit karstmorphologischen Schwerpunkten wurde das Tote Gebirge bereits in mehreren Arbeiten behandelt. SEEFELDNER (1933) und WICHE (1952) untersuchten die Salzburger Alpen mit Schwerpunkt auf Korrelation von Verebnungsflächen mit Karstniveaus. GRAF (1972, 1978) bearbeitete den Karstformenschatz im östlichen Toten Gebirge, KUFFNER (1994) verglich Altflächen und Höhlenniveaus im westlichen Toten Gebirge. Der mittlere Teil, in dem dieses Arbeitsgebiet liegt, wurde geomorphologisch noch nicht genauer betrachtet.

Das Tote Gebirge bildet ein für den Ostteil der Nördlichen Kalkalpen typisches alpines Karsthochplateau, das im Norden und Süden des Arbeitsgebietes von steilen bis zu 1000 m tiefen Abbrüchen begrenzt wird. Die Plateauhöhe reicht von 1600 m bis 2000 m Seehöhe. Die Hochfläche weist die für alpine Karstgebiete typischen Merkmale wie Wasserarmut, spärliche Vegetation und rauhes Klima auf. Das Landschaftsbild ist durch Nordost-Südwest verlaufende Karstgassen geprägt. Die weite Hochebene mit sanfter Morphologie und einzelnen, aufgesetzt wirkenden Bergen, dominiert das Großrelief. Im Kleinen bilden Karstgassen, Dolinen, Verebnungsflächen, Karrenfelder und Kare ein abwechslungsreiches, unruhiges und schwer zu erkundendes Kleinrelief (Bild 1 in Anhang 2).

Wiesenflächen, die in Karstgassen und auf wasserstauenden Schichten vorkommen, werden in den Sommermonaten almwirtschaftlich genutzt.

Der glaziale Formenschatz auf der Hochfläche ist schwierig zu erkennen, da er nacheiszeitlich von Boden- und Vegetationsbedeckung und Verkarstungsvorgängen stark überprägt wurde (KUFFNER 1994). Katzenmoos, Breitwiesalm und Schowodinkar weisen typischen Karformen auf: die halbkreisförmige Karrückwand und den übertieften Wannboden. Schichttreppen und Schichtrippen, von BÖGLI (1964) als glazial geprägter Karsttypus beschrieben, treten großflächig vor allem in der nördlichen Hälfte des Arbeitsgebietes auf.

Die Steilabstürze am Nord- und Südrand des Plateaus werden von massiven Felswänden gebildet. Am Fuße des Plateaus liegen im Süden auf 708 m Seehöhe der Grundlsee, im Norden auf 589 m Seehöhe der Almsee. Ersterer wird durch einen Endmoränenwall aufgestaut, letzterer durch einen Wall aus Bergsturzsutt (ABELE 1970).

3.3 Vegetation

3.3.1 ALLGEMEINER ÜBERBLICK

Ein wichtiger Faktor, der die Intensität und die Geschwindigkeit der Karstentwicklung mitbestimmt, ist die Vegetation, da sie bzw. der Boden Hauptlieferant für das CO₂ ist. Klimatische Verhältnisse, Wasserarmut und Höhenlage verhindern das Entstehen mächtiger Bodendecken. Bis ca. 1700 m Seehöhe hat sich stellenweise ein schütterer Lärchen- und Kiefernwald ausgebildet. Oberhalb 1700 m Seehöhe beherrschen flachwachsende Latschenkiefern das Bild (ELLMAUER 1994). In den Mulden der Karstgassen kommt es durch Einschwemmung zur Ansammlung von Boden und somit auch zur Wiesenbildung. Wiesenflächen trifft man auch auf den hangbildenden wasserstauenden Gesteinen der Oberalmer Schichten an. In den Karwannen haben sich sumpfige, moorige Wiesen entwickelt, die in dieser Region mit der Endung „moos“ bezeichnet werden, z. B. Katzenmoos, Hüttenmoos. Nord- und Südabhang des Toten Gebirges werden forstwirtschaftlich bis auf ca. 1200 m Seehöhe genutzt.

3.3.2 VEGETATIONSGESCHICHTE

Die Entwicklung der spät- und nacheiszeitlichen Vegetation im Salzkammergut wurde von SCHMIDT (1981) anhand palynologischer Untersuchungen von Moor- und Seeprofilen rekonstruiert.

Im Spätglazial vor ca. 12.500 a, begann die Besiedlung der Kalkalpen mit Wacholdergewächsen (*Juniperus*), sukzessive gefolgt von Kiefergewächsen, hauptsächlich *Pinus mugo* und *Pinus cembra*, die auch heute noch die Waldgrenze in den Nördlichen Kalkhochalpen bilden. Im älteren Postglazial drangen in den Tallagen Fichten- und Mischwälder vor, in den Kalkhochalpen gesellte sich die Lärche zu den Kiefer- und Wacholdergewächsen. Als erster Anzeiger anthropogenen Einflusses trat im Subboreal erstmals die Hainbuche auf.

Aus den Untersuchungen geht hervor, daß die Vegetationsentwicklung vor ca. 13 000 Jahren auf der Hochfläche der Nördlichen Kalkalpen begann und sich nach und nach Boden und Vegetation gegenseitig bedingend vermehrten. Eine weitergehende Waldentwicklung wurde erst durch menschliche Rodungsaktivitäten gehemmt und auf die heutigen Ausmaße reduziert (ELLMAUER 1994).

3.4 Klimatische Verhältnisse

Da die klimatischen Verhältnisse die Karstentwicklung wesentlich beeinflussen, wird hier kurz auf die heutigen klimatischen Bedingungen im Toten Gebirge eingegangen. Die ermittelten hydrogeologischen und hydrogeochemischen Parameter stehen in engem Zusammenhang mit den Niederschlags- und Temperaturwerten. Die heutigen Verhältnisse können jedoch keineswegs auf frühere Zeitepochen übertragen werden, was bei Fragen zur Karstgenese zu beachten ist.

Die Lage des Toten Gebirges am Nordrand der Alpen bewirkt ein Klima, das von der Staulage bei Nord- und Nordwestwinden dominiert wird. Die Niederschlagsmengen nehmen von Nordwesten nach Süden und Osten hin ab. Die niederschlagsreichsten Monate sind Juni, Juli und August. Während dieser Monate treten periodenweise täglich Gewitter mit Starkregen auf. Zudem zählt das Gebiet zu den schneereichsten Österreichs. Die Schneedecke reicht meist von November bis April und hält sich ca. 2 Wochen länger als im gesamtösterreichischen Durchschnitt (STEINHAUSER 1967).

Meteorologische Beobachtungsstationen gibt es wie in den meisten Hochgebirgsregionen selten. Aus den Jahren 1954 - 1958 stehen Wetterdaten vom Albert-Appel-Haus auf 1638 m Seehöhe zur Verfügung. Weitere Stationen sind auf dem Plateau das Hollhaus auf der Tauplitzalm (1621 m) und in der weiteren Umgebung die Station am Feuerkogel (1598 m). Meßstationen im Tal ergänzen das Meßnetz, erlauben jedoch nur sehr ungenaue Korrelationen zu Niederschlagsmengen auf dem Hochplateau. Die Stationsdaten ermöglichen eine mittelfristige Berechnung der Niederschlagsmenge, sind jedoch für die Abschätzung von Reaktionszeiten der Quellen auf Niederschläge unbrauchbar. Im Rahmen dieser Arbeit wurden Niederschläge automatisch mit stündlicher Auflösung erfaßt, um die Reaktionszeiten der Quellen möglichst genau zu bestimmen.

Zur Berechnung der Evapotranspiration in den Sommermonaten wurden Daten aus einer Arbeit von ABEL (1970) übernommen, der im klimatisch und morphologisch ähnlichen Dachsteingebiet Klima und Wasserhaushalt untersuchte. ABEL (1970) bezifferte die Evapotranspiration mit 38% des Gesamtniederschlags. Aufgrund der hohen Niederschlags-häufigkeit und der hohen Bodenfeuchte nahm er an, daß die Werte der aktuellen Verdunstung die der potentiellen fast erreichen. Für das Tote Gebirge ergibt sich für die Sommermonate Juli, August und September eine Grundwasserneubildung von ca. 500 mm. Die jährliche Gesamtverdunstung in den Oberösterreichischen Kalkalpen beläuft sich nach SCHMEIB (1996) auf ca. 350 mm. Gerechnet mit einer jährlichen Niederschlagsmenge von 2238 mm ergibt sich nach ABEL (1970) eine durchschnittliche jährliche Grundwasserneubildung von 1387 mm (nach SCHMEIB 1888 mm) im Bereich des mittleren Plateaubereichs. Nach ABEL (1970) verdunsten bereits in den Sommermonaten annähernd 300 mm, was mit den Daten von SCHMEIB (1996) nicht in Einklang zu bringen ist.

Tab. 3.1: Monatliche Niederschlagsmengen ausgewählter Meßstationen in mm/a im Bereich des Arbeitsgebietes (abgeändert nach KUFFNER 1994).

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahresdurchschnitt
Bad Ischl 469 m	120	115	108	124	150	188	242	202	134	119	106	111	1719
Almsee 589 m	121	112	102	125	148	184	228	194	133	114	102	105	1668
Bad Ausee 659 m	99	75	93	133	113	181	190	134	109	89	137	113	1466
Gössl 710 m	90	70	74	97	99	206	191	146	106	85	123	142	1429
Altausee 850 m	175	110	135	173	141	248	234	173	140	110	170	195	2004
Hollhaus 1621 m	113	82	80	113	144	184	233	187	140	113	98	107	1594
Appelhaus 1638m	132	147	138	198	136	234	365	243	197	176	88	185	2238

3.5 Geologische Situation

3.5.1 TEKTONISCHE GLIEDERUNG

Das Tote Gebirge baut sich aus Kalken und Dolomiten der tirolischen Stauffen-Höllengebirgs-Decke, der Toten-Gebirgs-Decke und der Warscheneck-Decke auf. Die mittlere Toten-Gebirgs-Decke ist im Westen auf die Stauffen-Höllengebirgs-Decke überschoben. Die tektonischen Einheiten liegen auf Hallstätter Zone. (TOLLMANN 1976). Zwei große NNE streichende Störungszonen, die Wildenseelinie und die Elmseelinie, durchziehen das Plateau (PLÖCHINGER 1980).

Das gesamte Arbeitsgebiet liegt in der Toten-Gebirgs-Decke. Der tektonische Bau dieser Gegend ist unkompliziert. Die Schichten fallen mit 20° bis 40° nach Südosten ein. Die nördliche Deckengrenze endet in einer überkippten Stirnfalte, die in Bereichen des Arbeitsgebietes in Bergrücken, die dem Plateau vorgelagert sind, zu erkennen ist. Mehrere SSE streichende kleine Störungen, gestaffelt angeordnet in NNE-SSW Richtung, durchziehen das Plateau zwischen Brunnwiesalm und Wildgössl. Die Verschiebungsweise der Störungen, ob dextral horizontal oder vertikal, ist ungeklärt. Kluffrosen aus dem mittleren Bereich des Hochplateaus deuten auf N-, NNE- und SE-Maxima hin. Dies steht in Übereinstimmung mit Luftbildauswertungen durch KRAUTHAUSEN (1989), der Lineamente mit einem N-S Maximum sowie Maxima parallel und rechtwinklig zum Schichtfallen festgestellt hat.

3.5.2 STRATIGRAPHIE

Die Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen im Bereich des Salzkammergutes und speziell im Toten Gebirge wurde von mehreren Autoren schon zu Beginn des 20. Jahrhunderts eingehend untersucht und beschrieben (GEYER 1886, VACEK & GEYER 1916, GANSS 1937). Weitere Untersuchungen zur absoluten Altersstellung der Gesteine und zur Erstellung von Faziesmodellen folgten in den 70er und 80er Jahren, nicht mehr mit direktem geographischem Bezug zum Toten Gebirge, aber aus umliegenden Gebieten mit gleichen oder übertragbaren stratigraphischen Abfolgen (SCHÖLLNBERGER 1973, SIEBER 1977, DULLO 1980, WURM 1982, SCHAUER 1984, FISCHER 1990).

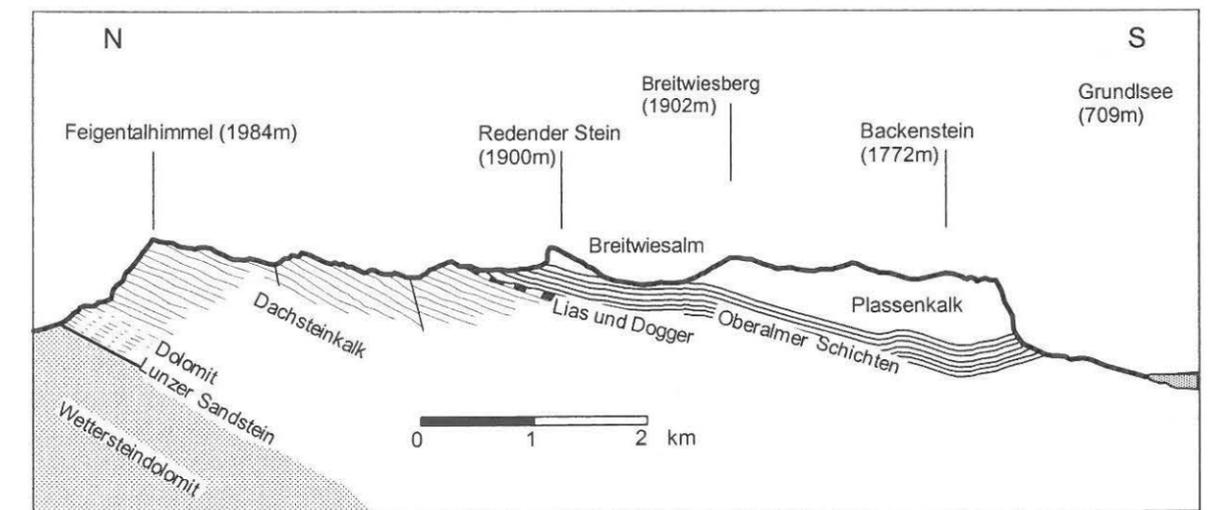


Abb. 3.3: Geologisches Profil durch das Tote Gebirge (nach GEYER 1915, leicht abgeändert).

Die tiefste im Untersuchungsgebiet vorkommende stratigraphische Einheit ist der Wettersteindolomit, der auch als Ramsaudolomit bezeichnet wird (siehe Abbildung 3.3). Er streicht am Nordabsturz des Toten Gebirges, im Almtal, aus. Dabei handelt es sich um

anisische bis tiefkarnische, 1000 m mächtige Riffkomplexe, die zur Wand- und Schluchtbildung neigen. Die weiße Farbe, die sandig-grusige Verwitterung und die massige Ausbildung unterscheiden ihn deutlich vom dunkleren und gebankten Hauptdolomit (VACEK & GEYER 1916).

Im Hangenden folgen die Lunzer Schichten. Sie repräsentieren terrigene Sedimente, bestehend aus einer wenige Meter mächtigen Abfolge von feinglimmerigen Schiefen und Sandsteinen, dünnbankigen Mergeln und bituminösen Kalken, zum Teil mit Wurzelböden. Zu deren Ausbildung kam es nach einem plötzlichen Sedimentationsunterbrechung durch Heraushebung des Sedimentationsraums an der Grenze Cordevol/Jul (FLÜGEL & NEUBAUER 1984).

Im Nor kam es unter erneuten Seichtwasserbedingungen zur Ausbildung von primären Dolomiten im Lagunenbereich, zu massigen Kalken im Riffbereich und Bankkalken in der riffnahen Lagunenzone.

Der Nordabsturz wird zu einem Großteil aus Hauptdolomit aufgebaut. Der wohlgebankte, bituminöse, braungraue Dolomit tritt morphologisch als Flachhangbildner unter den Steilabstürzen des überlagernden Dachsteinkalkes in Erscheinung. Bachläufe im Hauptdolomit deuten auf eine im Verhältnis zum Dachsteinkalk weniger intensive Verkarstung hin. Nach oben geht der Hauptdolomit in den wohlgebankten bis zu 1000 m mächtigen Dachsteinkalk über. Der Dachsteinkalk ist in einem faziell sehr differenzierten Milieu im Bereich des Riffkomplexes entstanden. Transgressionen und Regressionen im Nor und Rhät sind durch Loferitzzyklen im Dachsteinkalk dokumentiert (A.G. FISCHER 1990). 1 m bis 3 m mächtige Bänke bestimmen das Bild der Hochfläche in der Nordhälfte des Arbeitsgebietes. Ein Großteil der Verkarstung im Toten Gebirge vollzog bzw. vollzieht sich in diesen Kalken.

Mit Beginn des Jura führt Dehnungstektonik zur Gliederung des triassischen Sedimentationsraumes in Schwellen und Tiefwasserareale, womöglich mit tiefreichenden Spalten in den Dachsteinkalk hinein. Die Entstehung der Spalten ist bis heute unklar. Umstritten ist, ob sie aus jener liassischen Dehnungstektonik oder aus obertriassischer Verkarstung mit nachfolgender Plombierung hervorgegangen sind (HASEKE-KNAPCZYK 1989, PAVUZA 1988).

Die jurassischen Gesteinseinheiten beginnen mit dem liassischen Hirlatzkalk, einem roten Echinodermenspatkalk, der im westlichen Teil des Arbeitsgebietes stellenweise nur in Denudationsresten zwischen Dachsteinkalk und Oberalmer Schichten lagert (GEYER 1886). Die in den Dachsteinkalk greifenden Spalten sind oft von Hirlatzkalken plombiert. Eine erneute Absenkung des Sedimentationsraumes führte zur Ausbildung von dünnbankigen bathyalen Coccolithenkalken mit schwarzen, hornsteinführenden Zwischenlagen. Im Gelände treten sie als Flachhang- und Wiesenbildner in Erscheinung. Da die hornsteinreichen Zwischenlagen die Verkarstung stark beeinträchtigen, bilden sich auf ihnen Bachläufe und Sumpfwiesen aus. Daß die Verkarstung das Liegende der Oberalmer Schichten erreicht, wurde in der Altherrenhöhle bei eigenen Forschungsbefahrungen nachgewiesen. Während der Eingang und die oberen Bereiche der Höhle in den Oberalmer Schichten liegen, sind die tieferen Bereiche der Höhle in Dachsteinkalk angelegt. Die die Oberalmer Schichten durchteufenden Karströhren folgen dabei ausgeprägten tektonischen Störungen.

Höchste Einheit im Arbeitsgebiet bilden die Plassenkalke. Die massigen, fossilarmen Kalke aus dem Seichtwasserbereich bedecken die Südhälfte des Arbeitsgebietes und bilden die steilen Abstürze des südlichen Plateaurands. Die Mächtigkeit kann bis zu 600 m betragen. Zahlreiche Höhlen im Plassenkalk deuten auf eine gute Verkarstungsfähigkeit hin.

Kretazische Sedimente fehlen. Im Bereich östlich des Woising sind Augensteinvorkommen bekannt, die älter als Mittel-Miozän sein müssen, da im Mittel-Miozän sich im Süden ein Becken öffnete, das die Augensteinsedimentation unterbrach (FRISCH 1996).

Das Tote Gebirge zählte zum Einzugsgebiet des Traungletschers. Eisvorstöße in der Würmeiszeit prägten wesentlich das Erscheinungsbild der heutigen Landschaft. Glazialsedimente kommen auf dem Plateau kaum vor. KUFFNER (1994) beschreibt Reste von Moränensedimenten in der Augstwiese, westlich des Arbeitsgebietes gelegen. Im Tal des Grundlsees finden sich Moränen verschiedener Stufen aus der Würmeiszeit. Die Anlage des Grundlsees ist auf Austiefung durch Gletscher sowie Dammbildung durch Ablagerung von Endmoränenwällen zurückzuführen (VAN HUSEN 1977). Im Norden des Toten Gebirges kommt es im Almtal zu einer Vermischung von Glazial- und Bergsturzsedimenten. Die Unterteilung in verschiedene Stadien der Vergletscherung ist jedoch nicht möglich (ABELE 1970).

3.6 Hydrogeologische Situation

Das Tote Gebirge wurde unter hydrogeologischen Aspekten mit unterschiedlichen Schwerpunkten von LECHNER (1945), ZÖTL (1961), MAURIN & ZÖTL (1964) und DINÇER et al. (1972) bearbeitet.

LECHNER (1945) erfaßte erstmals Quellen im Toten Gebirge. Er unterschied Quelltypen nach ihren Temperaturen und ordnete dem Höhleneis eine wichtige Funktion als Wasserreservoir zu, was er in tiefen Quelltemperaturen bestätigt sah. ZÖTL (1961) führte Markierungsversuche und chemische Analysen in mehreren Karstgebieten der Nördlichen Kalkalpen durch, unter anderem auch im Toten Gebirge. Die Markierungsversuche ergaben zum Teil radiale Abflußbahnen. Das deutete auf einen einheitlichen Karstwasserkörper hin, der durch ein oberflächennahes Kluftnetz gleichmäßigen Eintrag des Tracers erhielt. Radiale Abflußbahnen wies ZÖTL (1961) auch im Dachsteingebiet nach. Diese radiale Verteilung konnten bei erneuten Markierungsversuchen (BAUER 1989) nicht verifiziert werden. Einzugsgebiete überlappen sich, eine Unterquerung mehrerer nachgewiesener Fließwege wurde jedoch nicht beobachtet.

Die chemischen Analysen ergaben deutliche Unterschiede zwischen den harten und warmen Quellwässern (8-10 °dH, 6-8.5 °C) aus dem Dolomit des Nordrandes einerseits und weniger harten und kälteren Wässern (<6 °dH, <5.5 °C) aus dem Kalkgestein am Südrand (ZÖTL 1961). Höhere Temperatur und Härte wurden auf engere Kluftstrukturen im Dolomit zurückgeführt, da diese mehr Oberfläche zur chemischen und thermischen Reaktion bieten. Eine Übersichtskarte über die Verteilung der Karbonathärten und Temperaturen im Toten Gebirge zeigt Abb. 3.4. ZÖTL's Arbeit ist die erste, bei der systematisch die größten Quellen des Toten Gebirges erfaßt wurden. Die Zimitzquelle, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurde, fehlt in der Quellenerhebung.

DINÇER et al. (1972) stellten anhand von Isotopenmessungen (Tritium, Deuterium, Oxygen-18) im Toten Gebirge fest, daß es zu keiner längerfristigen Speicherung des Wassers im Karstmassiv kommt. Quellwässer stammen jeweils aus unmittelbar vorherigen Niederschlags- oder Abschmelzereignissen.

Anhand der Verteilung der Quellen geht hervor, daß das Tote Gebirge vorwiegend nach Norden entwässert, was durch ZÖTL's (1961) Markierungsversuche als Kernaussage bestätigt wird. Die großen Quellen treten auf der Nord- und Ostseite des Plateaus auf einer Seehöhe von 1000 m ± 100 m aus. Im Süden kann der Umfang der Entwässerung schlecht erfaßt werden, da Quellen den Altausseer See unter Seespiegelniveau speisen. Massenbilanzen zur Bestimmung des Austrags an gelösten Stoffen wurden bisher nicht erstellt.

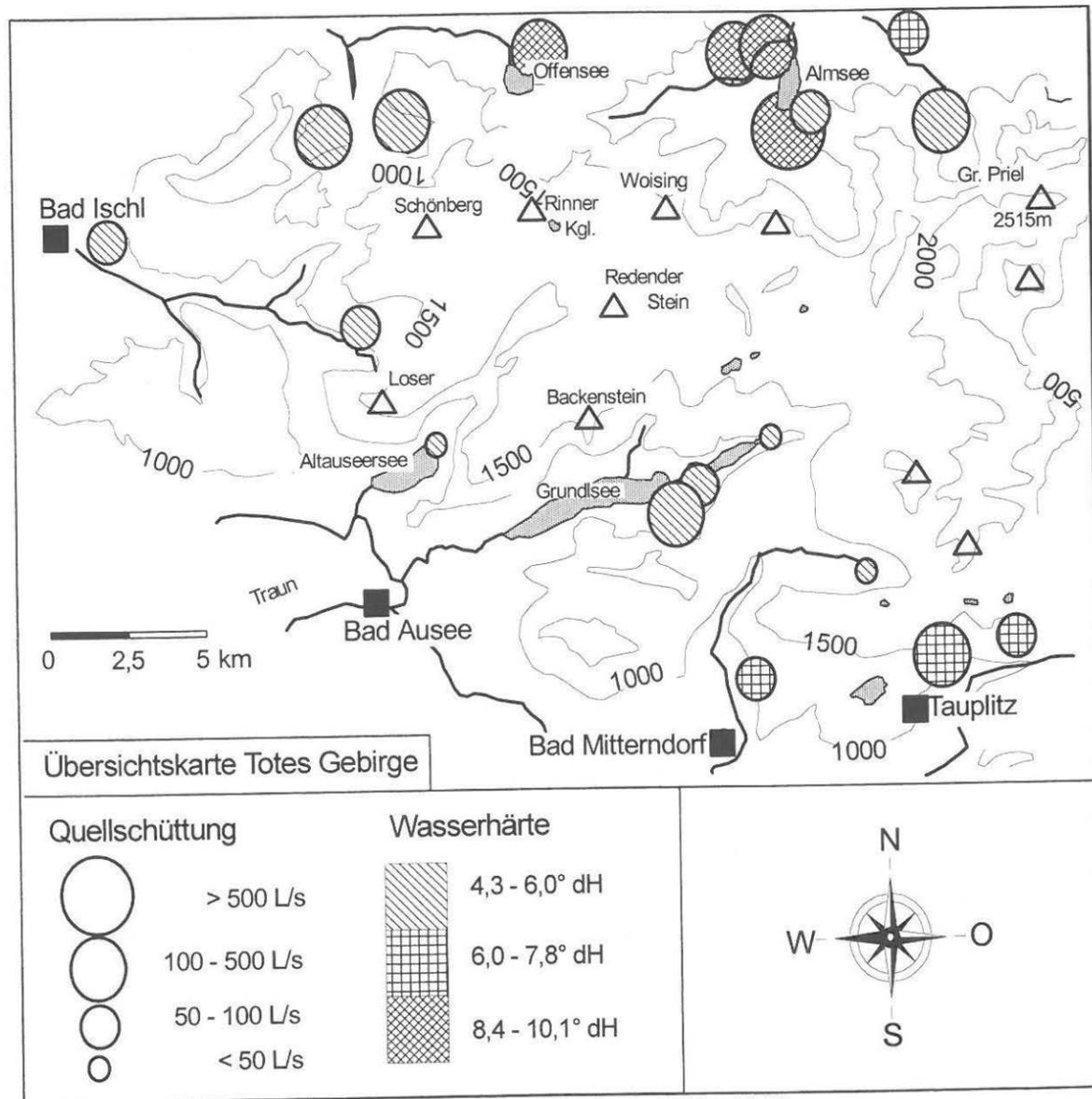


Abb. 3.4: Übersicht über die größten Quellen des Totes Gebirges, unterteilt nach Schüttungsmengen und Härtegraden (abgeändert nach ZÖTL 1961).

3.7 Karstformen und Verkarstung

3.7.1 DER EXOKARST

Auf die Beschreibung einzelner Exokarstformen soll hier nicht eingegangen werden. Nur bestimmte Einzelformen, die auf landschaftsgeschichtlich wichtige Veränderungen hinweisen, werden kurz behandelt.

Die Eisbedeckung des Totes Gebirges ist durch Schichtrippenkarst dokumentiert. Schichtrippenkarst bildet sich durch Erosion gelockerter Kalkbänke durch Gletscher (BÖGLI 1964).

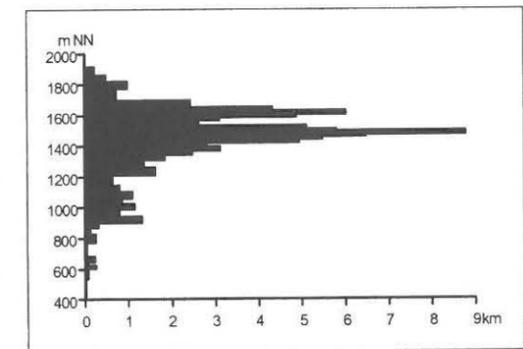
Stellenweise treten Rundkarren auf, die auf eine Entstehung unter Bodenbedeckung sowie eine Freilegung vor wenigen Jahrhunderten hinweisen (BÖGLI 1978). Der Schwund der Bodenzone steht wahrscheinlich in engem Zusammenhang mit den Rodungen auf dem

Plateau. Durch fehlendes Wurzelwerk konnte der Humusboden weggeschwemmt werden. Heutige Messungen hydrogeochemischer Parameter können somit nicht ohne Korrekturfaktoren auf die jüngste Vergangenheit übertragen werden.

3.7.2 DER ENDOKARST

Auf dem gesamten Plateau des Totes Gebirges sind ca. 1500 Höhlen bekannt und im Österreichischen Höhlenverzeichnis erfasst. Im Arbeitsgebiet sind mehrere Dutzend Höhlen registriert, wobei die Gesamtlänge der vermessenen Höhlen ca. 43 km beträgt. Die "Hüttstatthöhle" (Kataster-Nr. 1624/28) ist mit 8900 m die längste (KREUZ 1979), der "Illegale Harem" (Kataster-Nr. 1627/42) ist mit 425 m die tiefste erforschte Höhle im Bereich des Arbeitsgebietes. Eine statistische Auswertung der Vermessungsdaten zeigt eine deutliche Niveaugebundenheit der Höhlen. Abb. 3.5 gilt für das westliche Totes Gebirge, kann aber mit leichten Niveauverschiebungen auch auf das Arbeitsgebiet übertragen werden. Höhlenniveaus können entstehen, wenn sich das Vorflutniveau über einen längeren Zeitraum nicht verändert (BÖGLI 1978).

Abb. 3.5: Verteilung der Höhlenniveaus im Totes Gebirge. Horizontal sind die Strecken der vermessenen Höhlen auf unterschiedlicher Seehöhe angegeben (KUFFNER 1994).



Die Reife eines Karstgebietes sollte nicht allein an der Länge der bekannten Höhlen gemessen werden, sondern viel mehr am Verhältnis des Volumens der Hohlräume zur Gesamtlänge. Reife alpine Karstgebiete zeichnen sich durch großräumige Röhrensysteme aus.

Der Karstwasserspiegel wurde im Arbeitsgebiet in einer Höhle erreicht, und zwar in der Dellerklapfhöhle auf 1285 m Seehöhe. Dies stimmt gut überein mit Siphonen und Seen in anderen Höhlen (z.B. im Elmhöhllensystem, Kataster-Nr. 1624/38ab) im mittleren Bereich des Plateaus auf ungefähr gleicher Seehöhe. Die Höhlendaten stammen aus PFARR & STUMMER (1988) und aus eigenen Erhebungen.

3.8 Die Landschaftsgeschichte

Der Ablauf der tertiären und quartären Landschaftsgeschichte wurde zwischen 1920 und 1960 eingehend untersucht und sehr kontrovers diskutiert (MACHATSCHKE 1922, LICHTENECKER 1938, SEEFELDNER 1933, WICHE 1952). Arbeiten der letzten Jahre (GRAF 1972, K. FISCHER 1990, AUDRA 1994, KUFFNER 1994), bei denen auf umfangreiches Datenmaterial aus Höhlen zurückgegriffen werden konnte, kommen übereinstimmend zu ähnlichen Ergebnissen.

Die von SEEFELDNER (1933) und WICHE (1952) vertretene Theorie, wonach durch schrittweise Heraushebung der Nördlichen Kalkalpen die Niveaus, Hochkönig-, Tennen- und Gotzenniveau, aus der präglazialen Rumpffläche entstanden sind, steht im Gegensatz zu der von MACHATSCHKE (1922) und LICHTENECKER (1938) vertretenen Theorie der nachträglichen Zergliederung der genetisch einheitlichen Raxlandschaft durch postmiozäne Bruchtektonik.

GRAF (1972), K. FISCHER (1990), AUDRA (1994) und KUFFNER (1994) zufolge begann im Oligozän die Sedimentation der Augensteine aus den Zentralalpen. Die Augensteine wurden mit einsetzender Hebung der Gebiete während der savischen Phase, im unteren Miozän, wieder erodiert. Während der savischen Phase entstand aus der Rumpffläche eine Kuppenlandschaft, die erstmals Verkarstung auf den Kuppen ermöglichte. In Phasen

tektonischer Ruhe und des weiteren Abtrags der Augensteine entwickelte sich wahrscheinlich erstmals ein Höhlenstockwerk mit weitreichendem Einzugsgebiet, da kaum eine Tiefenerosion stattfand, die das Einzugsgebiet hätte begrenzen können (AUDRA 1994). Dieses Stockwerk, das heute als Höhlenruinenniveau bezeichnet wird, kommt in fast allen Karstgebieten der Nördliche Kalkalpen vor. Da die Verkarstung aufgrund des flachen Reliefs nicht sehr tief reichte, kam es weiterhin zu oberflächlichem Abfluß, der von KUFFNER (1994) auch für das Tal entlang der Wildenseelinie westlich des Arbeitsgebietes angenommen wird. Im Pliozän und Pleistozän folgte eine Phase der Hebung und somit auch der Tiefenerosion. Die Eintiefung der Täler ermöglichte tiefe Verkarstung. Gleichzeitig erfolgte eine Isolierung der Entwässerungssysteme und eine Verkleinerung der Einzugsgebiete. GRAF (1972) fand Anhaltspunkte für ein präglaziales Talniveau auf 800 m Seehöhe, was in Einklang mit Höhlenniveaus auf gleicher Seehöhe steht. Die tiefere Lage der heutigen Täler ist auf glaziale Erosion zurückzuführen.

Die oft diskutierte und versuchte Korrelation von Höhlenniveaus mit Altflächen ist nach neuesten Untersuchungen nicht möglich, da sich der Karst und die Altflächen nicht zwangsläufig zur gleichen Zeit entwickelt haben (RIEDL 1988).

Eiszeitliche Sedimente sind fast ausschließlich im Tal nachgewiesen. Älteste quartäre Sedimente im Bereich des Toten Gebirges stammen aus einer riß-eiszeitlichen Grundmoräne aus dem Ausseer Becken (VAN HUSEN 1977). Der Grundlsee und der Altausseer See sind in von Gletschern ausgetieften Wannen angelegt. Der Grundlsee wird zudem von würm-eiszeitlichen Moränensedimenten aufgestaut. Im Tal der Grundlseeer Traun kommen Seitenmoränensedimente in einer Seehöhe von 800 m vor, ca. 100 m über dem heutigen Seeniveau und Talboden.

Während der Würm-Eiszeit lag das Tote Gebirge im Einzugsgebiet des Traungletschers, der sich von der Dachsteinregion nach Norden bis zu Traunstein und Attersee erstreckte. (VAN HUSEN 1977, GÖTZINGER 1937). Wie weit die Gletscher das Plateau des Toten Gebirges bedeckten, ist ungewiß. GRAF (1990) nimmt an, daß die höchsten Kuppen (z.B. der Woising) auf der Hochfläche als Nunataks frei herausragten. Die steilen Wände am Nord- und Südabfall des Toten Gebirges sowie die außergewöhnliche Tiefe der Seen (Grundlsee 64 m, Toplitzsee 100 m) konnten sich seit der Austiefung durch Glazialerosion bis heute erhalten, da kaum oberflächlicher Abfluß vorhanden ist, der Sedimentschüttungen und somit Profilverflachung hätte bewirken können.

Eine oft diskutierte Frage ist die nach der Größenordnung der Denudationsraten in Karstgebieten. Der Umfang des Austrages durch Gletscher wurde für das Tote Gebirge noch nicht untersucht. BAUER (1964), BÖGLI (1971), ZHANG et al. (1995) und HÜTTL et al. (1995) machen übereinstimmende Angaben über Denudationsraten in alpinen Karstgebieten durch Lösungsaustag. Diese beträgt demnach 0.5 bis 2 cm/1000 a. Durch einen anderen Ansatz der Massenaustragsberechnung ermittelte FRISCH (1996) 14 cm/1000a. Er errechnete aus Sedimentvolumen im Alpenvorland, wieviel Material aus den Alpen abgetragen wurde.

4 VORGEHENSWEISE

4.1 Einführung

Da aus dem Arbeitsgebiet keine Messungen hydrogeochemischer, hochauflösender hydrologischer und klimatischer Daten vorliegen, war es notwendig, umfangreiche Messungen zu betreiben um verwertbare Daten zu erhalten. Trotz der oft schwierigen äußeren Umstände, wie extremen Klimaschwankungen und rauen Transportbedingungen in den Höhlen, kam es zu wenig Datenlücken.

Die Geländearbeit wurde von Mitte Juli bis Ende September 1996 durchgeführt. Nach 6-wöchiger Datenerfassung erfolgte eine erste Analyse und Auswertung in Tübingen, um Methoden und Ergebnisse zu überprüfen. Die Meßperiode mußte Mitte September aufgrund einsetzender Schneefälle abgebrochen werden.

4.2 Klimadatenerfassung

4.2.1 EINFÜHRUNG

Die vorhandenen Wetterdaten, die in den Jahren 1954 bis 1958 auf dem Albert-Appel-Haus (1638 m) erfaßt wurden, waren nur in Monatswerten zu ermitteln, was für die Arbeit nicht ausreichend genau ist. Aus diesem Grund wurde im Juli 1996 eine transportable, stündlich messende Wetterstation (Niederschlag, Temperatur, Luftfeuchtigkeit) mit Datenlogger der Firma THIES aufgebaut. Die Auslesung erfolgte in 2- bis 3-wöchigen Abständen über eine serielle Schnittstelle mit einem Laptop. Die Zuverlässigkeit der Datenaufzeichnung war vor allem im Juli und Anfang August nicht zufriedenstellend. Der Verlust von Daten in dieser Zeit hing wahrscheinlich mit den zeitweise täglich vorkommenden Gewittern und den damit auftretenden Überspannungen zusammen. Ein Blitzableiter mit 5 m Höhe sowie zusätzliche Erdung des Datenloggers konnten keine absolute Sicherheit bieten. Die Werte der Temperatursonde waren zu keinem Zeitpunkt zu verwerten.

Zusätzlich wurden Wetterdaten (Niederschlag, Lufttemperatur, Bewölkung, Windrichtung) zeitweise dreimal täglich mit Quecksilberthermometer und Ombrometer von Hand gemessen. Diese Meßgeräte sowie die Anleitung zur Bestimmung der Bewölkung stammten von Herrn Dr. SCHMEIB vom Hydrographischen Dienst Oberösterreich, dem diese Daten auch zur Verfügung gestellt wurden.

Die Aufstellung der Klimastation erfolgte unweit des Albert-Appel-Hauses auf 1638 m Seehöhe (Bild 2 in Anhang 2) auf einer Fläche, die im Umkreis von ca. 40 m und innerhalb einer gedachten umgekehrten Kegelfläche mit 30° Steigung keine Hindernisse aufwies. Die Meßstellenauswahl konnte aufgrund von Almwirtschaft und Jagdinteressen nicht frei erfolgen.

4.2.2 ERFASSTE PARAMETER

4.2.2.1 Niederschlag

An die THIES-Wetterstation war ein unbeheizter Hellmannscher Regenmesser (200 cm² Auffangfläche) mit Kippwaage angeschlossen. Ein Umkippen der Waage entsprach 0.1 mm Niederschlag und wurde als ein Impuls vom Datenlogger registriert. Die Genauigkeit wurde

durch Messen abgewogener Wassermengen überprüft. Die Oberkante des Regenauffanggefäßes befand sich ca. 1 m über dem Boden.

Das Ombrometer (500 cm² Auffangfläche) bestand aus einem ca. 60 cm langen Basisrohr mit 25 cm Durchmesser, dem ein Auffangtrichter mit Ablaufrohr in der Trichtermitte aufgesetzt wurde (Bild 3 in Anhang 2). Das Wasser wurde über Auffangtrichter und Ablaufrohr in ein metallenes Auffanggefäß abgeleitet. Die Wassermenge wurde mit einem Glasmeßzylinder, der die Menge des Niederschlages in mm angibt, ausgelitert. Die Oberkante des Auffangtrichters befand sich in ca. 1.3 m Höhe über dem Boden. Aufgrund der Bodenverhältnisse konnte das Ombrometer nicht tiefer eingegraben bzw. aufgestellt werden. Das Ombrometer ist der Österreichische Standardregenschirm und liefert durch die größere Auffangfläche gegenüber dem Hellmannschen Regenschirm eine genauere Niederschlagsmenge.

Wie bei allen Niederschlagswerten müssen Meßfehler von 30 bis 50 % bei Einzelniederschlagsereignissen und 15 bis 20 % für einen Jahreszeitraum in Betracht gezogen werden (HINTERMAIER 1993). Die Meßfehler treten hauptsächlich durch Windeinwirkung auf.

4.2.2.2 Lufttemperatur

Die Lufttemperaturdaten waren im Hinblick auf die Berechnung der Evapotranspiration wichtig. Die Meßdaten der Wetterstation konnten nicht zur Auswertung herangezogen werden. Zeitweise wurde dreimal täglich die Lufttemperatur mit einem Quecksilberthermometer von Hand abgelesen. Die Genauigkeit der Ablesung betrug 0.05 °C.

4.2.2.3 Luftfeuchtigkeit

Ein Hygrogeber mit einer Meßgenauigkeit von ± 3%, angeschlossen an den THIES-Datenlogger, registrierte die relative Luftfeuchtigkeit. Das Meßgerät war in einem Wetter- und Strahlungsschutz aus eloxiertem und lackiertem Aluminium in einer Höhe von ca. 2 m über dem Boden untergebracht.

4.3 Erfassung hydrologischer und hydrogeochemischer Daten

4.3.1 EINFÜHRUNG

Hydrologische und hydrogeochemische Daten wurden unter Normalwasser- und Hochwasserbedingungen an Karstquellen im Tal und in den Höhlen gewonnen. Die Datenaufnahme bestand aus kontinuierlichen Messungen mit Datenloggern, ergänzt durch Entnahmen von Wasserproben, die vor Ort und im Labor auf ihre Inhaltsstoffe untersucht wurden. Temperatur, Leitfähigkeit und Wasserstand wurden an Karstquellen und in den Höhlen mit Datenloggern kontinuierlich aufgezeichnet. Bei der Entnahme von Wasserproben wurde mit einem Handgerät der pH-Wert und über Titration der HCO₃-Gehalt bestimmt, die Wasserproben wurden auf Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, K⁺, Cl⁻ und SO₄⁻ untersucht.

4.3.2 DATENLOGGERAUFZEICHNUNGEN

4.3.2.1 Allgemeines

Wassertemperatur, Leitfähigkeit und Wasserstand/druck wurden automatisch mit PRODATA-Datenloggern der Firma PHYTEC erfaßt. Die Erfassung der Meßwerte erfolgte

über einzelne Sonden, deren Signale auf BSM-Karten mit einer Speichergröße von 16 kB oder 32 kB gespeichert wurden. Die Meßfrequenz unter Normalwasserbedingungen betrug 7 bis 20 Minuten, bei Hochwasserereignissen in Höhlen wurde sie bis auf eine Minute reduziert, um eine hohe zeitliche Auflösung zu erhalten. Die vollen Speicherkarten wurden in Abständen von ein bis vier Wochen ausgetauscht und über eine spezielle Schnittstelle am Laptop ausgelesen. Die Bearbeitung und Darstellung der Daten erfolgte in EXCEL und GRAPHER.

Die Zuverlässigkeit der Datenlogger war zufriedenstellend. Bis auf einen einzigen Ausfall durch technische Probleme und einen Datenverlust durch Gewitter, waren keine Ausfälle zu verzeichnen. Die zwei in den Höhlen installierten Logger funktionierten trotz 98%iger Luftfeuchtigkeit und nur 2 °C einwandfrei.

Zum Schutz vor Feuchtigkeit hing in jedem Meßgerät ein Säckchen mit Kieselgel, die Logger in den Höhlen waren zusätzlich in einer Plastiktüte mit einigen Brocken Calciumkarbid eingepackt.

Die Meßsonden wurden im Wasser versenkt und mit Felsankern (Dübeln) an Steinen befestigt, um gegen Wegspülen gesichert zu sein, oder sie wurden mit Felsankern in Wasserbecken verschraubt. Zwei der Sonden wurden nach ersten Hochwasserereignissen durch das geänderte Strömungsregime zugesandt und registrierten bis zur nächsten Kontrolle abgeschwächte und teils verfälschte Signale. Durch neues Positionieren der Sonden konnte ein erneutes Zusedimentieren verhindert werden.

4.3.2.2 Wassertemperatur

Die Wassertemperatur kann als natürlicher Tracer interpretiert werden (RENNER 1996). Die Ankunft von Ereigniswasser an einer Meßstelle zeigt sich in einem deutlichen Temperaturimpuls. Die Temperatursonden reagieren auf Veränderungen langsamer als Druck- und Leitfähigkeitssonden. Die Temperaturdaten wurden daher um 2 Minuten zurückkorrigiert. Die Wassertemperatur wurde mit einer Auflösung von 0.01 °C gemessen.

4.3.2.3 Leitfähigkeit

Die Leitfähigkeit des Wassers kann als grobes Richtmaß für die Menge der im Wasser gelösten Ionen dienen. Bei Hochwasserereignissen kann anhand der Leitfähigkeitsimpulse, die an einer Meßstelle registriert werden, die Ankunft von Wässern unterschiedlicher Herkunft bestimmt werden.

Die Leitfähigkeit wurde im gewählten Meßbereich (bis 405 µS/cm) mit einer Auflösung von 0.1 µS/cm gemessen. Gespeichert wurde die temperaturabhängige Leitfähigkeit, die anschließend in eine auf 25 °C korrigierte Leitfähigkeit umgerechnet wurde. Die Umrechnungsformel stammt aus dem PHYTEC PRODATA-Manual. Die Umrechnung ergibt sich aus einer Anpassung an die Laborstandardkurve von WTW; sie wurde von der Firma PHYTEC ermittelt.

$$Lf_{25} = Lf_T / F(T) \quad \text{wobei} \quad F(T) = a_0 + a_1 \cdot T + a_2 \cdot T^2 + a_3 \cdot T^3$$

$$Lf_{25} = \text{auf } 25 \text{ °C korrigierte Leitfähigkeit} \quad a_0 = 5.21318E-01$$

$$Lf_T = \text{gemessene temperaturabhängige Leitfähigkeit} \quad a_1 = 1.94520E-02$$

$$a_2 = 9.51082E-05$$

$$a_3 = -2.42424E-07$$

4.3.2.4 Schüttung / Wasserstand

Die Veränderung der Quellschüttung nach Niederschlagsereignissen kann als Hinweis auf die Reife der Karstsysteme sowie die hydraulische Anbindung der Quelle an das Karstsystem gedeutet werden. In reifen Karstgebieten steigt die Schüttung aufgrund der großräumigen Abflußwege sehr schnell an.

Die Schüttung der Quellen und Bäche wurde über den Wasserstand bestimmt. Zu verschiedenen Druckpegeln wurde der Abfluß gemessen oder geschätzt und damit eine Eichkurve für jede Quelle erstellt. In den Höhlen wurde die Schüttung bei Normalwasserstand (10 bis 100 ml/s) mit Weithalsflaschen bestimmt, bei Hochwasser (bis zu 6 l/s) konnte nur geschätzt werden. Bei geringer Schüttung wurde an den Quellen mit einer 15 l fassenden Plastikwanne der Abfluß bestimmt. Bei Hochwasser wurde die Schüttung geschätzt. Eine Flügelradmessung konnte im Bereich der Quellen nicht vorgenommen werden. Um die Genauigkeit einer Schätzung grob zu überprüfen, wurde an einem klar definierten Bachbettquerschnitt die Schüttung geschätzt und anschließend eine Flügelradmessung durchgeführt. Die Flügelradmessung ergab ca. 330 l/s, der Schätzwert 300 l/s. Anhand dieses Beispiels wird deutlich, daß trotz einer Diskrepanz von 30 l/s die Größenordnung der Schätzung mit der Messung übereinstimmt. Bei Massenbilanzen muß die Schüttung als einer der unsichersten Faktoren angesehen werden.

4.3.3 WASSERPROBENNAHME

Die meisten der ausgewählten Meßstellen wurden mehrere Male unter Normalwasserbedingungen beprobt, um eine gesicherte Datenbasis zu erhalten und eine Repräsentativität der Daten zu gewährleisten. An einigen der Meßstellen war es möglich, Änderungen der chemischen Parameter bei Hochwasserereignissen zu bestimmen.

Bei jeder Probennahme wurde der pH-Wert mit einem KNICK Portas-655 pH-Meter mit einer WTW SenTix-50 pH-Einstabmeßkette gemessen. Die Steigungsgerade des pH-Meßgeräts wurde nach zwei bis fünf Tagen mit Prüflösungen neu eingestellt. Die Meßgenauigkeit wird vom Hersteller mit ± 0.02 pH-Einheiten angegeben.

Leitfähigkeit und Wassertemperatur wurden mit einem WTW LF-91 mit kombinierter Leitfähigkeits- und Temperatursonde WTW LA1/T mit Temperaturkorrektur gemessen. Die Genauigkeit wird in Abhängigkeit vom Meßbereichsumfang mit 0.5 % angegeben.

Die Wasserproben wurden in 100 ml PE-Flaschen abgefüllt, mit 2-3 Tropfen 0.1 n HNO₃ angesäuert, um Kalkausfällung zu vermeiden, und in Kühltaschen im Keller des Albert-Appel-Hauses bei ca. 4 °C gelagert. Um die Repräsentativität einzelner Proben bei der Analytik im Labor zu überprüfen, wurden ca. 16 Doppelproben genommen. Proben zum Zweck der Analyse auf Alkalimetalle und Nitrat wurden nicht angesäuert.

4.3.4 HYDROGENKARBONATBESTIMMUNG

Das Hydrogenkarbonat entsteht durch die Lösung von atmosphärischem und biogenem CO₂ in Wasser und durch Kalkkorrosion. Die Konzentration hängt ab von pH-Wert und Temperaturbedingungen.

Gleich nach der Probennahme wurde der HCO₃⁻-Gehalt bestimmt. Die sofortige Bestimmung der HCO₃⁻-Konzentration war notwendig, da ein Ausgasen der Proben bei längerer Lagerung zu Veränderungen der Konzentration führt. Dazu wurden 100 ml Wasser in einem Erlenmeyerkolben mit 0.1 normaler oder 0.05 normaler HCl mit einer 10 ml-Bürette bis zum Endpunkt bei pH 4.2 titriert. Am Endpunkt lag die CO₂-Gesamtmenge im Wasser als

H₂CO₃ vor. Als Indikator wurde 0.1%ige Methylorangelösung verwendet, zusätzlich wurde der pH-Wert mit dem Handmeßgerät überprüft. Die verbrauchte Menge an 0.1 n HCl im ml entsprach der Menge an HCO₃⁻ in mmol/l Wasser. Die Genauigkeit der Titration im pH-Wert Bereich von 5 bis 4 war problematisch, da dieser pH-Wert Bereich im Karbonatsystem kaum gepuffert ist. Die Genauigkeit der Titration lag im Bereich von ± 0.05 mmol HCO₃⁻/l Wasser.

4.3.5 ANALYTIK

Die in Karstgebieten aufgrund der Kalklösung am häufigsten vertretenen Ionen sind Ca⁺⁺, Mg⁺⁺ und HCO₃⁻. Na⁺ und K⁺ stammen hauptsächlich aus der Bodenzone, aus Tonmineralien. Alkalimetallreiche Proben deuten auf Wasser aus der Bodenzone hin.

Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, K⁺ und Na⁺ wurden im Labor des Geologischen Institutes der Universität Tübingen mit einem Perkin Elmer Model-1100 Atom Absorptions Spektrometer (AAS) bestimmt. Die Anionen wurden im Botanischen Institut mit einem DIONEX DX100 Ionenchromatographen bestimmt.

4.3.6 SI_{KALZIT}- und P_{CO2}- BESTIMMUNG

Die Daten wurden mit Phreeq (PARKHURST et al. 1980) und analytisch berechnet.

Der SI_{Kalzit} wurde berechnet nach: $SI_{Kalzit} = \log [(a_{Ca^{++}} a_{HCO_3^-} K_2) / (a_{H^+} K_c)]$

Der P_{CO2} wurde berechnet nach: $P_{CO_2} = (a_{H^+} a_{HCO_3^-}) / (K_H K_1)$

4.4 CO₂ Messungen

Zur Überprüfung des chemischen Gleichgewichts zwischen gemessenem HCO₃⁻ der beprobten Wasser und dem P_{CO2} der Höhlenluft wurden CO₂ Messungen mit einem DRÄGER Multiwarn Infrarot-Gasmeßgerät auf verschiedenen Niveaus in den Höhlen durchgeführt. Die Meßgenauigkeit betrug 0.02 Vol%.

4.5 Lufttemperatur in den Höhlen

Mit einem Quecksilberthermometer wurde auf verschiedenen Niveaus in den Höhlen die Lufttemperatur gemessen, um eine Tiefenabhängigkeit oder Raumgrößenabhängigkeit zu untersuchen. Die Genauigkeit beträgt 0.05 °C.

4.6 Meßstellenauswahl

4.6.1 ALLGEMEIN

Um die Veränderungen der chemischen Parameter im System des alpinen Karstes zu verstehen, war es notwendig, Daten mit prägender Charakteristik aus den verschiedenen Bereichen des Karstsystems zu erhalten. Das bedeutete, daß einzelne kleine Fließsysteme und Karstbereiche sowohl für sich allein als auch im Zusammenhang untersucht werden mußten. Es wurde unterschieden zwischen dem oberflächlichen und subkutanen Abflußsystem auf dem Plateau, dem vadosen System der Höhlen und dem phreatischen Teil des Karstes, der anhand der Quellen am Plateaufuß erfaßt werden sollte.

4.6.2 DIE QUELLEN UND DER EPIKARST AUF DEM PLATEAU

Quellwässer, Bäche und Sumpfwiesenabflüsse, die hauptsächlich auf den Oberalmer Schichten vorkommen, wurden unter Normalwasserbedingungen beprobt. Diese Beprobungsstellen liefern Hinweise darauf, mit welchem Chemismus Wasser aus den Oberalmer Schichten in den Epikarst gelangt. Die auf den gering durchlässigen Oberalmer

Schichten häufig vorkommenden Sumpfwiesen treten auf dem Plateau sehr selten auf, spielen aber eine wichtige Rolle, da das Einzugsgebiet der Altherrenhöhle diese Charakteristika aufweist.

Die **Quelle am Redenden Stein** (RW 491475, HW 283530, SH 1800) tritt am Wandfuß des Redenden Steins an der Grenze Plassenkalk zu Oberalmer Schichten aus (Bild 4 in Anhang 2). Sie schüttet wenige ml/s, entspringt dem Karst des Plassenkalks und speist Sumpfwiesen auf den Oberalmer Schichten.

Die **Quelle des nördlichen Katzenmoosbaches** (RW 491000, HW 283500, SH 1770) entspringt einem kleinen Sumpf auf den Oberalmer Schichten, der diffus aus dem Plassenkalk gespeist wird. Diese Beprobungsstelle und die nachfolgend beschriebene, der Abfluß des Katzenmooses, stehen für Wasser aus Sumpfwiesen.

Das **abfließende Wasser des Katzenmooses** (RW 490600, HW 283150, SH 1670) verschwindet nach ca. 150 m Fließstrecke in einer Schwinde im Dachsteinkalk. Mit der gemessenen chemischen Zusammensetzung erreicht das Wasser den Epikarst.

An der Meßstelle **Schwinde Epikarst** wird Wasser, das sich in den Moos- und Wiesenpolstern der Karren und Karmulden im vegetationsarmen Einzugsgebiet des Dachsteinkalkes sammelt, kanalisiert der vadosen Zone zugeführt. Im Eingangsbereich einer Höhle, der ca. 4 m tief in die Plateaufläche eingeschnitten ist, fließen zwei Rinnsale zusammen, die im Blockwerk verschwinden (Bild 5 in Anhang 2). Die Meßstelle charakterisiert die Wässer im Einzugsgebiet der Dellerklapfhöhle vor Verschwinden in der vadosen Zone.

4.6.3 MESSSTELLEN IN DEN HÖHLEN

4.6.3.1 Allgemeines

Die Meßstellenauswahl in den Höhlen war durch die geringe Anzahl gut zugänglicher Bachläufe begrenzt. Eine schnelle Zustiegsmöglichkeit war ein entscheidendes Kriterium bei der Auswahl, da auch Hochwasserereignisse unter Tage beprobte werden sollten, zudem sollten die Bachläufe auf unterschiedlicher Tiefe unter GOK liegen, um Daten zur räumlichen Lösungsverteilung zu liefern. Der Höhlenbach am Biwak in der Dellerklapfhöhle und der Altherrenbach in der Altherrenhöhle erfüllten die gestellten Kriterien.

4.6.3.2 Die Altherrenhöhle (Kataster-Nr. 1627/3)

Der Eingang der Altherrenhöhle (Eingangskordinaten RW 4917450, HW 285955, SH 1795), liegt in den Oberalmer Schichten (Bild 6 in Anhang 2). Die tiefen Breiche reichen bis in den Dachsteinkalk. Zwei ausgeprägte Niveaus sind durch steilstehende Gänge, die an Störungen angelegt sind, verbunden. Aufgrund des Blickwinkels sind die Niveaus in Abb. 4.1 schlecht zu erkennen.

In der Altherrenhöhle fließt in 80 m Tiefe der Altherrenbach mit einer Schüttung von einigen ml/s unter Normalwasserbedingungen und bis zu 6 l/s bei Hochwasser im Sommer 1996. Hochwasserspurten reichen in dem ca. 2 m bis 3 m hohen Höhlengang bis zur Decke, was auf eine zeitweise Wasserführung von mehreren 10er- bis 100er- l/s hindeutet. Befahrungsspuren in 1.5 m Höhe über dem Boden aus dem Jahr 1986 waren noch erhalten, gangfüllende Hochwässer kommen demnach selten vor.

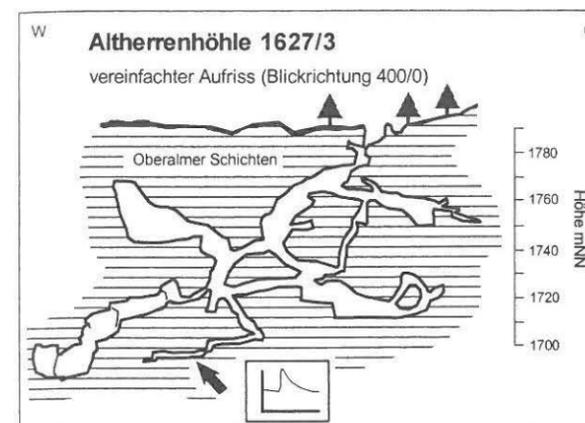
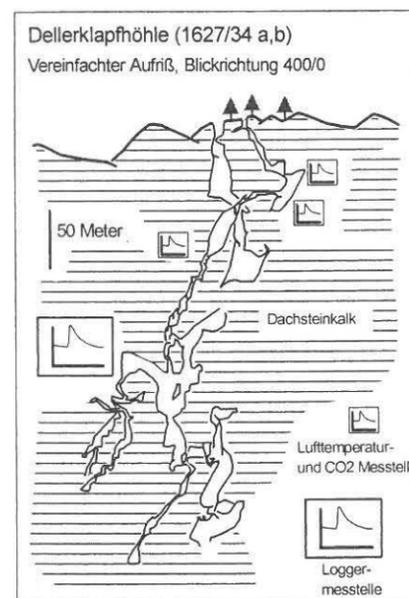


Abb. 4.1: Aufrißzeichnung der Altherrenhöhle. Die Höhlengänge sind auf eine vertikale stehende Ebene projiziert (verändert nach GEBAUER 1988).

Der Bach 'entspringt' einem Wasserfall aus der Decke, fließt ca. 70 m als offenes Gerinne und verschwindet dann in einer nicht befahrbaren Spalte. An einer Auskolkung im Bachbett, 15 m vor der Bachschwinde in der Höhle, wurden die

Sonden (Druck, Leitfähigkeit, Temperatur) installiert, der Logger wurde mit einem Felsanker hochwassergeschützt aufgehängt.

4.6.3.3 Die Dellerklapfhöhle (Kataster-Nr. 1627/34)



Die Dellerklapfhöhle, siehe Abb. 4.2, mit den Eingangskordinaten RW 490550, HW 284950, SH 1700, ist eine Schachthöhle im Dachsteinkalk mit wenigen Horizontalstrecken (Bild 7 in Anhang 2). In 220 m Tiefe fließt ein Bach, der bei Normalwasserbedingungen einige ml/s und bei Hochwasser 5 l/s bis 10 l/s schüttet. Die ungefähren Schüttungsmengen waren bekannt, da der Bach bei mehrtägigen Höhlenaufhalten zur Wasserversorgung des direkt daneben befindlichen Biwaks genutzt wird. Das Wasser rinnt aus einem armdicken Loch in der Gangdecke in ein kleines Becken und stürzt anschließend in einen Schacht. Die Meßinstrumente wurden in dem Becken unmittelbar nach Austritt aus dem Loch aufgebaut.

Abb. 4.2: Vereinfachter Aufriß der Dellerklapfhöhle (Kat.-Nr. 1627/34), Blickrichtung Nord.

4.6.4 DIE KARSTQUELLEN

4.6.4.1 Karstquellen am Südrand des Plateaus

Im mittleren Bereich am Südrand des Toten Gebirges ist die Zahl der ständig schüttenden Quellen sehr beschränkt. Die Zimitzbachquelle (R 492250, H 280150, SH 1030) ist die einzige mit einer Schüttung von minimal mehreren 10er- l/s und einem starken Schüttungsanstieg nach Niederschlagsereignissen. An dieser wurde ein Datenlogger mit Druck-, Leitfähigkeits- und Temperatursonden installiert. Die Quelle liegt an der Grenze Plassenkalk zu Oberalmer Schichten. Ob die zuführenden Karströhren auch den unterlagernden Dachsteinkalk erreichen, konnte nicht bestimmt werden (Bild 8 und 9 in Anhang 2).

4.6.4.2 Karstquellen am Nordrand des Plateaus

Am Nordabsturz mußte zunächst auf die westliche untere **Quelle des Weißeneckbaches** ausgewichen werden (R 409550, H 289460, SH 960). Die Quelle tritt an mehreren Stellen aus den Hangschottern unterhalb des Rauhkogels aus. Die geringe Schüttung von ca. 5 l/s und die mächtigen Hangschuttmassen setzen ein bis auf das Plateau reichendes Einzugsgebiet nicht zwingend voraus. Sechs Wochen war an der westlichen unteren Weißeneckbachquelle ein Logger mit Druck-, Leitfähigkeits- und Temperatursonden installiert (Bild 10 in Anhang 2).

Gegen Ende der Meßperiode war es möglich, an einer der westlichen **Nesseltalbachquellen** (R 492075, H 287775, SH 1200) einen Logger mit Druck-, Leitfähigkeits- und Temperatursonden aufzustellen. Der direkte Ursprung aus dem Karst war bereits bei Exkursionen in diesem Bereich einige Jahre zuvor festgestellt worden. Die Quelle tritt direkt aus dem Hauptdolomit aus, wobei der Quellaustritt nicht direkt eingesehen werden konnte, da er sich in einer großen Spalte inmitten einer Felswand befindet. Die Meßstelle wurde im Bachlauf ca. 200 m nach der vermuteten Quelle eingerichtet (Bild 11 in Anhang 2).

Der Chemismus der **Wallerquellen am Almsee** (RW 496750, HW 289250, SH 592) wurde untersucht, um die Aussagen der Literatur über höhere Wassertemperatur und Karbonathärte zu untersuchen. Im Herbst 1996 wurde dort für drei Tage ein Logger installiert.

5 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

5.1 Wetterdaten

5.1.1 EINLEITUNG

Wetterdaten wurden im Zeitraum vom 12.7.1996 bis zum 16.9.1996 erfaßt (siehe Abb. 5.1). Aufgrund des frühen Wintereinbruches mußten die Meßreihen früher als geplant eingestellt werden.

5.1.2 NIEDERSCHLAG UND LUFTTEMPERATUR

Zur Bestimmung des Niederschlags wurden die Meßwerte des Ombrometers verwendet, da diesen aufgrund der größeren Auffangfläche des Regenmessers eine größere Genauigkeit zuzuschreiben war als dem Hellmann'schen Regenmesser der Klimameßstation. Werte der Wetterstation wurden dann herangezogen, wenn keine Ombrometermessungen vorlagen. Aus Vergleichen der Ombrometermeßwerte mit denen der Wetterstation zeigt sich, daß die mit dem Hellmann'schen Regenmesser gemessenen Werte mit 1.5 zu multiplizieren sind. Die Meßfehler mit dem Hellmann'schen Niederschlagsmesser können bei Einzelniederschlagsereignissen 30 bis 50 % des wahren Niederschlags betragen. Diese Abweichungen treten besonders bei Windeinwirkung auf (HINTERMAIER 1993). Meßabweichungen für das Ombrometer liegen nicht vor; sie dürften aufgrund der größeren Auffangfläche etwas geringer sein als beim Hellmann'schen Regenmesser.

Der Sommer 1996 war geprägt von zeitweise täglichen Regenschauern, im Juli und zu Beginn des August meist in Zusammenhang mit Gewittern. Zu Beginn und Mitte September brachten Schneefälle bis zu 70 cm Neuschnee.

Niederschlagsmengen:	13.07. - 31.07.1996	102 mm
	01.08. - 30.08.1996	160 mm
	01.09. - 15.09.1996	157 mm
	13.07. - 15.09.1996	419 mm

Verglichen mit den langjährigen Monatsmitteln (siehe Kap. 3.4) war der Niederschlag im Juli relativ gering. In der 2. Monatshälfte des Juli fielen lediglich 28 % des Monatsmittels. Der Monat August war mit einem Minus von 83 mm Niederschlag sehr trocken, im September dagegen wurden in der ersten Monatshälfte bereits 80 % des Monatsmittels erreicht.

Die Verteilung der Niederschläge zeigt, daß im Beobachtungszeitraum kurze starke Gewitterregen die Hauptmenge des Niederschlages bilden. Die Mengen einzelner Niederschlagsereignisse:

am 28.07.1996	16:00 bis 16:30	8.8 mm
am 30.07.1996	06:00 bis 07:15	10.0 mm
am 03.08.1996	16:00 bis 17:00	10.1 mm

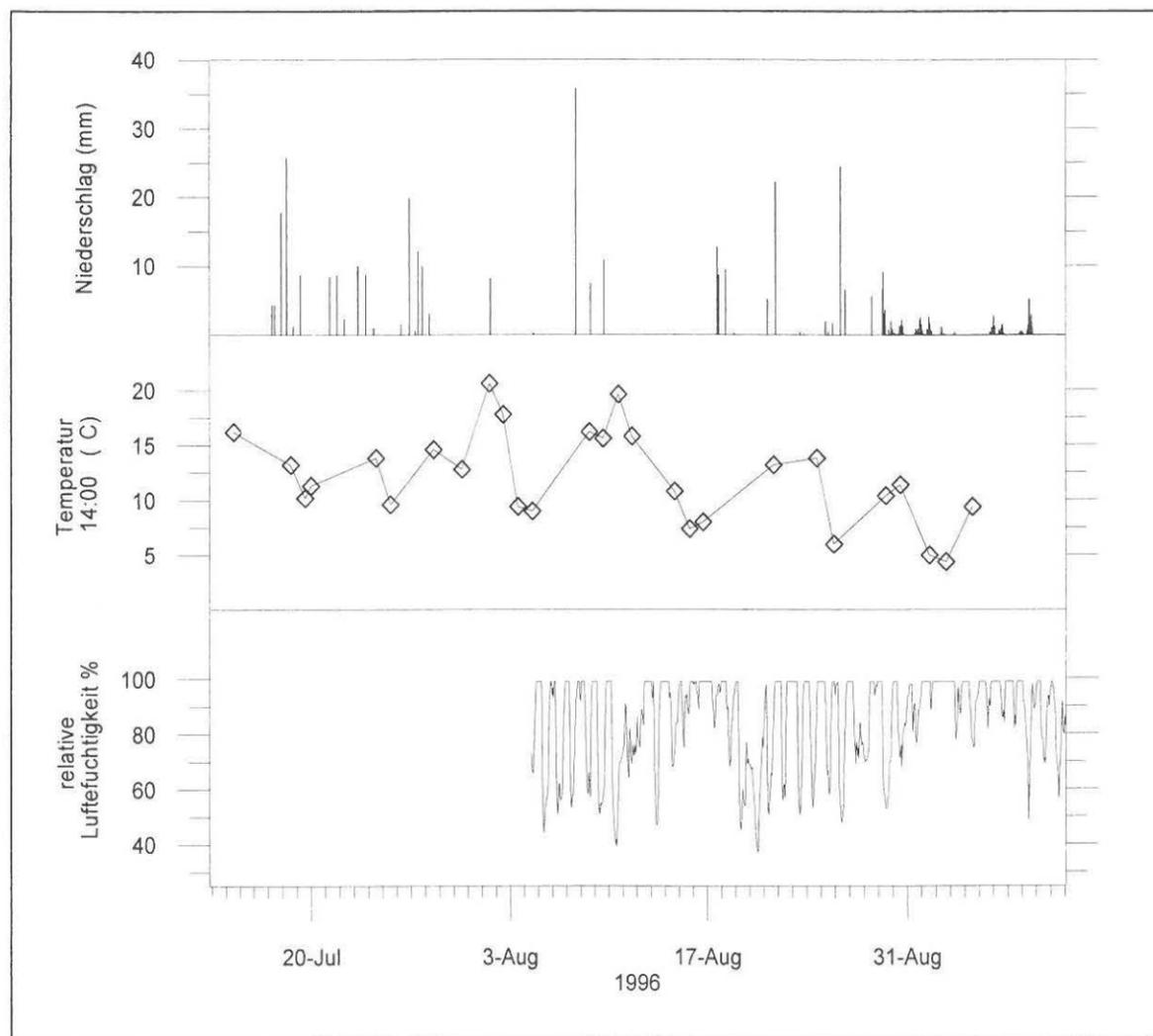


Abb. 5.1: Niederschlag, Lufttemperatur um 14:00 und relative Luftfeuchtigkeit in der Umgebung des Albert-Appel-Hauses (1638 m Seehöhe).

5.1.3 EVAPOTRANSPIRATION

Die Evapotranspiration wurde mit zwei unterschiedlichen Verfahren bestimmt, nach HAUDE und nach ABEL. ABEL (1970) untersuchte Klima und Wasserhaushalt von Hochkarstflächen im Sommer im Dachsteingebiet, einem Gebiet mit ähnlichen hydrologischen und klimatischen Bedingungen wie im Toten Gebirge.

Die Berechnung nach HAUDE setzt Vereinfachungen voraus, so daß lediglich die ungefähre Größenordnung bestimmt werden kann.

$$\text{Evapotranspiration nach HAUDE: } ET_{\text{pot}} = x + P_{14} (1 - F_{14}/100) \quad [\text{mm/d}]$$

x = Monatskoeffizient
 P_{14} = Sättigungsdampfdruck der Luft um 14 h
 F_{14} = relative Luftfeuchte um 14 h
 $P_{14} = 4.58 \cdot 10 (7.45 \cdot T)/(235 + T) \quad [\text{mbar}]$
 T = Lufttemperatur um 14 h [°C]

Danach ergibt sich für den Zeitraum vom 13.7.1996 bis 15.9.1996 eine Evapotranspiration von 80 mm, was $ET_{\text{pot}} = 19\%$ des Niederschlages entspricht.

Die aktuelle Verdunstung kann aus der potentiellen Evapotranspiration und der Feldkapazität bestimmt werden. Da aus dem Hochgebirgskarst keine Daten über Feldkapazitäten vorliegen, dienen Schätzungen der Feldkapazitäten aus dem Mittelgebirgskarst der Schwäbischen Alb als Anhaltspunkt. Diese werden auf 30-70 mm geschätzt (HEMME 1970), im Hochgebirgskarst dürften die Werte noch geringer sein. Bei angenommenen 30 mm Feldkapazität und 80 mm ET_{pot} , ergibt sich nach Korrektur der ET_{pot} nach UHLIG (1959) eine $ET_{\text{reell}} \approx 50$ mm, was 12 % des Niederschlages entspricht.

ABEL (1970) berechnete aus Messungen mit Verdunstungswannen und Kleinlysometern eine Evapotranspiration von 37.5 % des Niederschlages. Wegen des hohen Wassergehaltes im Boden aufgrund der häufigen Niederschläge nahm er vereinfachend an, daß $ET_{\text{pot}} = ET_{\text{reell}}$. Diese Annahme mag auf die bodenbedeckte Fläche zutreffen. Da die bodenbedeckte Fläche im Hochgebirgskarst zum Teil nur ein bis zwei Drittel der Gesamtfläche beträgt, sollten die ET_{pot} -Werte von ABEL um 33 bis 66 % verringert werden. Die ET_{reell} für den Beobachtungszeitraum beträgt dann 52 bis 94 mm, was einer Verdunstungsrate von 12 bis 22 % des Niederschlages entspricht.

Ein weiterer Hinweis auf die Größenordnung der Evapotranspiration im Hochgebirge kommt von Dr. SCHMEIB (1996) vom Hydrographischen Dienst in Linz. Er bezifferte das Gesamtvolumen an Verdunstung im Hochgebirge auf ca. 360 mm/Jahr. Die eigenen im Toten Gebirge ermittelten Werte von 52 mm bis 94 mm während der verdunstungsreichen Sommermonate würden ungefähr in die gleiche Größenordnung passen.

5.2 Grundwasserneubildung

Aus Niederschlag N und Evapotranspiration ET errechnet sich die Grundwasserneubildung.

$$GWN = N - ET$$

Die Grundwasserneubildung im Toten Gebirge beträgt demnach 78 % bis 88 % des Niederschlages. Bei 419 mm Niederschlag im Beobachtungszeitraum entspricht dies einer Grundwasserneubildung von 369 mm bis 325 mm im Zeitraum von Mitte Juli bis Mitte September.

5.3 Lufttemperatur in den Höhlen

Um eine Abhängigkeit der Lufttemperatur von der Seehöhe oder der Tiefe unter GOK zu untersuchen, wurden in der Altherrenhöhle, der Dellerklaphöhle und dem Gipfelschacht auf unterschiedlichen Niveaus Lufttemperaturmessungen durchgeführt.

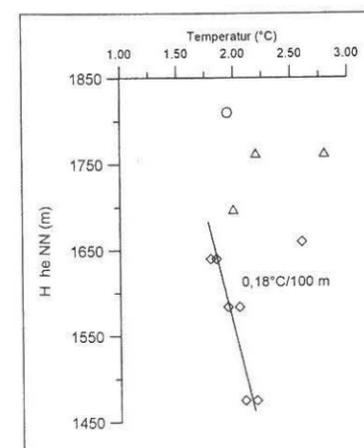


Abb. 5.2: Lufttemperatur in den Höhlen in Abhängigkeit von der Seehöhe.

- ◇ Dellerklaphöhle
- △ Altherrenhöhle
- Red. Stein Gipfelschacht

Abb. 5.2 zeigt eine schwache Abhängigkeit der Lufttemperatur von der Seehöhe. Innerhalb der Dellerklaphöhle ist der Zusammenhang deutlich erkennbar,

läßt sich jedoch nicht mit Temperaturen der anderen Höhlen in Bezug setzen.

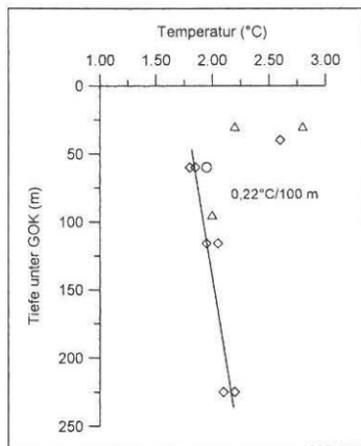


Abb. 5.3: Lufttemperatur in den Höhlen in Abhängigkeit von der Tiefe unter GOK.

Abb. 5.3 zeigt, daß die Lufttemperatur in deutlicher Abhängigkeit von der Tiefe unter GOK steht. Der Gradient beschränkt sich nicht nur auf das Klimasystem einer Höhle, sondern ist über mehrere Höhlen, die auf unterschiedlicher Seehöhe angelegt sind, zu verfolgen.

Die Temperaturdaten stammen nur aus einer Tiefe bis 250 m unter GOK. Da die alpinen Karsthöhlen stark bewettert sind, kann sich die Schwankung der Oberflächentemperatur vermutlich bis in große Tiefen auswirken. Die Temperaturwerte passen im groben Rahmen zur

Jahresdurchschnitts-temperatur von 2.2 °C auf der Oberfläche in 1640 m Seehöhe.

Im Toten Gebirge konnte in den Höhlen kein von der Seehöhe abhängiger Gradient der Lufttemperatur festgestellt werden. Die Lufttemperatur hängt viel mehr von der Tiefe unter GOK ab. Die Gradienten beider Auftragungsweisen liegen mit ca. 0.2 °C/100 m deutlich niedriger als jener der Außenlufttemperatur mit 0.44 °C/100 m Seehöhe. Der Gradient der Außenlufttemperatur wurde anhand von Jahresdurchschnittswerten (KUFFNER 1994) bestimmt. Das bedeutet, daß die Höhlenluft wesentlich kühler ist als die Außenluft im Jahresdurchschnitt auf gleicher Seehöhe. Eine Erklärung dafür ist, daß die Höhlen Kälte speichern und an die Luft abgeben. Die 5-monatige Dauer der Schneedecke und die ebensolange Zeit mit Durchschnittstemperaturen unter Null auf dem Hochplateau kühlen die Höhle effektiver aus, als sie in den Sommermonaten erwärmt wird. Dies könnte auch die Kopplung der Temperatur an die Tiefe unter GOK erklären.

Die Kopplung der Höhlenlufttemperatur an die Seehöhe, wie sie JEANNIN (1990) nachgewiesen hat, wurde im Toten Gebirge nicht gefunden.

5.4 P_{CO2}-Messungen der Höhlenluft

Der P_{CO2}-Wert spielt in der Karbonatlösung eine wesentliche Rolle, er kontrolliert die HCO₃⁻ Konzentration im Wasser und somit auch die Löslichkeit von Kalzit.

In der Altherrenhöhle und der Dellerklapfhöhle wurde auf verschiedenen Niveaus der P_{CO2}-Wert der Höhlenluft bestimmt. Alle Messungen zeigen P_{CO2} Werte, die nur wenig von dem Wert des atmosphärischen abweichen. Der atmosphärische P_{CO2} beträgt 0.04 Vol%, der in den Höhlen gemessene zwischen 0.02 und 0.04 Vol%. Diese Werte stimmen mit jenen überein, die BÖGLI (1976) im alpinen Karst der Schweiz bestimmte. BÖGLI (1976) ermittelte im Hölloch in der Schweiz atmosphärische P_{CO2}-Gehalte, wenn die Höhle bewettert war. Stellte sich die Bewetterung durch veränderte klimatische Bedingungen ein, so stiegen sie stark an. Der Anstieg war besonders deutlich an Höhlenbächen zu beobachten. Das Wasser der Höhlenbäche gaste CO₂ aus, da der initiale P_{CO2} mit dem das Wasser in der Bodenzone equilibrierte, wesentlich höher war als jener in der Höhlenluft. Eine Tiefenabhängigkeit der P_{CO2} Werte, wie sie von EK (1985) in mehreren Kleinhöhlen in Mittelgebirgen beobachtet wurde, konnte im Toten Gebirge nicht festgestellt werden.

Da das Wasser in der Bodenzone einem vermutlich wesentlich höheren P_{CO2} ausgesetzt ist als in der Höhle, kann aus der Höhlenluft kein weiteres CO₂ aufgenommen werden. Die Lösungskapazität des Wassers kann in der vadosen Zone durch die Höhlenluft nicht erhöht

werden. Wie sich der P_{CO2} über längere Zeiträume hinweg verhält, konnte nicht untersucht werden.

Die Höhlenluft stellt in den beprobten Höhlen keine weitere Quelle für CO₂ dar, sie kann nicht für zusätzliche Lösungskapazität in der vadosen Zone sorgen.

5.5 Chemische und physikalische Parameter der Karstwässer

5.5.1 EINLEITUNG

Die Diskussion der Ergebnisse der chemischen und physikalischen Parameter der Wässer gliedert sich in eine Betrachtung der Meßergebnisse unter Normalwasserbedingungen und Hochwasserbedingungen. Die Ergebnisse werden zuerst auf Zusammenhänge innerhalb eines Teilsystems untersucht und anschließend in Beziehung zu den anderen Teilsystemen gesetzt.

Teilsystem 1:	Die Quellen und Schwinden auf dem Plateau,	Epikarst
Teilsystem 2:	Das System der Höhlen,	vadose Zone
Teilsystem 3:	Das System der Karstquellen am Plateaufuß,	phreatische Zone

Die Teilsysteme sollen die Modellzonen Epikarst, vadose Zone und phreatischer Bereich charakterisieren. Abschließend werden die Zusammenhänge der einzelnen Teilsysteme betrachtet.

Die chemische Zusammensetzung und die physikalischen Eigenschaften der Karstwässer wurden möglichst häufig unter Normalwasserbedingungen untersucht, um eine gesicherte Datenbasis zu erhalten und die Repräsentativität der Meßergebnisse zu gewährleisten. Hochwasserbeprobungen waren aus logistischen Gründen nur sehr beschränkt durchführbar. Aus dem Verhalten der Höhlenbäche und Karstquellen bei Hochwasser lassen sich Rückschlüsse auf den Aufbau des Karstaquifers ziehen.

Die zu jeder Meßstelle angegebenen chemischen Parameter sind Durchschnittswerte unter Normalwasserbedingungen. Die Anzahl der verwendeten Messungen wird mit der letzten Zahl angegeben.

Ionenbilanzfehler sind auf zu geringe Anionenkonzentrationen zurückzuführen. Nicht alle Wasserproben konnten auf NO₃⁻-Konzentration bestimmt werden. Dazu kommt noch ein im Vergleich zu den anderen Analysemethoden großer Meßfehler in der HCO₃⁻-Konzentrationsbestimmung. Der Ionenbilanzfehler liegt zwischen 4 und 12 %.

5.5.2 ZUSAMMENSETZUNG DER KARSTGRUNDWÄSSER UNTER NORMALWASSERBEDINGUNGEN

5.5.2.1 Teilsystem 1: Quellen und Schwinden auf dem Hochplateau

5.5.2.1.1 EINLEITUNG

Das Teilsystem 1 umfaßt Quellen und Bachläufe auf den wasserstauenden Oberalmer Schichten sowie Wasserschwinden auf dem Hochplateau, die Wasser kanalisiert dem Karst zuführen. Die chemische Zusammensetzung und die physikalischen Parameter der Wässer an den Schwinden dienen als Eingangswerte der Wässer in den Karst. Diese Werte gelten jedoch nur für jene Wässer, die gesammelt und schnell dem Karstsystem zugeführt werden. Über die Zusammensetzung der Karstwässer, die der vadosen Zone diffus durch flächenhafte Versickerung über das Fein- und Großluftsystem zugeführt werden, liegen keine Meßwerte vor. Da die beprobten Höhlen in charakteristisch unterschiedlichen Einzugsgebieten liegen, konzentriert sich die Untersuchung auf die Charakterisierung und Unterscheidung der Wässer aus diesen unterschiedlichen Einzugsgebieten.

5.5.2.1.2 CHARAKTERISIERUNG DER QUELLEN UND SCHWINDEN

Die **Quelle am Redenden Stein** ($C_{Ca^{++}}$ 1.15 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.12 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 2.1 mmol/l, P_{CO_2} 0.001 atm, 5 untersuchte Proben) tritt mit einer Schüttung von 10-50 ml/s an der Grenze Plassenkalk zu den Oberalmer Schichten aus. Ihr Wasser stammt vermutlich aus dem überlagernden Plassenkalk. Die Temperatur von 4.5 °C erscheint für eine Karstquelle in dieser Seehöhe (1800 m NN) relativ hoch. Bedingt durch die geringe Schüttung und Schuttmassen, aus denen die Quelle entspringt, erscheint eine Erwärmung durch die Außenluft denkbar. Der initiale P_{CO_2} beträgt 0.00085 bis 0.0012 atm.

Wasser aus der **Quelle des Katzenmoosbaches** ($C_{Ca^{++}}$ 1.6 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.2 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 2.68 mmol/l, P_{CO_2} 0.0058 atm, 4 untersuchte Proben), einer diffus gespeisten Quelle, die einem kleinen Moor entspringt, unterliegt wie alle Moorwässer im Laufe des Tages einer starken Temperaturschwankung, da sich die Moore bei Sonneneinstrahlung stark aufwärmen können. Die höchste gemessene Wassertemperatur betrug 14 °C am 14.7.1996 um 17:00. Der pH-Wert von durchschnittlich 7.4 ist für Karstwässer relativ niedrig und auf einen hohen Anteil an Huminsäuren und den hohen P_{CO_2} im Moor zurückzuführen. Bedingt durch den hohen HCO_3^- -Gehalt ist das Wasser übersättigt in bezug auf Kalzit. Nach ca. 50 m Fließstrecke, an der Meßstelle **Katzenmoosbach**, ist das Wasser in bezug auf Kalzit bereits übersättigt. Ausgasen von CO_2 bewirkt eine Übersättigung und Ausfällung, die sich auch durch Kalktuffablagerungen im Bachbett zeigt.

Nach weiteren 300 m durchfließt der Bach ein zweites Moor, das Katzenmoos, an dessen Abfluß die Meßstelle **Katzenmoos Abfluß** ($C_{Ca^{++}}$ 1.48 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.11 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 2.77 mmol/l, P_{CO_2} 0.002 atm, 7 untersuchte Proben) eingerichtet wurde. Der hohe P_{CO_2} im Moor bewirkt einen erneuten Anstieg der HCO_3^- -Konzentration und somit eine Abnahme des SI_{Kalzit} gegenüber der Meßstelle im Bachbett.

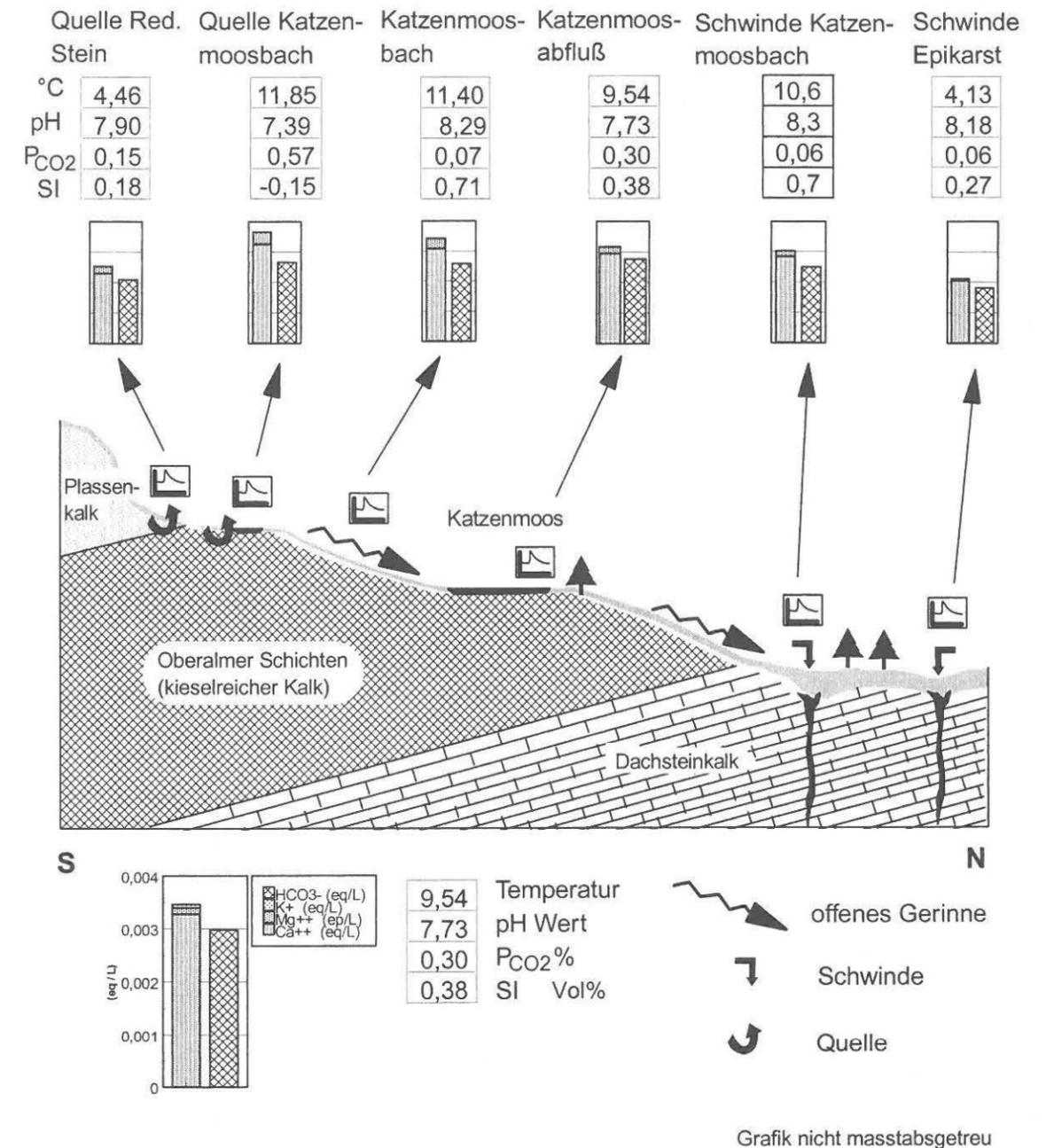


Abb. 5.4: Teilsystem 1: Chemische und physikalische Parameter des Wassers der Quellen und Bachschwinden auf dem Hochplateau.

Der Katzenmoosbach verschwindet ca. 250 m nach Ausfluß aus dem Katzenmoos in der **Schwinde Katzenmoosbach** ($C_{Ca^{++}}$ 1.42 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.09 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 2.5 mmol/l, P_{CO_2} 0.00059 atm, 4 untersuchte Proben) in den Oberalmer Schichten. Durch Ausgasen des CO_2 ist die HCO_3^- -Konzentration gefallen, der pH-Wert angestiegen und Kalzit ausgefallen. Die an der **Schwinde Katzenmoosbach** gemessenen chemischen und physikalischen Größen können als Eingangswerte der Wässer aus dem oberflächlichen Abflußsystem in den Epikarst oder in die vadosen Zone angesehen werden. Die hydraulische Anknüpfung der Schwinde an den Endokarst ist nicht eindeutig festzustellen, sie dürfte jedoch eine sehr direkte Anbindung zum vadosen Karst besitzen, da auch bei stärkerer Schüttung des Baches die ankommenden Wassermengen ohne Rückstau abfließen. Die Zusammensetzung des hier abfließenden

Wassers steht stellvertretend für Wasser aus den Oberalmer Schichten und dem Einzugsgebiet der Altherrenhöhle.

Die **Schwinde Epikarst** ($C_{Ca^{++}}$ 1.0 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.03 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 1.75 mmol/l, P_{CO_2} 0.00061 atm, 5 untersuchte Proben) ist charakteristisch für das Einzugsgebiet der Dellerklapfhöhle. Der SI_{Kalzit} von 0.27 zeigt, daß Karstwasser bereits bei Eintritt in die vadose Zone in bezug auf Kalzit gesättigt ist. Die Schwinde liegt im Dachsteinkalk und bildet eine Bachschwinde für Wässer, die sich in den umliegenden Karen und Karren sammeln. Das Wasser fließt kanalisiert in eine auf wenige Meter begehbare Spalte und versickert in Blockwerk. Das Einzugsgebiet gliedert sich in Karrenfelder mit zum Teil dünnem Latschenbewuchs und kleinen Wiesenflecken, die sich in den Mulden der Karren ausbilden. Es fehlt der dichte und dicke Moorboden der Oberalmer Schichten, der durch intensive biologische Aktivität einen hohen P_{CO_2} aufweist. Die chemischen und physikalischen Meßwerte dieser Schwinde sollten mit denen der **Quelle am Redenden Stein** verglichen werden, die ihr Wasser aus einem Karststock bezieht, der ähnlichen Bewuchs aufweist.

5.5.2.1.3 ZUSAMMENFASSUNG

Die Veränderungen der chemischen Zusammensetzung des Wassers von der Quelle bis zur Schwinde lassen sich mit den bekannten chemischen Prozessen erklären.

Der hohe P_{CO_2} -Wert in den dicken Moorbodenschichten der „Moose“ bewirkt die hohen HCO_3^- Konzentrationen von 2.5 bis 3.2 mmol/l an den Moosquellen und auf Fließstrecken durch Moore. Auf Strecken des freien Fließens paßt sich der P_{CO_2} des Wassers dem atmosphärischen P_{CO_2} durch Ausgasen an und die HCO_3^- Konzentration im Wasser nimmt ab. Quellwässer aus Gebieten mit geringerer Vegetation, z.B. die **Quelle am Redenden Stein** und die **Schwinde Epikarst**, unterscheiden sich deutlich durch geringere HCO_3^- Konzentrationen von 1.6 bis 2.2 mmol/l aufgrund des geringeren P_{CO_2} im Boden.

Die Ca^{++} -Konzentration in den Moosquellen liegt bei 1.3 bis 1.9 mmol/l, durch ausgasendes CO_2 nimmt die HCO_3^- -Konzentration im Verlauf der Fließstrecken ab, das Wasser wird in bezug auf Kalzit übersättigt und Kalk fällt aus. Die Ca^{++} -Konzentrationen der **Quelle am Redenden Stein** und der **Schwinde Epikarst** sind mit 0.9 bis 1.1 mmol/l wesentlich geringer. Bedingt durch die geringeren P_{CO_2} -Werte im Einzugsgebiet und die daraus resultierenden geringeren HCO_3^- Konzentrationen im Wasser löst das weniger aggressive Wasser weniger Kalk.

Für den Großteil der Wässer auf dem Plateau dürfte die Zusammensetzung der Wässer der Meßstellen **Quelle am Redenden Stein** und **Schwinde Epikarst** repräsentativ sein, da große Bereiche des Gebirgsplateaus dem Einzugsgebiet dieser Meßstellen ähneln.

Abschließend kann gesagt werden, daß Wasser, das in die vadose Zone kanalisiert über punktuellen Zulauf eingebracht wird, unter Normalbedingungen in bezug auf Kalzit bereits gesättigt ist. Die Lösungskapazität wird bereits in den obersten Bodenschichten aufgebraucht.

5.5.2.2 Teilsystem 2: Die Höhlenwässer in der vadosen Zone

5.5.2.2.1 EINLEITUNG

Vergleiche dieser Meßdaten mit den Analysen der Wässer des Teilsystems 1 sollen zeigen, wie sich die Karstwässer vom Verschwinden im Epikarst bis in die tieferen Bereiche der vadosen Zone chemisch verändern. Durch Meßstellen auf 80 m unter GOK in der Altherrenhöhle und 220 m unter GOK in der Dellerklapfhöhle werden in der vadosen Zone die Veränderungen der chemischen und physikalischen Parameter des Wassers mit zunehmender Tiefe ermittelt. Altherrenhöhle und Dellerklapfhöhle stehen in keinem hydraulischen Zusammenhang, daher ist ein quantitativer Vergleich der Meßwerte nicht möglich. Qualitative Trends können jedoch bestimmt werden.

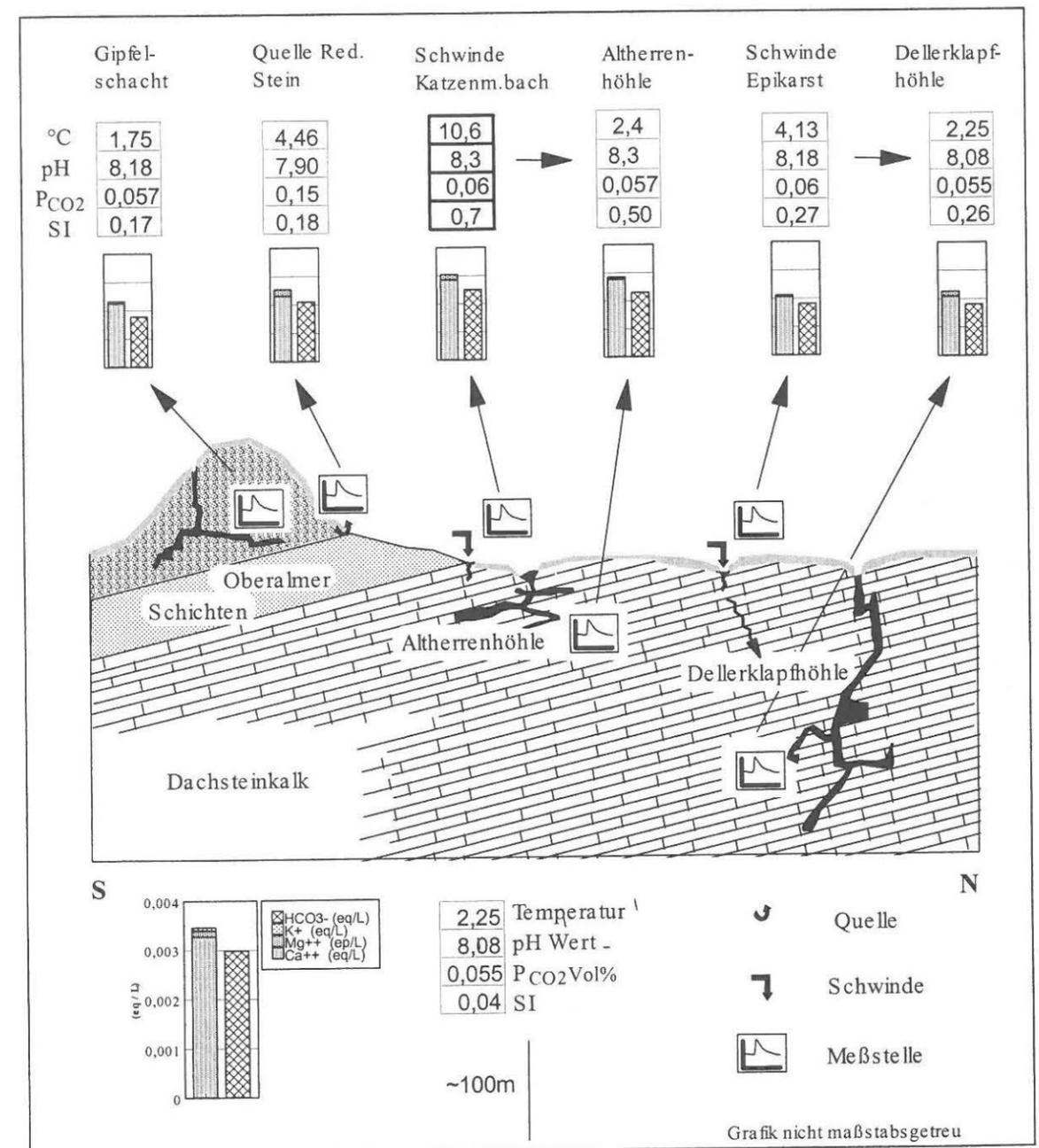


Abb. 5.5: Teilsystem 2: Chemische und physikalische Parameter des Wassers der Schwinden und Höhlenbäche.

Die Meßstellen in den Höhlen bieten die Möglichkeit, Daten direkt aus dem Entwässerungssystem zu erhalten. Abb. 5.5 zeigt im Überblick die Meßwerte der Meßstellen im Epikarst, an den Schwinden sowie in den Höhlenbächen. Da sich die Einzugsgebiete der Höhlen im Charakter unterscheiden, wurden zwei Schwinden im Epikarst mit jeweils den Höhlen entsprechenden Einzugsgebieten beprobt (siehe auch 5.5.2.1).

5.5.2.2.2 DIE ALTHERRENHÖHLE (80 m unter GOK)

Das Einzugsgebiet des **Altherrenbaches** in der **Altherrenhöhle** ($C_{Ca^{++}}$ 1.3 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.04 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 2.23 mmol/l, P_{CO_2} 0.00057 atm, 3 untersuchte Proben) liegt zum Großteil in den Wiesen der Oberalmer Schichten, es gleicht daher dem Einzugsgebiet der **Schwinde des Katzenmoosbaches**. Die Schwinde des Katzenmoosbaches steht in keiner direkten Verbindung mit dem Altherrenbach in der Altherrenhöhle. Die Ähnlichkeit der Einzugsgebiete erlaubt jedoch die Annahme, daß das Wasser des Altherrenbaches vor dem Durchfließen des Epikarstes und oberer Teile der vadosen Zone dem Chemismus des Wassers der Schwinde des Katzenmoosbaches gleicht.

In der chemischen Zusammensetzung des Wassers hat sich auf dem Weg durch die obersten Bereiche der vadosen Zone nichts verändert. Die Wassertemperatur hat sich von 8 bis 12 °C auf 2.2 bis 2.5 °C verringert, sie liegt damit 0.5 °C über der Lufttemperatur in der Altherrenhöhle. Die oberflächennahen Wassertemperaturschwankungen, bedingt durch Lufttemperaturschwankungen und Sonneneinstrahlung, werden durch den Epikarst und die vadosen Zone verringert.

5.5.2.2.3 DIE DELLERKLAPFHÖHLE (220 m unter GOK)

Das Einzugsgebiet der Dellerklapfhöhle liegt ausschließlich im Dachsteinkalk, es gleicht daher jenem der **Schwinde Epikarst**. Die Schwinde Epikarst steht in keiner direkten Verbindung mit dem Höhlenbach der Dellerklapfhöhle. Aufgrund der Ähnlichkeit der Einzugsgebiete kann jedoch davon ausgegangen werden, daß das Wasser der Dellerklapfhöhle vor dem Durchfließen des Epikarstes und der vadosen Zone dem Chemismus des Wassers der Schwinde Epikarst ähnelt; ein Vergleich der Daten ist daher aussagekräftig.

Auch hier unterscheidet sich die chemische Zusammensetzung des Wassers der Schwinde ($C_{Ca^{++}}$ 1.0 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.03 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 1.75 mmol/l, P_{CO_2} 0.00061 atm, 5 untersuchte Proben) nur unwesentlich von jenem in der Dellerklapfhöhle ($C_{Ca^{++}}$ 1.05 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.09 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 1.78 mmol/l, P_{CO_2} 0.00055 atm, 4 untersuchte Proben). Lediglich die Mg^{++} -Konzentration des Wassers der Dellerklapfhöhle ist fast um das Dreifache erhöht, was auf vereinzelte Dolomitlinsen im Dachsteinkalk zurückzuführen ist. Der SI_{Kalzit} in 220 m Tiefe zeigt, daß das Wasser gesättigt bis leicht übersättigt ist. Unter normalen Schüttungsbedingungen kann kein weiterer Kalk gelöst werden.

Wie in der Altherrenhöhle unterscheiden sich lediglich die Wassertemperaturen der Schwinde und die der Höhle. Das Wasser wird auf dem Weg durch Epikarst und vadosen Zone abgekühlt. Die Wassertemperatur von durchschnittlich 2.25 °C in der Höhle lag am 18.7.1996 nur 0.27 °C und am 31.7.1996 nur 0.05 °C über der Höhlenlufttemperatur.

5.5.2.2.4 ZUSAMMENFASSUNG

Vergleicht man die chemische Zusammensetzung der Wässer in den Höhlenbächen mit jener der Wässer an den entsprechenden Schwinden, so wird deutlich, daß sich auf dem Fließweg des Wassers durch den Epikarst und den oberen Bereich der vadosen Zone wenig verändert.

Die Kontaktzeit des Wassers an der Oberfläche in Karren, Karmulden und Wiesen reicht aus, um Sättigung in bezug auf Kalzit zu erreichen. Unter Normalwasserbedingungen wird in der vadosen Zone kein weiterer Kalk gelöst. Bis auf die HCO_3^- -Konzentration verändern sich die chemischen Parameter im weiteren Verlauf des Fließens durch den Epikarst und die vadosen Zone kaum. Der im Vergleich zum Boden geringere P_{CO_2} in der Höhlenluft bewirkt, daß CO_2 ausgast, sich dadurch die HCO_3^- -Konzentration im Wasser verringert und eine Übersättigung in bezug auf Kalzit eintritt.

Die Abkühlung des warmen Oberflächenwassers reicht in der vadosen Zone bis in eine Tiefe von mindestens 220 m unter GOK. In 80 m Tiefe unter GOK beträgt die Temperatur noch 2.4 °C, in 220 m Tiefe unter GOK nur noch 2.25 °C. Die von SAUTER (1992) und RENNER (1996) ermittelte Temperaturanpassung im Epikarst und die nachfolgende Erwärmung des Wassers aufgrund des geothermischen Gradienten im Karst der Schwäbischen Alb konnte im alpinen Karst nicht gemessen werden.

5.5.2.3 Teilsystem 3: Die Karstquellen

5.5.2.3.1 EINLEITUNG

Das Teilsystem 3 beschreibt die Veränderungen der physikalischen Parameter und der chemischen Zusammensetzung des Karstwassers der Quellen am Plateaufuß des Karstmassivs gegenüber dem Wasser in der vadosen Zone. Der Vergleich der Meßdaten aus den Höhlen, der vadosen Zone, mit jenen der Karstquellen soll Aufschluß darüber geben, welche Veränderungen Karstwasser in der tiefen vadosen und phreatischen Zone erfährt. Ein direkter hydraulischer Zusammenhang zwischen den untersuchten Höhlen und den beprobten Karstquellen ist nicht nachgewiesen und im Falle der Zimitzquelle aufgrund der geographischen Entfernung sehr unwahrscheinlich. Trotz der Tatsache, daß an den Quellen nicht genau das Wasser ankommt, das in den untersuchten Höhlen fließt, kann doch ein qualitativer Trend bestimmt werden, da die Einzugsgebiete der Quellen und Höhlen ähnliche Charakteristika in bezug auf Gestein, Vegetation und Verkarstung aufweisen.

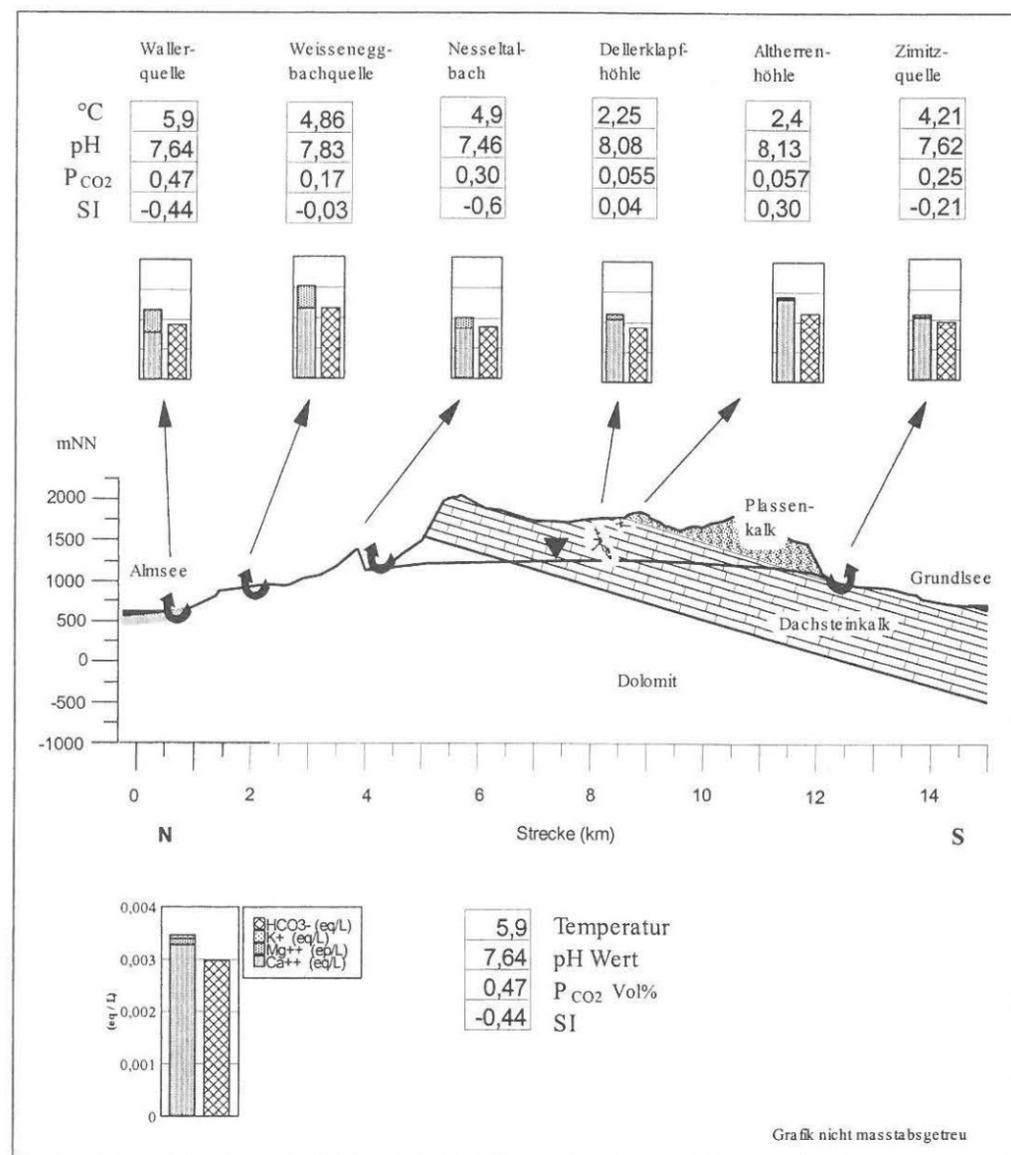


Abb. 5.6: Teilsystem 3: Chemische und physikalische Parameter der Meßstellen in den Höhlen und an den Karstquellen.

Untersucht wurden Karstquellen am Süd- und Nordrand des Karstmassivs, um den Einfluß unterschiedlicher Lithologie auf die Zusammensetzung des Karstwassers zu erfassen. Die Quellen im Norden entspringen im Wettersteindolomit, die Quelle im Süden entspringt an der Grenze des Dachsteinkalks zu den Oberalmer Schichten.

5.5.2.3.2 DIE ZIMITZQUELLE AM SÜDRAND DES KARSTMASSIVS

Die *chemischen Parameter* der Zimitzquelle ($C_{Ca^{++}}$ 1.0 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.04 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 1.78 mmol/l, P_{CO_2} 0.0025 atm, 12 untersuchte Proben) unterscheiden sich in pH-Wert, SI_{Kalzit} und P_{CO_2} deutlich von denen der Altherrenhöhle ($C_{Ca^{++}}$ 1.3 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.04 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 2.23 mmol/l, P_{CO_2} 0.00057 atm, 3 untersuchte Proben) und der Dellerklaphöhle ($C_{Ca^{++}}$ 1.05 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.09 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 1.78 mmol/l, P_{CO_2} 0.00055 atm, 4 untersuchte Proben). Die Unterschiede in den anderen Parametern können vernachlässigt werden. Die Untersättigung des Wassers in bezug auf Kalzit ist auf den niedrigeren pH-Wert zurückzuführen. Der um eine Größenordnung höhere P_{CO_2} kann auf ein anderes Einzugsgebiet als das der Höhlen oder eine zusätzliche CO_2 -Quelle im Karst zurückgeführt werden.

Die *Wassertemperatur* liegt mit 4.2 °C ca. 2 °C höher als in den Höhlen. In Bereichen der vadosen Zone tiefer als 220 m unter GOK und in der phreatischen Zone wirkt ein thermischer Gradient, der das im oberen Bereich der vadosen Zone abgekühlte Wasser wieder erwärmt.

5.5.2.3.3 NESSELTALBACHQUELLE

An der Nesselalbachquelle konnten nur zwei Proben entnommen werden. Aufgrund dieser kleinen Datenbasis ist eine weitergehende Interpretation nicht möglich.

Was sich in beiden Wasserproben jedoch bestätigt, ist die im Vergleich zur Zimitzquelle 4 - 5-fach höhere Mg^{++} -Konzentration, die sich mit der Herkunft des Wassers aus dem Dolomit erklären läßt ($C_{Ca^{++}}$ 0.83 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.18 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 1.73 mmol/l, P_{CO_2} 0.003 atm, SI_{Kalzit} -0.67, 2 untersuchte Proben). Die anderen chemischen Parameter gleichen denen der Zimitz.

Bemerkenswert ist, daß wie an der Zimitzquelle der P_{CO_2} des Quellwassers um das ca. Fünffache über dem der Höhlen liegt. Auch hier dürfte eine CO_2 -Quelle im tiefen Bereich der vadosen Zone oder der phreatischen Zone der Grund für den höheren P_{CO_2} und die Untersättigung des Wassers in bezug auf Kalzit sein.

Die *Wassertemperatur* von 4.9 °C kann nicht als die wahre Quellwassertemperatur gelten. Da die Meßstelle ca. 200 m nach dem Quellaustritt liegt, hat sich das Wasser beim freien Fließen und in Kontakt mit der im Sommer warmen Außenluft erwärmt. Die Temperatur des Karstwassers an dieser Quelle dürfte daher um einige 1/10 °C niedriger sein.

5.5.2.3.4 WEISSENECKBACHQUELLE

Der Chemismus der Weisseneckbachquelle ($C_{Ca^{++}}$ 1.16 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.36 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 2.23 mmol/l, P_{CO_2} 0.0017 atm, SI_{Kalzit} -0.67, 5 untersuchte Proben) nimmt im Vergleich mit dem der Höhlen und dem der bisher besprochenen Quellen eine Mittelstellung ein.

Die *Karbonathärte* reicht an die hohen Werte des Wassers in der Altherrenhöhle heran, die Zusammensetzungen der Härte unterscheiden sich jedoch. Durch den am Nordrand des Plateaus ausstreichenden Dolomit beträgt das Ca^{++}/Mg^{++} -Verhältnis an der

Weisseneckbachquelle 1:5, in der Altherrenhöhle 1:40. Aufgrund des im Vergleich zur Altherrenhöhle geringen *pH-Wertes* von 7.8 und dem hohen initialen P_{CO_2} von 0.0017 atm ist das Wasser der Weisseneckbachquelle untersättigt in bezug auf Kalzit.

Da die Quelle diffus aus dem mächtigen Hangschutt am Fuße des Nordabsturzes entspringt und die Schüttung nur 5 l/s beträgt, zudem die chemische Zusammensetzung eher auf ein wiesenreiches Einzugsgebiet schließen läßt, liegt es nahe, daß es sich um keine Karstquelle handelt. In der Betrachtung der Quelle über einen längeren Zeitraum wird sich diese Vermutung noch klarer abzeichnen. Die Wassertemperatur am Tag liegt bei 4.86 °C.

5.5.2.3.5 DIE WALLERQUELLEN AM ALMSEE

Die Wallerquellen am Almsee entspringen den rezenten Talfüllungen, welche durch Karstwasserauftrieb gespeist werden (ZÖTL 1960/61). Die chemische Zusammensetzung des Quellwassers ($C_{Ca^{++}}$ 0.78 mmol/l, $C_{Mg^{++}}$ 0.38 mmol/l, $C_{HCO_3^-}$ 1.85 mmol/l, P_{CO_2} 0.0047 atm, SI_{Kalzit} -0.62, 4 untersuchte Proben) ähnelt der der Nesselbachtalquelle. Die höhere Mg^{++} -Konzentration läßt sich durch den längeren Fließweg im Dolomit erklären. Das Phänomen der Untersättigung in bezug auf Kalzit und des gegenüber den Höhlen fünf- bis achtfach höheren P_{CO_2} im Wasser tritt auch hier auf.

Die Wassertemperatur liegt mit 5.9 °C im Vergleich zu den anderen Quellen höher. ZÖTL (1960/61) sah den Grund für die hohe Temperatur in der kleinscharigen Zerbrechung des Dolomits, der eine große Kontaktfläche schafft und dadurch eine effizientere Wassererwärmung als in den Karströhren des Kalks bewirkt.

5.5.2.3.6 ZUSAMMENFASSUNG

Die Betrachtung der Veränderung des Wassers von den Meßstellen in den Höhlen zu den Karstquellen zeigt, daß in den tieferen Bereichen der vadosen Zone und in der phreatischen Zone wichtige Veränderungen geschehen.

Alle Karstquellen weisen einen gegenüber den Höhlenbächen drei- bis zehnfach höheren P_{CO_2} auf. Der SI_{Kalzit} verändert sich von gesättigt bis übersättigt in den Höhlen, zu gesättigt bis untersättigt an den Karstquellen. Die Wassertemperatur an den Quellen liegt ca. 2 bis 4 °C über jener der Höhlenbäche.

Der Grund für den erhöhten P_{CO_2} an den Karstquellen kann in einer zusätzlichen CO_2 Quelle in den tiefen Bereichen der vadosen und phreatischen Zone gesucht werden oder in unterschiedlichen Einzugsgebieten. Die Erklärung in der Annahme eines anderen Einzugsgebietes zu suchen, scheint nicht angemessen, da die Einzugsgebietstopographie, -vegetation, -lithologie und -klimata der Höhlen und der Karstquellen ähnlich sind. Bleibt noch die Möglichkeit einer zusätzlichen CO_2 -Quelle im Karst. ATKINSON (1977) beschreibt das gleiche Phänomen aus dem Karst der Mendip Hills, England. Die P_{CO_2} -Werte des Bodens (>0.01 atm) liegen dort deutlich niedriger als jene direkt über dem Karstwasserspiegel und an den Quellen (0.015-0.03 atm). Er erklärt dies durch den Zerfall eingeschwemmten organischen Materials in der vadosen Zone. Gestützt wird diese Theorie durch CO_2 -Messungen in der Höhlenluft. ATKINSON (1977) maß 0.004 atm CO_2 in der Höhlenluft und bis zu 0.016 atm CO_2 in Klüften in der vadosen Zone, die mit eingeschwemmtem Boden gefüllt waren. WOOD (1985) wies anhand von Isotopenmessungen nach, daß ein Großteil des CO_2 aus der Oxidation von eingeschwemmtem organischen Material durch Bakterien stammt. Einen weiteren Hinweis für eine Erklärung liefert MENNE (1997), der Bakterienbesiedlung in Höhlensedimenten untersuchte. Er stellte dabei fest, daß die Besiedlungsdichte von der Entfernung des besiedelten Sediments zum Karstwasserspiegel abhängt. Mit quantitativen

Aspekten beschäftigte sich die Studie nicht. Es besteht durchaus die Möglichkeit, daß die Aktivität der Bakterien die Quelle für das CO_2 ist.

Die P_{CO_2} -Werte der Karstquellen im Toten Gebirge betragen das Drei- bis Zehnfache der Werte der Höhlenbäche. Es muß eine große Menge an eingeschwemmtem organischem Material in den tieferen Bereichen der vadosen Zone geben, die diese hohen P_{CO_2} -Werte verursachen. In dieser zusätzlichen CO_2 -Quelle liegt wahrscheinlich auch die Ursache für die Untersättigung des Quellwassers in bezug auf Kalzit. Die dem Wasser verbleibende Zeit in der phreatischen Zone nach der HCO_3^- -Anreicherung durch den hohen P_{CO_2} reicht nicht aus, um es mit Kalzit zu sättigen. Bei Befahrungen der tiefsten Höhlen im mittleren Teil des Toten Gebirges in den letzten Jahren, wurden große Mengen an eingeschwemmter Erde bzw. Lehm gefunden. Bestimmungen des Anteils an organischem Material oder P_{CO_2} -Messungen der Luft liegen nicht vor.

Die Erhöhung der Wassertemperatur von ca. 2.3 °C in den Höhlen auf 4 bis 6 °C an den Quellen verlangt nach einem thermischen Gradienten, der das in der vadosen Zone abgekühlte warme Oberflächenwasser wieder erwärmt.

5.5.2.4 Zusammenhang der Teilsysteme

Verfolgt man das Wasser von der Oberfläche bis zum Wiederaustritt an der Karstquelle, so ergibt sich unter Normalschüttungsbedingungen in den Sommermonaten folgendes Bild:

	Wasser-temp.	Ca ⁺⁺ mmol/l	Mg ⁺⁺ mmol/l	HCO ₃ ⁺ mmol/l	pH-Wert	P _{CO₂} atm	SI _{Kalzit}
Schwinde Katzenmoosbach	10.6	1.42	0.09	2.5	8.33	0.0006	0.7
Altherrenhöhle (80m unter GOK)	2.4	1.3	0.04	2.2	8.13	0.00057	0.3
Schwinde Epikarst	4.2	1	0.03	1.75	8.18	0.0006	0.27
Dellerklapfhöhle (220 m unter GOK)	2.25	1.05	0.09	1.8	8.08	0.00055	0.04
Nesselalbach	4.9	0.83	0.18	1.7	7.46	0.003	-0.67
Zimitzquelle	4.2	1.0	0.04	1.6	7.62	0.0025	-0.21
Weisseneckbachquelle	4.85	1.16	0.36	2.2	7.83	0.0017	-0.67
Wallerquelle Almsee	5.9	0.78	0.38	1.9	7.64	0.0047	-0.62

Abb. 5.7: Übersicht über die wichtigsten chemischen und physikalischen Parameter der Schwinden, Höhlenbäche und Karstquellen unter Normalwasserbedingungen. Die Pfeile geben die Zusammenhänge von Schwinden und Höhlenbächen an.

In den Karren, bodenbedeckten Karmulden und Karstgassen und in den moorähnlichen Feuchtwiesen erreicht das Wasser Sättigung in bezug auf Kalzit. Wasser, das dem Karst kanalisiert über Schwinden zugeführt wird, besitzt keine Lösungskapazität mehr, diese wird bereits an der Oberfläche, in der Kontaktzone Boden/Fels, aufgebraucht. Je nach Einzugsgebiet differiert die absolute Menge an gelösten Stoffen. Die Wassertemperatur unterliegt in der Boden- und Karrenzone starken täglichen Temperaturschwankungen.

Vergleicht man die chemische Zusammensetzung der Wässer in den Höhlenbächen mit jener der Wässer an den entsprechenden Schwinden, so wird deutlich, daß sich auf dem Fließweg des Wassers durch den Epikarst und den oberen Bereich der vadosen Zone chemisch wenig verändert.

Eine deutliche Veränderung erfährt die Wassertemperatur. Im Sommer nimmt sie auf dem Weg durch den Epikarst und die vadose Zone ab. In 80 m Tiefe unter GOK beträgt die Temperatur noch 2.4°C, in 220 m Tiefe unter GOK nur noch 2.25°C. Eine Temperaturanpassung im Epikarst, wie sie von SAUTER (1992) und RENNER (1996) ermittelt wurde, konnte im Toten Gebirge nicht gemessen werden.

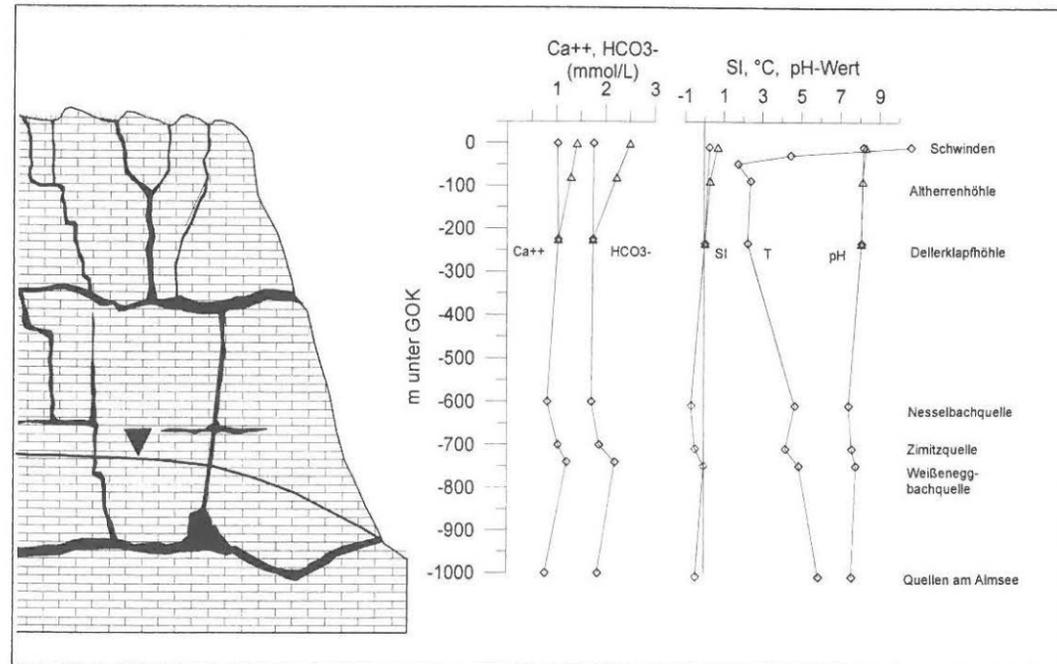


Abb. 5.8: Überblick über die Verteilung der Ca^{++} -, HCO_3^- -Konzentration, des SI_{Kalkz} , des pH-Werts und der Wassertemperatur in Abhängigkeit von der Tiefe unter der Geländeoberkante (GOK). Zusätzlich sind die Höhlen- und Schwindenmeßwerte nach Einzugsgebieten unterteilt.

Die Betrachtung der Veränderung des Wassers von den Meßstellen in den Höhlen zu den Meßstellen der Karstquellen zeigt, daß sich in den tieferen Bereichen der vadosen Zone und in der phreatischen Zone wichtige Veränderungen einstellen (siehe Abb. 5.8).

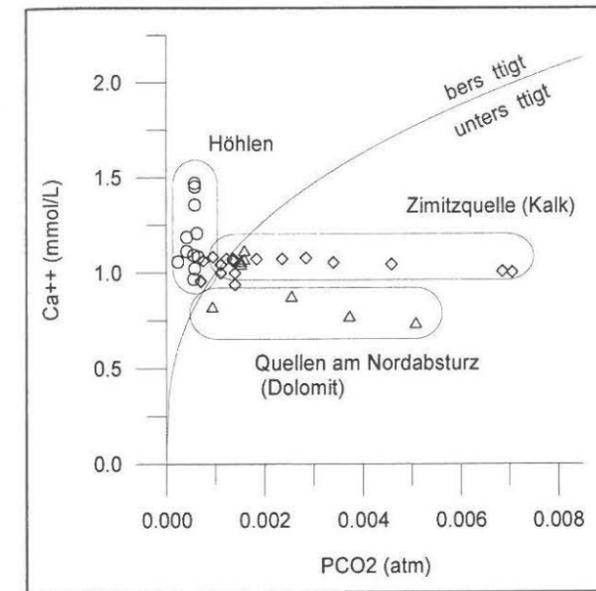


Abb. 5.9: Deutliche Differentiation der Wasserproben von Quellen und Höhlen unter Normalwasserbedingungen.

Alle Karstquellen weisen einen gegenüber den Höhlenbächen 3 bis 10 fach höheren PCO_2 auf. Der SI verändert sich von gesättigt bis übersättigt in den Höhlen, zu gesättigt bis untersättigt an den Karstquellen.

Abb. 5.9 zeigt deutlich, wie sich das Wasser der Höhlen von jenem der Karstquellen unterscheidet. Die deutlichen PCO_2 -Unterschiede untermauern die Annahme einer CO_2 -Quelle im Untergrund. Es muß eine große Menge an eingeschwemmtem organischem Material

in den tieferen Bereichen der vadosen Zone geben, welches durch Oxidation diese hohen PCO_2 Werte verursacht. In dieser CO_2 -Quelle liegt wahrscheinlich auch die Ursache für die Untersättigung des Quellwassers. Die dem Wasser verbleibende Zeit in der phreatischen Zone, nach der Anreicherung durch den hohen PCO_2 , reicht nicht aus, um es mit Kalzit zu sättigen.

Für die Verteilung der Kalklösung im Karstsystem unter Normalwasserbedingungen bedeutet dies, daß der allergrößte Teil der Lösungskapazität in den obersten Bereichen des Karstes aufgebraucht wird. Wasser, das dem Karst schnell zugeführt wird, ist bereits übersättigt in bezug auf Kalzit und bleibt es auch in der vadosen Zone. Erst in den tiefen Bereichen der vadosen Zone oder phreatischen Zone tritt aufgrund einer CO_2 -Quelle wieder Untersättigung auf und ermöglicht Kalklösung.

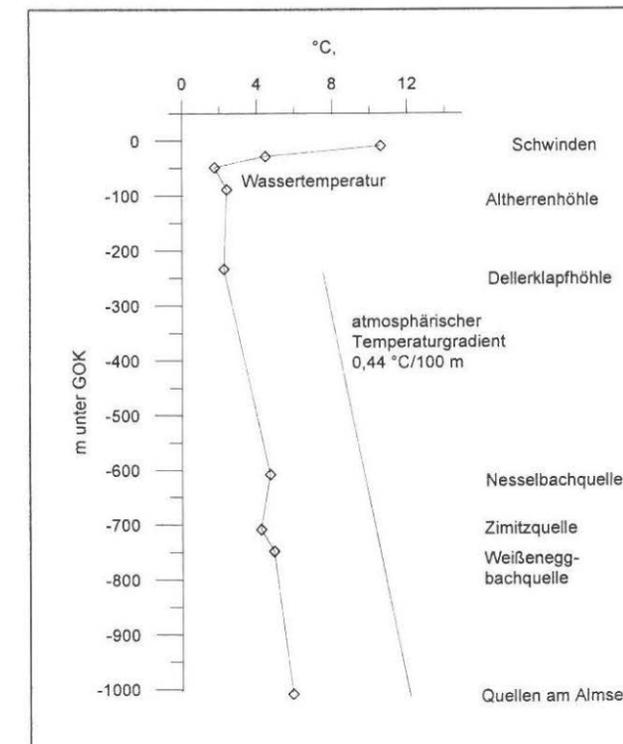


Abb. 5.10: Darstellung des Temperaturgradienten des Wassers im Vergleich zum atmosphärischen Temperaturgradienten

Die Quellen am Nordabsturz treten als eigene Gruppe hervor, da in der Abbildung nur die Ca^{++} -Konzentration berücksichtigt ist, die Nordquellen jedoch deutlich mehr Mg^{++} -Ionen gelöst mitführen als die Zimitzquelle.

Die Wassertemperatur an den Quellen liegt ca. 2 bis 4 °C über jener der Höhlenbäche. Aus Abb. 5.10 ergibt sich ein thermischer Gradient von 0.4 C/100m Tiefe unter der GOK, dies entspricht ungefähr dem atmosphärischen Gradienten, der im Bereich des Toten Gebirges 0.44 C/100m beträgt. Nach der Abkühlung des warmen Oberflächenwassers bis in mindestens 220 m Tiefe unter GOK bewirkt dieser Gradient einen erneuten Temperaturanstieg.

In der Ca^{++} -Konzentration läßt sich kein genereller Trend zwischen der vadosen Zone und den Karstquellen feststellen. Unterschiede bestehen zwischen den Quellen im Süden und Norden des Gebirgsmassivs aufgrund unterschiedlicher Lithologie. Die bis zu zehnfach höhere Mg^{++} -Konzentration der Quellen im Norden kann auf die Dolomite am Nordrand zurückgeführt werden.

5.5.3 ZUSAMMENSETZUNG DER KARSTWÄSSER UNTER HOCHWASSER-BEDINGUNGEN

5.5.3.1 Einleitung

Das Erfassen von Hochwasserereignissen in den Höhlen und an den Karstquellen mit Datenloggern und die Probennahmen sollen einen Überblick darüber geben, wie schnell das Karstsystem auf Niederschlagsereignisse reagiert, wie sich die chemischen und physikalischen Parameter und damit auch die räumliche und zeitliche Verteilung der Kalklösung verändern. Es soll untersucht werden, wie und wo Wasser zwischengespeichert wird. Dazu wurden in der Altherrenhöhle, in der Dellerklapfhöhle, an der Zimitzquelle, an der Nesselalbachquelle und an der Weisseneckbachquelle Datenlogger installiert. Zusätzlich wurden in der Altherrenhöhle, in der Dellerklapfhöhle und an der Zimitzquelle bei Hochwasserereignissen Wasserproben entnommen.

5.5.3.2 Die vadose Zone

5.5.3.2.1 LOGGERAUFZEICHNUNGEN IN DER ALTHERRENHÖHLE

In der Altherrenhöhle war am Altherrenbach im 80 m Tiefe unter GOK vom 23.7.1996 bis 13.10.1996 ein Datenlogger installiert. Datenaufzeichnungen liegen vom 23.7. bis 25.8. (Wasserdruck und Leitfähigkeit) bzw. 23.7. bis 12.8. (Wassertemperatur) vor. Die Leitfähigkeitswerte ab 12.8. sind nicht temperaturkorrigiert. Für den Zeitraum vom 25.8. bis 12.10. liegen keine Daten vor, weil die Speicher nicht ausgelesen werden konnten (siehe Abb. 5.11).

Die Betrachtung der Loggerdaten zeigt, daß sich jedes Niederschlagsereignis in Schüttungs- und Temperaturanstieg und in Leitfähigkeitsabnahme des Wassers widerspiegelt.

a) Schüttung

Die Schüttungs- bzw. Druckmessungen zeigen den für Karstquellen typischen schnellen Anstieg und die langsame Abnahme. Die Zeitverzögerung vom Niederschlagsereignis bis zum Anstieg der Quellschüttung konnte anhand von einigen zeitlich genau festgehaltenen Niederschlagsereignissen bestimmt werden. Die Höhlenbachschüttung steigt bereits 15 bis 20 Minuten nach Beginn des Niederschlagsereignisses spontan und rasch an. Innerhalb von 1 - 2 Minuten kann bereits eine 100- bis 200-fach größere Schüttung erreicht werden. Abhängig vom zeitlichen Verlauf des Niederschlags kann sich das Erreichen der Maximalschüttung auch erst später einstellen.

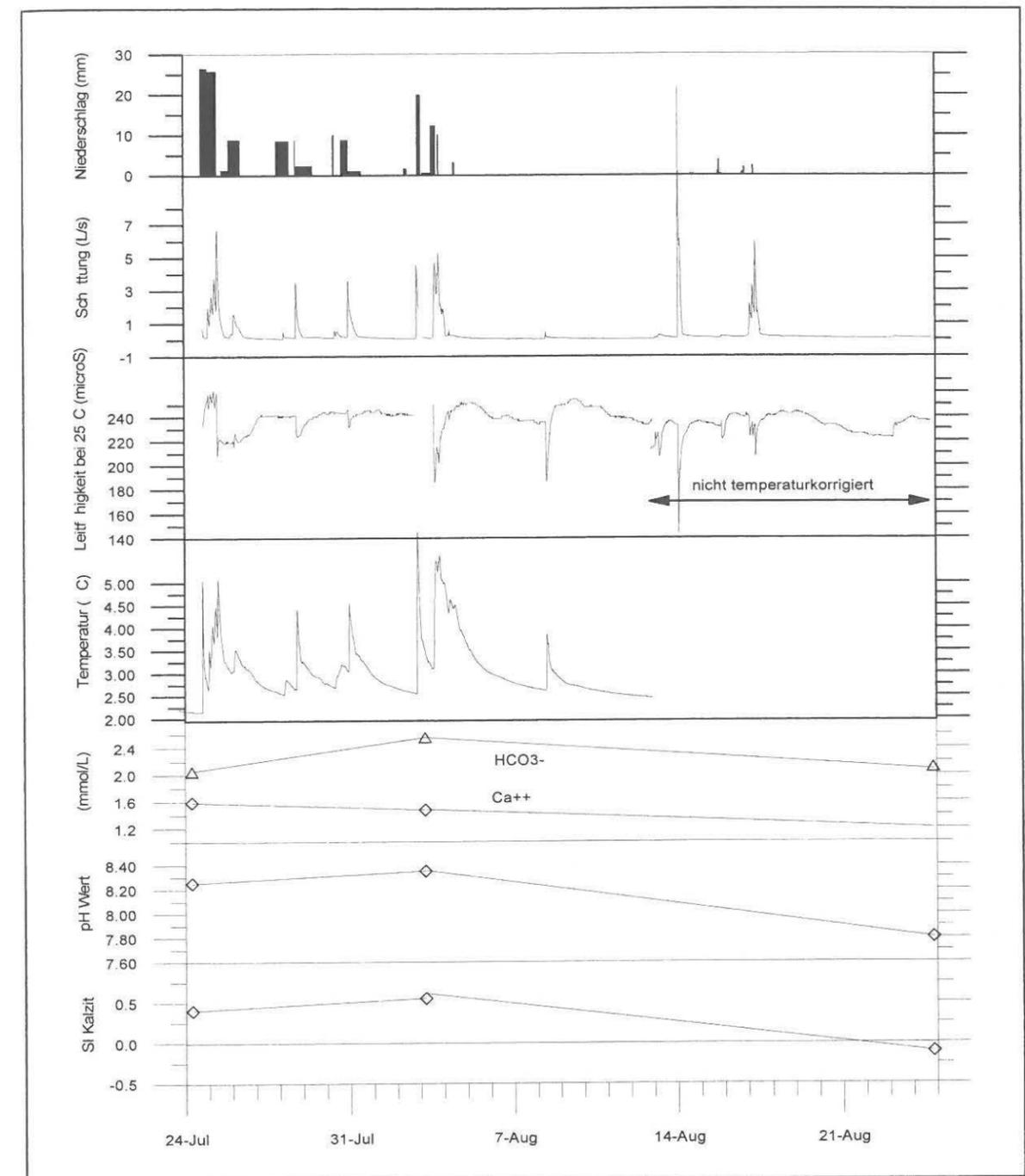


Abb. 5.11: Loggeraufzeichnung aus der Altherrenhöhle, zusätzlich sind Ergebnisse von Wasseranalysen bei Normalwasserbedingungen eingetragen.

b) Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit folgt dem bereits oft beobachteten schnellen Leitfähigkeitsabfall und dem nachfolgend langsamen Wiederanstieg.

Da das erste Hochwasserereignis die Meßsonden mit Sediment bedeckte, konnten speziell die Meßsignale der Leitfähigkeitssonde durch Sand und Lehm im Meßbereich nur abgeschwächt registriert werden. Durch neues Positionieren der Sonden am 2.8. konnte ein erneutes Zusedimentieren verhindert werden.

10 bis 15 Minuten nach Beginn des Schüttungsanstiegs fällt die elektrische Leitfähigkeit rapide ab. Von einem Ruhewert von ca. 240 $\mu\text{S}/\text{cm}$ nimmt die Leitfähigkeit innerhalb von 20 bis 90 Minuten um 50 bis 60 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ab. Der Minimalwert wird mit einer Ausnahme erst nach dem Maximum der Schüttung erreicht. Vor der Leitfähigkeitsabnahme ereignet sich bei einigen Hochwasserereignissen ein leichter Leitfähigkeitsanstieg. Die Dauer des kleinen positiven Leitfähigkeits-Peaks läßt sich nur ungenau bestimmen, da die Dauer des erhöhten Wertes im Zeitrahmen des Meßintervalls der Datenlogger liegt. Es dürfte sich um eine Dauer von 10 bis 20 Minuten handeln. Der Leitfähigkeitsanstieg ereignet sich wenige Minuten nach dem Schüttungsanstieg, eine genaue zeitliche Unterscheidung war mit Meßintervallen von 10 bis 15 Minuten nicht möglich. Der Leitfähigkeitsanstieg auf die Ausgangswerte dauert meist 1 bis 1.5 Tage.

c) Wassertemperatur

Die Wassertemperatur steigt 10 bis 30 Minuten nach Beginn des Schüttungsanstieges. Das Temperaturmaximum stellt sich meist 20 bis 45 Minuten nach der Schüttungsspitze ein, zeitlich folgt es nach dem Leitfähigkeitsminimum. Mit wachsender Schüttungsmenge und zunehmender Dauer steigt die Wassertemperatur an. Die maximale Wassertemperatur während eines Hochwassers betrug 6.15 $^{\circ}\text{C}$, das sind 3.75 $^{\circ}\text{C}$ über der Grundtemperatur von 2.4 $^{\circ}\text{C}$. Die zeitliche Aufeinanderfolge der Hochwässer im Beobachtungszeitraum war zu eng, um einen gleichbleibenden Temperaturwert zu erreichen. Selbst vier Tage nach einem Hochwasser konnte sich noch kein Temperaturgleichgewicht mit dem Gestein einstellen, die Abnahme betrug noch 0.04 $^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$.

Zu dem Hochwasserereignis am 8.8. fehlen die Niederschlagsaufzeichnungen.

5.5.3.2.2 HOCHWASSERBEPROBUNG IN DER ALTHERRENHÖHLE AM 2.8.1996

Da sich eine Gewitterfront näherte und ein Niederschlagsereignis unmittelbar bevorstand, wurde eine Befahrung der Höhle unternommen und das Hochwasser in 80 m Tiefe abgewartet. Um eine genaue zeitliche Auflösung zu erreichen, wurde der Meßzyklus des Datenloggers auf 1 Minute reduziert.

Der Anstieg des Höhlenbachs vollzog sich plötzlich. Innerhalb von zwei Minuten stieg die Schüttung von 40 ml/s auf ca. 5-6 l/s. Eine anfängliche Trübe des Wassers kann auf Lehmlagerungen im Bachbett zurückgeführt werden, denn um den Logger zu erreichen muß über mehrere 10er Meter im Bachbett gelaufen werden. Insgesamt wurden 9 Wasserproben entnommen und 17 pH-Wert-Messungen durchgeführt. Die ersten Minuten des Hochwassereintruchs wurden nicht beprobt, da der Umfang des Wasseranstieges im Gang nicht abgeschätzt werden konnte und wir uns für einen schnellen Ausstieg aus den tiefen Bereichen der Höhle bereithalten mußten. In den anschließenden 3 Stunden wurden 8 Proben genommen (siehe Abb. 5.12).

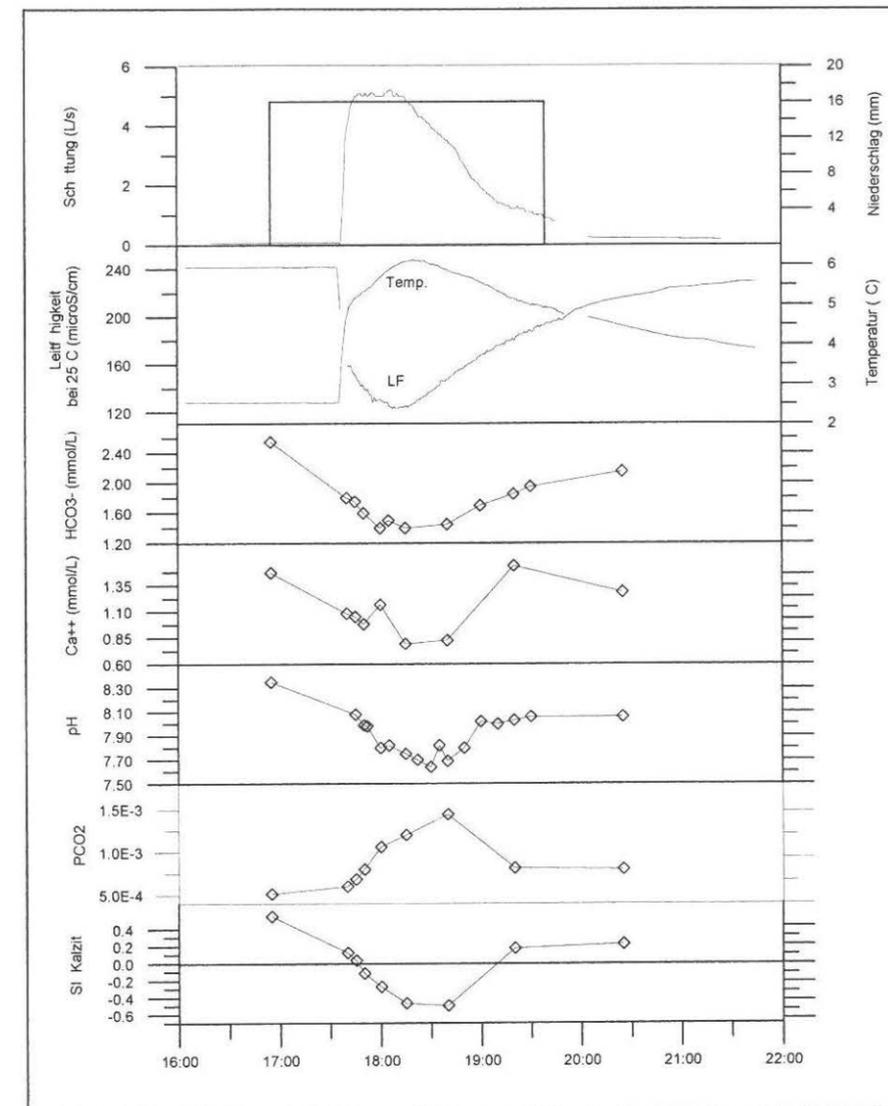


Abb. 5.12: Veränderungen der physikalischen und chemischen Parameter während eines Hochwasserereignisses in der Altherrenhöhle. Niederschlagsstation Albert Appelhaus.

Dem schnellen Schüttungsanstieg des Altherrenbaches folgten mit wenigen Minuten Verzögerung die Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit und der Anstieg der Wassertemperatur.

Die HCO_3^- -Konzentration nahm im Verlauf des Hochwassers von 2.5 auf 1.4 mmol/l ab, synchron dazu verlief die Abnahme der Ca^{++} -Konzentration von 1.5 auf 0.8 mmol/l. Der pH-Wert fiel von 8.3 auf 7.7, das Minimum wurde kurz nach dem Schüttungsmaximum erreicht. Der P_{CO_2} im Wasser stieg während des Hochwassers um das 3-fache an. Der $\text{SI}_{\text{Kalzit}}$ sank im Laufe des Hochwassers vom übersättigten in den untersättigten Bereich ab. Alle Parameter außer elektrischer Leitfähigkeit und Wassertemperatur erreichten 2½ Stunden nach dem Hochwasserereignis wieder die Ausgangswerte.

5.5.3.2.3 LOGGERAUFZEICHNUNGEN IN DER DELLERKLAPFHÖHLE

In der Dellerklapfhöhle war vom 18.7.1996 bis 12.10.1996 in 220 m Tiefe unter GOK ein Datenlogger installiert, der Wasserdruck, elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur aufzeichnete. Meßdatenreihen liegen vom 23.7. bis 23.8.1996 vor. Aus ungeklärten Gründen traten zu Beginn der Meßzeit Datenverluste auf.

Die erste Betrachtung der Daten zeigt, daß auf jedes Niederschlagsereignis eine prompte Reaktion in Schüttung, elektrischer Leitfähigkeit und Wassertemperatur folgt (siehe Abb. 5.13).

a) Schüttung

Die Schüttungs- bzw. Druckmessungen zeigen den für Karstquellen typischen schnellen Anstieg und die langsame Abnahme bis zum Ruhewert. Vom Niederschlagsereignis bis zum Anstieg der Schüttung in der Höhle vergehen 30 bis 45 Minuten. Das Maximum der Schüttung stellt sich 10 bis 30 Minuten nach Beginn der Hochwasserwelle ein. Der genaue Zeitpunkt läßt sich aufgrund des Meßintervalls von 10 Minuten nur beschränkt feststellen. Nach ca. 1 Tag waren die Ausgangswerte wieder erreicht.

b) Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit folgt dem bereits in der Altherrenhöhle beobachteten schnellen Leitfähigkeitsabfall und dem nachfolgenden langsamen Wiederanstieg.

Ein bis zwei Meßintervalle, also 10 bis 20 Minuten nach dem Registrieren des Schüttungsanstieges, erfolgt ein Leitfähigkeitsabfall um 20 bis 60 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Das Leitfähigkeitsminimum ist nach 40 bis 90 Minuten erreicht, es stellt sich jedoch bis auf eine Ausnahme immer erst nach dem Schüttungsmaximum ein. Vor der Leitfähigkeitsabnahme werden wie in der Altherrenhöhle bei einigen Hochwässern kleine Leitfähigkeitsanstiege registriert, die jedoch kürzer sind als ein Meßintervall, und daher nicht bei jedem Hochwasser erfaßt wurden. Der Wiederanstieg auf das Ausgangsniveau dauert meist 1 bis 2 Tage.

Bemerkenswert war ein Hochwasserereignis mit mehreren kurz aufeinander folgenden Schüttungsspitzen zu Beginn des Beobachtungszeitraums. Es bewirkte eine Leitfähigkeitsabnahme, die sich über mehrere Tage hinzog und nur langsam wieder den Ausgangswert erreichte. Im Unterschied zu den nachfolgenden Niederschlagsereignissen war diesem ersten in der Höhle registrierten Hochwasser eine einwöchige regenfreie Periode vorausgegangen.

c) Wassertemperatur

Wie in der Altherrenhöhle bewirken Hochwässer einen positiven Temperatureauschlag von bis zu 0,9 °C. Der Anstieg erfolgte 10 bis 50 Minuten nach dem Schüttungsanstieg. Das Wassertemperaturmaximum erfolgte auch hier zeitlich nach dem Schüttungsmaximum und vor dem Leitfähigkeitsminimum. Die zeitliche Aufeinanderfolge der Hochwässer war zu eng, um einen gleichbleibenden Temperaturwert zu erreichen.

Zu dem Hochwasserereignis am 8.8. fehlen die entsprechenden Niederschlagsmessungen.

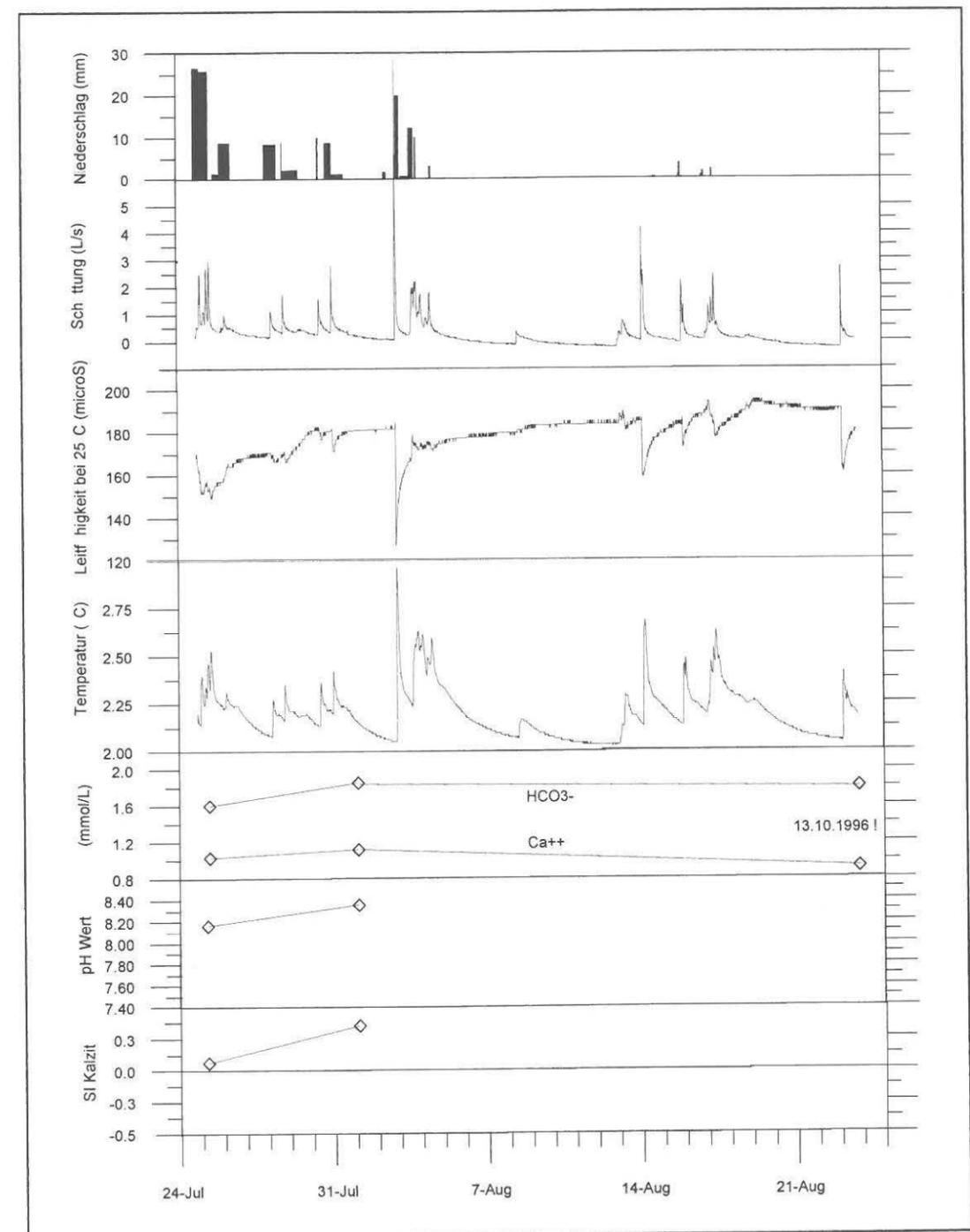


Abb. 5.13: Loggeraufzeichnung aus der Dellerklapfhöhle, zusätzlich sind Ergebnisse von Wasseranalysen unter Normalwasserbedingungen eingetragen. Niederschlagsstation Albert Appelhaus.

5.5.3.2.4 HOCHWASSERBEPROBUNG IN DER DELLERKLAPFHÖHLE AM 24.7.1996

Wie bei der Beprobung des Hochwassers in der Altherrenhöhle wurde auch hier bei einem bevorstehenden Gewitter eine Befahrung unternommen, um an der Loggerstelle einen Hochwassereinbruch abzuwarten und zu beproben. Der Aufzeichnungszyklus des Datenloggers wurde auf eine Minute reduziert, um eine genaue zeitliche Auflösung zu erhalten. Unglücklicherweise liegen durch Ausfall des Meßgerätes keine pH-Messungen vor. Die Berechnungen des P_{CO_2} und $SI_{Kalkzit}$ waren deshalb nicht möglich (siehe Abb. 5.14).

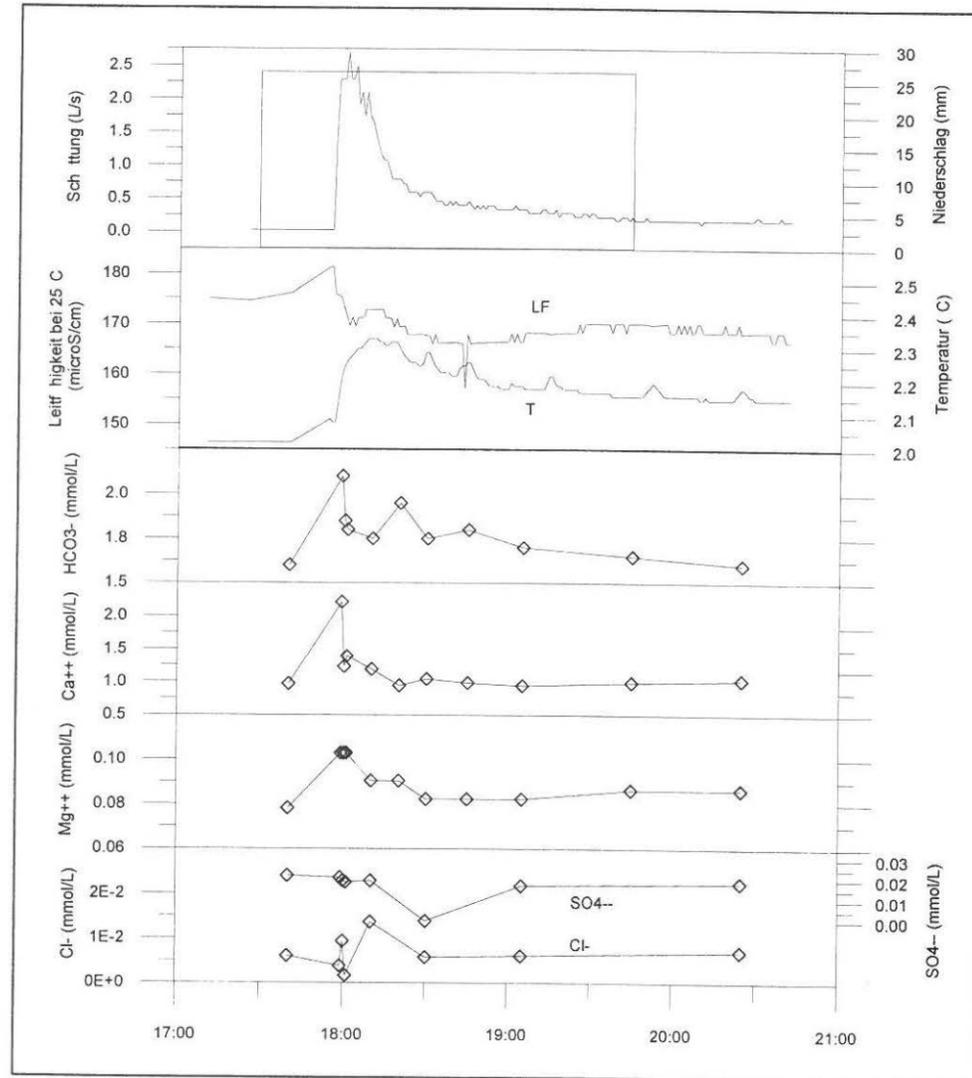


Abb. 5.14: Veränderungen der chemischen und physikalischen Parameter während eines Hochwasserereignisses in der Dellerklapfhöhle. Niederschlagsstation Albert Appelhaus.

Die Schüttung stieg innerhalb von 3 Minuten von 20 ml/s auf 2 bis 3 l/s an. Zeitgleich mit dem Schüttungsanstieg fiel die elektrische Leitfähigkeit ab, die Wassertemperatur reagierte 2 Minuten später mit einem Temperaturanstieg um 0.3 °C. Nach einem kurzen Anstieg in der Ca^{++} - und Mg^{++} -Konzentration zu Beginn des Hochwassers gingen die Konzentrationen wieder auf Normal- bzw. Ausgangswerte zurück. Die HCO_3^- -Konzentration folgte dem ersten Anstieg der Ca^{++} - und Mg^{++} -Konzentrationen, ging jedoch nur langsam auf den Ausgangswert wieder zurück. Der erneute Konzentrationsanstieg der 6. Messung beruhte wahrscheinlich auf einem Meßfehler. Der Verlauf der Konzentrationen von SO_4^{--} - und Cl^- -

Ionen zeigte keine eindeutige und interpretierbare Tendenz, nur eine gewisse Schwankung konnte festgestellt werden.

5.5.3.2.5 ZUSAMMENFASSUNG UND INTERPRETATION DER HOCHWASSEREREIGNISSE IN DEN HÖHLEN DER VADOSEN ZONE

Die Höhlenbäche reagieren innerhalb weniger Minuten auf Niederschlagsereignisse mit einem Anstieg in der Schüttung um das bis zu 150-fache. Nach dem ersten Registrieren der Hochwasserwelle bis zum Erreichen der Maximalschüttung vergehen meist nur wenige Minuten. Dieses schnelle Reagieren der Schüttung auf Niederschlagsereignisse setzt voraus, daß ein gut entwickeltes Röhren- oder Großluftsystem vorhanden ist, welches Wasser an der Geländeoberfläche effektiv sammelt und schnell einem Zwischenspeicher zu- oder in die vadosen Zone abführt. Aus der Tiefenlage der Meßstellen unter GOK und den Reaktionszeiten ergeben sich Fließgeschwindigkeiten von minimal 300 bis 400 m/h schon alleine mit der Annahme, daß das Wasser dem System auf vertikal kürzestem Weg zugeführt wird. Zu bedenken ist allerdings, daß die Geschwindigkeit der Hochwasserwelle höher ist als die Fließgeschwindigkeit (JEANNIN 1996). Die Differenz in den beprobten Höhlen kann jedoch nicht sehr groß sein, wie die nur wenig verspätete Ankunft des Ereigniswassers zeigt. Geschwindigkeiten dieser Größenordnung können nur in gut entwickelten reifen Karströhren erreicht werden. Die schnelle Reaktion der Bäche kann durch zwei Mechanismen erklärt werden:

In den oberen Bereichen der vadosen Zone besteht ein Speicher, dessen Wasser bei Niederschlagsereignissen durch Ereigniswasser schnell leergepreßt wird, oder aber das Niederschlagswasser wird ohne Zwischenspeicherung in die vadosen Zone abgeführt. Die genaue Betrachtung und Auswertung des Verhaltens der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur anhand der Datenloggerwerte können dies klären.

Fast zeitgleich mit dem Schüttungsanstieg fällt die elektrische Leitfähigkeit ab. Das deutet darauf hin, daß Wasser mit geringerem Anteil gelöster Stoffe ankommt. Würde es sich um Wasser aus einem Boden- oder Gesteinsspeicher handeln, so wäre mit gleichbleibender oder sogar höherer Leitfähigkeit zu rechnen. Der Anstieg der Wassertemperatur kann auf wärmeres Wasser aus einem oberflächennahen Zwischenspeicher zurückgeführt werden oder aber als warmes Niederschlagswasser interpretiert werden.

Die Kombination von schnellem Schüttungsanstieg, Abnahme in der elektrischen Leitfähigkeit und Anstieg der Wassertemperatur deuten daraufhin, daß Niederschlagswasser ohne Zwischenspeicherung kanalisiert der vadosen Zone zugeführt wird.

Die Zeit, die das Wasser zum Durchfließen der oberen vadosen Zone benötigt, reicht nicht aus, um eine Anpassung des warmen Niederschlagswasser an die geringe Temperatur der vadosen Zone zu erreichen. Der Vergleich der Meßwerte aus der Altherrenhöhle und der Dellerklapfhöhle zeigt, daß mit zunehmender Tiefe der Anstieg der Wassertemperatur bei Hochwassern gedämpft wird. In 80 m Tiefe unter GOK beträgt der Temperaturanstieg bis zu 4 °C, in 220 m Tiefe unter GOK beträgt er nur noch 0.9 °C. Ähnlich verhält es sich mit der Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit in zunehmender Tiefe. In der Altherrenhöhle beträgt die Abnahme meist 40 bis 60 $\mu S/cm$, in der Dellerklapfhöhle dagegen wird nur bei einem sehr starken Hochwasser eine Abnahme von 60 $\mu S/cm$ erreicht. Mit zunehmender Tiefe unter GOK wird die Abnahme der Leitfähigkeit gedämpft, woraus sich schließen läßt, daß auf dem Weg durch die vadosen Zone weiterer Kalk gelöst wird und/oder durch Dispersion eine Abschwächung erfolgt.

Die Betrachtung der Veränderungen der chemischen Parameter bei dem Hochwasser in der Altherrenhöhle stützen die Annahme, daß es sich um Niederschlagswasser handelt.

Die Ca^{++} -Konzentration nimmt ab, da aufgrund der hohen Fließgeschwindigkeiten und der damit verbundenen geringeren Verweilzeiten im Boden und im Karst die Zeit nicht ausreicht, um das Wasser in bezug auf Kalzit zu sättigen. Die pH-Wertabnahme wird auch durch den Anstieg des initialen P_{CO_2} bedingt.

Der Anstieg des initialen P_{CO_2} bei Hochwasser wurde auch von ATKINSON (1977) im Karst von Mendip Hill beobachtet. Er erklärte den Anstieg des P_{CO_2} durch den Zerfall des bei Hochwasser vermehrt eingetragenen organischen Materials in die vadose Zone. Da ATKINSONs Messungen nicht während, sondern nach einem extremen Hochwasser erfolgten und nur in wöchentlichen Abständen durchgeführt wurden, kann ein direkter Vergleich mit den im Toten Gebirge beobachteten Hochwässern nicht angestellt werden. Im Falle des Altherrenbaches in der Altherrenhöhle deuten Sedimentablagerungen aus Lehm und organischem Material (Tannennadeln, Laub) bis zur Höhlengängecke in mehreren Metern Höhe darauf hin, daß bei Hochwasser vermehrt organisches Material vom Wasser mitgeführt wird.

Die Abnahme des $\text{SI}_{\text{Kalzit}}$ von Übersättigung unter Normalwasserbedingungen auf Untersättigung bei Hochwasserereignissen zeigt, daß in der vadosen Zone nur bei Maximalschüttung während eines Hochwassers Kalk gelöst wird. Während der meisten Zeit erfährt die vadose Zone keine korrosive Erweiterung. Im Zeitraum der Untersättigung in bezug auf Kalzit sind bereits 75 % der Lösungskapazität aufgebraucht. Das bedeutet, daß auch bei Niederschlagsereignissen der Großteil der Lösung in den obersten Bereichen der vadosen Zone geschieht. Die genaue räumliche Verteilung der Lösung kann aus den vorliegenden Daten nicht differenziert werden. Um Verkarstung in der vadosen Zone fortschreiten zu lassen, bedarf es möglichst vieler einzelner und kräftiger Niederschlagsereignisse.

Die geringen SO_4^{--} - und Cl^- -Konzentrationen zeigen dieselben Tendenzen wie Ca^{++} - und Mg^{++} -Konzentrationen. Sie nehmen im Verlauf des Hochwassers durch Verdünnung ab und erreichen mit abnehmender Schüttung wieder die Ausgangswerte.

Die Beprobung und Analyse des Hochwassers in der Dellerklapfhöhle ergibt einen etwas anderen Verlauf der Ionenkonzentrationen als in der Altherrenhöhle. Der eindeutige Rückgang der Ionenkonzentrationen wie in der Altherrenhöhle tritt nicht ein. Die Konzentrationen der Lösungionen Ca^{++} und Mg^{++} steigen zu Hochwasserbeginn kurz an, erreichen aber nach wenigen Minuten wieder die Normalwerte. Lediglich die HCO_3^- -Konzentration kehrt nach einem schnellen Anstieg nur langsam wieder auf Normalwerte zurück. Der Verlauf der chemischen Parameter in der Dellerklapfhöhle während des Hochwassers stützt nicht die aus der Diskussion der Loggeraufzeichnungen gewonnene Erkenntnis, es handle sich um Niederschlagswasser. Die hohen Konzentrationen zu Beginn des Hochwassers können von Wasser aus einem oberflächennahen Speicher oder aus Wasserbecken in der vadosen Zone stammen. Die Wasserbecken werden bei Normalwasserbedingungen von wenigen ml/s durchflossen, der Großteil des Beckens nimmt am Wasseraustausch nicht teil und erreicht aufgrund langer Verweilzeiten hohe Sättigung. Erreicht nun eine Hochwasserwelle solch ein Becken, so wird das ge- bzw. übersättigte Wasser verdrängt und eilt mit der Hochwasserwelle durch das System.

5.5.3.3 Die phreatische Zone

5.5.3.3.1 LOGGERAUFZEICHNUNGEN AN DER ZIMITZQUELLE

An der Zimitzquelle am Südrand des Karstmassivs war vom 11.7.1996 bis 19.9.1996 ein Datenlogger installiert. Datenaufzeichnungen liegen vom 11.7. bis 17.7. und vom 23.8. bis 19.9. vor. Nach der ersten Aufzeichnungsperiode fiel der Datenlogger aus, ein neuer konnte erst wieder ab 23.8. betrieben werden.

Die Betrachtung der Loggerdaten zeigt, daß jedem auf der Hochfläche registrierten Niederschlagsereignis an der Zimitzquelle eine Reaktion in Schüttung, elektrischer Leitfähigkeit und Wassertemperatur folgt (siehe Abb. 5.15).

a) Schüttung

Die Schüttung an der Zimitzquelle weist die karstquellentypischen Merkmale auf. Auf einen schnellen Schüttungsanstieg folgt ein langsamer Rückgang auf Nomalschüttung. Die Stärke des Hochwassers erfolgt je nach Intensität und Größe des Niederschlagsereignisses. Aus zwei Beobachtungen von Hochwässern kann ein besonderes Schüttungsverhalten beobachtet werden. Steigt die Schüttung über ca. 250 l/s, so wird ein zweiter Quellaustritt aktiv, der ca. 300 m entfernt und 20 Höhenmeter über dem ersten liegt. Topographie und Vegetation lassen schließen, daß die obere Quelle des öfteren aktiv ist. Springt die obere Quelle an, so geschieht dies plötzlich und mit starker Schüttung, innerhalb von wenigen Minuten fließt ein Bach mit mehreren 100 l/s in das Quellbecken der unteren Quelle. Die Verzögerung, mit der die Zimitzquelle auf Niederschlagsereignisse auf dem Plateau reagiert, beträgt 3 bis 5 Stunden.

Ab dem 7.9. gehen die Niederschläge auf dem Plateau als Schnee nieder. Die von der Wetterstation ab diesem Zeitpunkt registrierten Niederschlagsereignisse resultieren aus dem Schmelzen des Schnees im Auffangtrichter des Regenmessers der Wetterstation um die Mittagszeit. Die allgemein erhöhte Schüttung der Zimitzquelle ab dem 7.9. wird wahrscheinlich durch Schmelzwasser verursacht, die Schüttungsspitzen in diesem Zeitraum treten am Spätnachmittag auf, wenn die Mittagstemperatur das Abschmelzen verstärkt.

b) Elektrische Leitfähigkeit

Wie in den Höhlen fällt die elektrische Leitfähigkeit bei Hochwasser steil ab und steigt langsam wieder an. Die Leitfähigkeitsabnahme beträgt meist zwischen 15 und 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und erfolgt 2 bis 4 Stunden nach dem Anstieg der Schüttung. Oft geht der Leitfähigkeitsabnahme ein kurzer Anstieg voraus, der zeitgleich mit dem Schüttungsanstieg einsetzt.

Die starke Leitfähigkeitsabnahme und die lange Periode geringerer Leitfähigkeit nach dem Hochwasser am 25.8. erscheint in Anbetracht der geringen Maximalschüttung ungewöhnlich und kann nicht schlüssig erklärt werden. Das nachfolgende Hochwasser am 26.8. fällt in die Periode der erniedrigten Leitfähigkeit, ein erneuter negativer Impuls wird dennoch sichtbar. Während der Phase der erhöhten Schüttung ab dem 7.9. nimmt die Leitfähigkeit kontinuierlich ab.

c) Die Wassertemperatur

Im Gegensatz zum Wassertemperaturgang der Höhlen fällt die Wassertemperatur an der Zimitz bei Hochwasserereignissen ab. Die Abnahme erfolgt 2 bis 5 Stunden nach dem Anstieg der Schüttung und beträgt durchschnittlich $0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Wie in der Leitfähigkeit hinterläßt das Hochwasser am 25.7. auch in der Wassertemperatur ein langanhaltendes erniedrigtes Signal. Der Temperaturanstieg in den folgenden zwei Tagen wird durch das Hochwasser am 26.8. unterbrochen. Nach dem extremen Hochwasser am 5. und 6.9., zeitgleich mit der Schmelzwasserphase, steigt die Wassertemperatur weit über den Normalwert an.

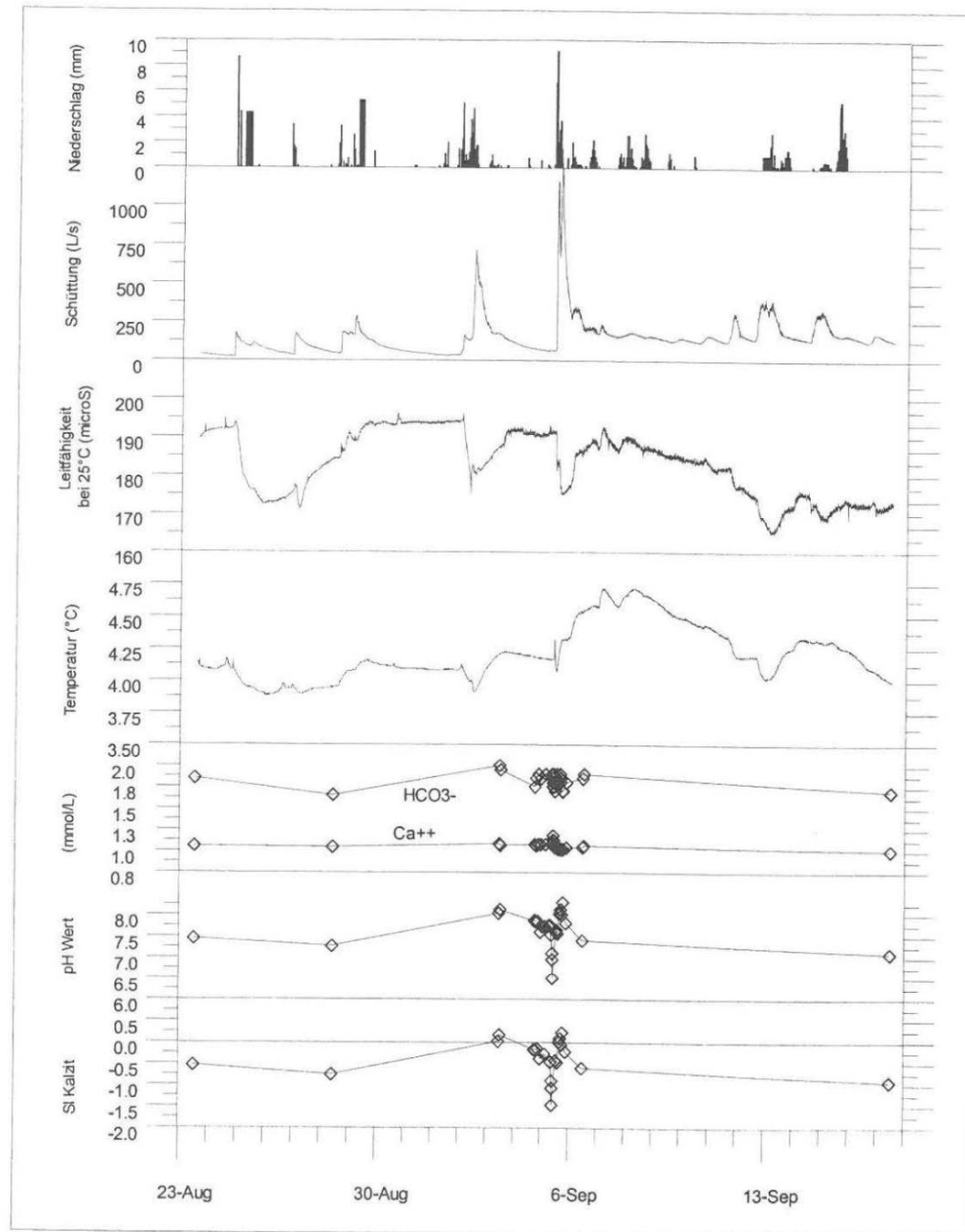


Abb. 5.15 Loggeraufzeichnung der Zimitzquelle, zusätzlich sind Ergebnisse der Analysen von Wasserproben eingetragen.

d) Chemische Parameter

Die Ca^{++} - und HCO_3^- -Konzentrationen unter Normalwasserbedingungen verändern sich im Laufe der vierwöchigen Meßperiode kaum. Der pH-Wert fällt leicht ab und führt zu stärkerer Untersättigung des $\text{SI}_{\text{Kalzit}}$. Sofern aus der geringen Probenanzahl repräsentativ rückgeschlossen werden kann, bleiben die chemischen Parameter im großen und ganzen konstant.

5.5.3.3.2 HOCHWASSERBEPROBUNG AN DER ZIMITZQUELLE AM 4., 5. UND 6.9.1996

Insgesamt wurden während der 42 Stunden dauernden Beprobung des Hochwassers 23 Wasserproben entnommen und 26 HCO_3^- -Titrations durchgeführt (siehe Abb. 5.16).

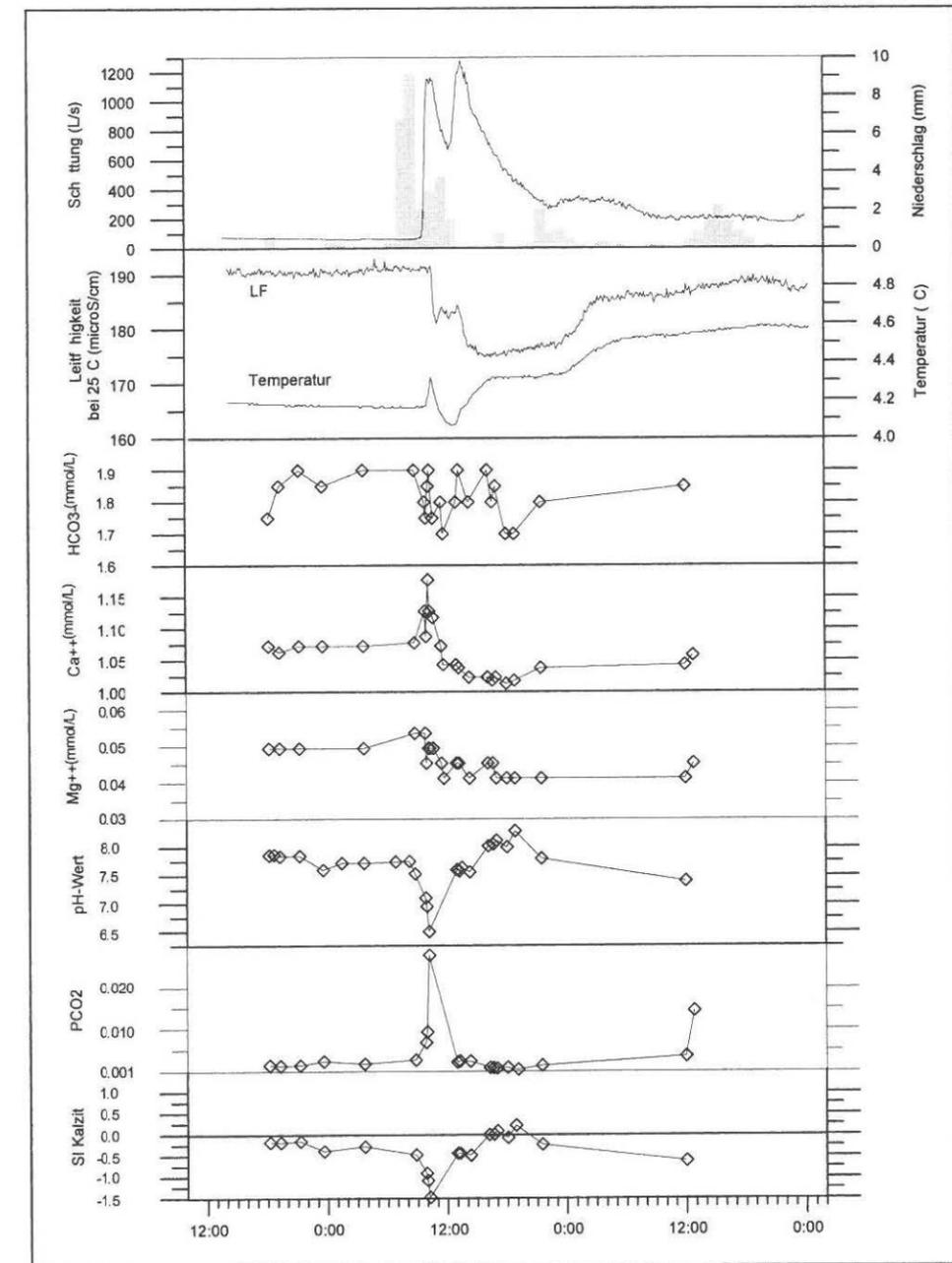


Abb. 5.16: Beprobung eines Hochwasserereignisses an der Zimitzquelle am 5.9.1996.

Am 5.9. um 8 Uhr steigt die Schüttung zunächst langsam und dann rapide. Nach ca. 1 ½ Stunden beginnt auch die obere Quelle zu schütten. Die Schüttung kann nur noch abgeschätzt werden, Messungen mit der Wanne sind nicht mehr möglich. Die elektrische Leitfähigkeit fällt 2 Stunden nach Beginn des Hochwassers in 2 Schritten von 190 auf 175 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ab. Die zweigeteilte Abnahme der Leitfähigkeit fällt jeweils mit den Schüttungsmaxima zusammen. Die Wassertemperatur steigt zeitgleich mit der Schüttungserhöhung kurz um 0.1 $^{\circ}\text{C}$ an. Der Temperaturabfall setzt erst 2 ¼ Stunden später ein, kurz nach dem ersten Schüttungsmaximum. Der erneute Temperaturanstieg fällt zeitlich mit dem zweiten Schüttungsmaximum zusammen und setzt sich, wie der Leitfähigkeitsanstieg, bei weiterem Rückgang der Schüttung fort.

Die HCO_3^- -Konzentration zeigt keinen Trend, was wahrscheinlich in der geringen Schwankung begründet liegt, die im Rahmen der Meßgenauigkeit liegt. Die Ca^{++} -Konzentration steigt während des ersten Schüttungsanstieges kurz von 1.07 auf 1.13 mmol/l an, bleibt für den Rest der Beprobungszeit unter der anfänglichen Konzentration. Der Verlauf der Mg^{++} -Konzentration folgt der des Ca^{++} in abgeschwächter Form. Deutlich reagiert der pH-Wert, der von 7.85 auf 6.5 abfällt. Die pH-Wertschwankung spiegelt sich auch im $\text{SI}_{\text{Kalzit}}$ wider. Von leicht untersättigt ($\text{SI} -0.17$) sinkt er auf starke Untersättigung von -1.4 ab. Der P_{CO_2} steigt zeitgleich mit dem pH-Wertrückgang und dem Ca^{++} -Konzentrationsanstieg um das Zwanzigfache, von 0.0014 atm auf 0.028 atm an.

5.5.3.3.3 LOGGERAUFZEICHNUNGEN AN DER WEISSENECKBACHQUELLE

An der Weisseneckbachquelle war vom 15.7.1996 bis 22.8.1996 ein Datenlogger installiert. Datenausfälle traten keine auf (siehe Abb. 5.17).

Die Meßwerte von Druck und elektrischer Leitfähigkeit während der ersten Meßhälfte bis zum 8.8. verlaufen deutlich ruhiger als jene Kurven nach dem 8.8. Der ruhige Kurvenverlauf ist auf ein Zusedimentieren der Sonden gleich zu Beginn der Meßperiode zurückzuführen. Die Wassertemperatursonde ist ebenfalls bedeckt, in der Meßsensibilität jedoch kaum eingeschränkt.

a) Schüttung

Die Druckmeßwerte können aufgrund zu selten durchgeführter Schüttungsmessungen vor Ort nicht in Volumenangaben umgerechnet werden. Die karstquellentypischen Hochwässer treten nicht auf. Nachdem die Sonden ausgegraben und neu positioniert worden waren, konnte ein Tagesgang in der Schüttung gemessen werden. Am Spätnachmittag erreicht die Schüttung den Tiefpunkt, die höchsten Werte treten um Mitternacht auf.

b) elektrische Leitfähigkeit

Die Leitfähigkeit unterliegt einem Tagesgang, der jenem der Schüttung genau entgegengesetzt verläuft. Die tägliche Schwankungsbreite beträgt 20 bis 30 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Eine übergeordnete Abhängigkeit der Leitfähigkeit von weiteren Parametern ist nicht erkennbar.

c) Wassertemperatur

Die Wassertemperatur folgt ebenfalls einem Tagesgang wie die elektrische Leitfähigkeit: bei hoher Schüttung geringe Temperatur, bei geringer Schüttung hohe Temperatur. Eliminiert man den Tagesgang, so läßt sich ein übergeordneter Trend erkennen, der bei höherer Schüttung eine geringere Wassertemperatur angibt.

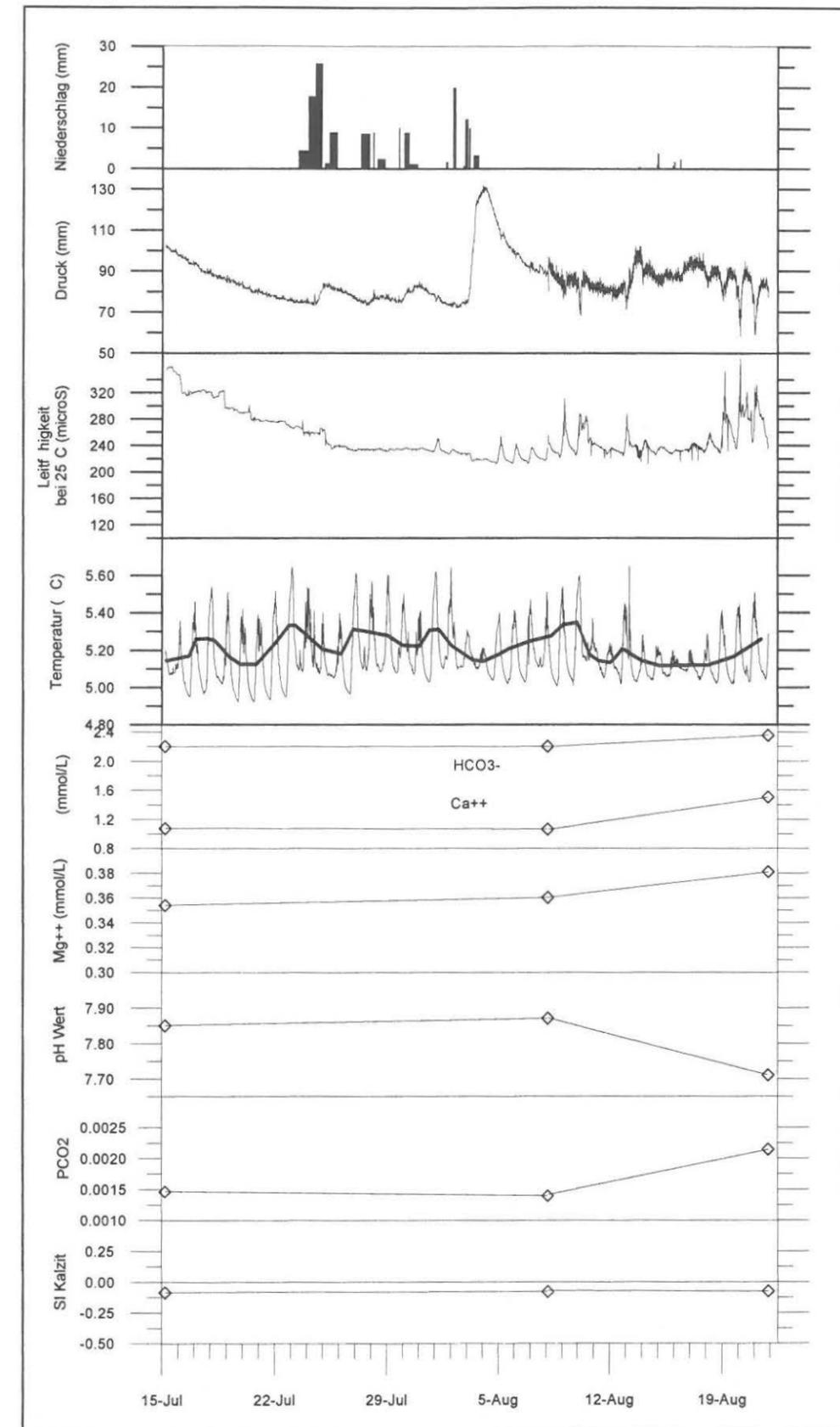


Abb. 5.17: Loggeraufzeichnung an der Weisseneckbachquelle, zusätzlich sind Ergebnisse der Analysen von Wasserproben eingetragen.

d) Chemische Parameter

Die Variation in Ionenkonzentration, pH-Wert, P_{CO_2} und SI_{Kalzit} ist sehr gering. Die letzte Messung zeigt leichte Veränderungen zu den vorangegangenen. Der Zusammenhang von Ca^{++} -Konzentrationsanstieg, P_{CO_2} -Anstieg und pH-Wertabnahme ist auch an der Zimitzquelle zu beobachten. Die Untersättigung in bezug auf Kalzit bleibt konstant im leicht untersättigten Bereich.

Die Weisseneckbachquelle kann nicht als typische Karstquelle bezeichnet werden. Ihr schwach ausgeprägtes Hochwasserverhalten, die Tagesgänge und die topographische Lage sprechen für eine Quelle, die ihr Wasser aus dem oberflächennahen Hangschutt bezieht. Die Zunahme der Schüttung in der Nacht kann eventuell auf geringere Verdunstung durch die Bodenbedeckung und den geringeren Wasserbedarf der Pflanzen zurückgeführt werden.

5.5.3.3.4 DIE NESSELBACHTALQUELLE

Der an der Nesselbachtalquelle aufgestellte Logger lieferte leider keine Daten. Vermutlich traten durch die häufigen Gewitter im Nesseltalkar und den exponierten Standort des Loggers Überspannungen auf, die zu einem Datenverlust führten.

5.5.3.3.5 LOGGERAUFZEICHNUNGEN AN DEN WALLERQUELLEN AM ALMSEE

An einer Austrittsstelle der über ein weites Gebiet verteilten Wallerquellen war vom 11. bis 13.10.1996 ein Datenlogger installiert, der überprüfen sollte, ob die Wallerquellen auch einem Tagesgang unterliegen (siehe Abb. 5.18).

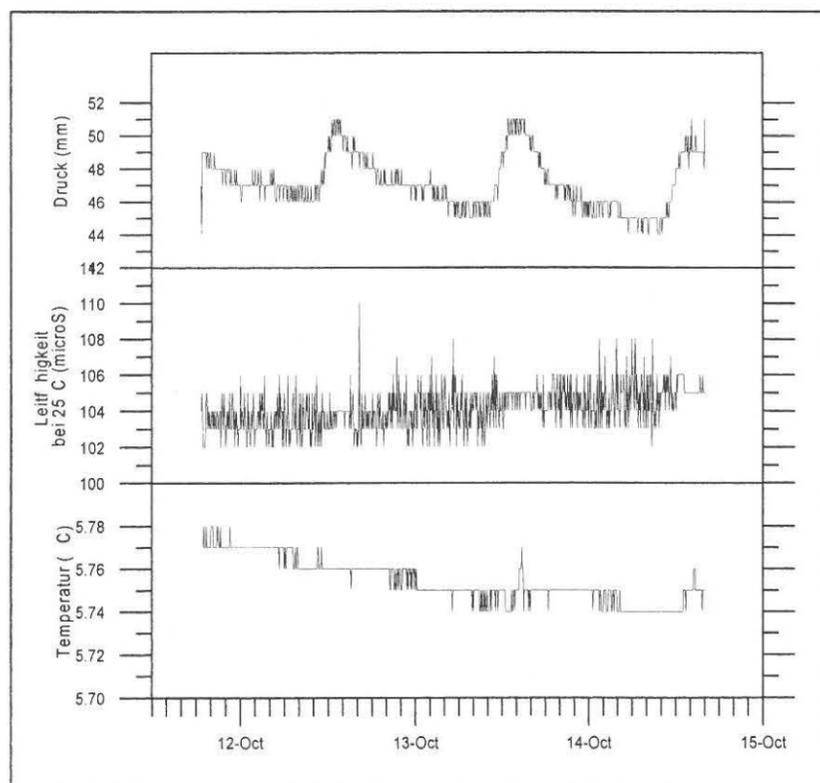


Abb. 5.18: Loggeraufzeichnung an einer Wallerquelle am Almsee.

Der Aufzeichnungszeitraum von nur drei Tagen erlaubt keine weitergehenden Aussagen über das Schüttungsverhalten einer Quelle. Bemerkenswert ist der Schüttungsanstieg innerhalb von drei bis vier Stunden am frühen Nachmittag und die nachfolgende langsame Abnahme. Es könnte sich dabei um einen Piston-Flow-Effekt handeln, bewirkt durch das tägliche Schmelzwasser. Die elektrische Leitfähigkeit folgt dem Tagesgang sehr schwach mit Verringerung der Schwankungsbreite bei höherer Schüttung. Die Wassertemperatur unterliegt im Meßzeitraum einer tagesgangunabhängigen Abnahme um $2/100^\circ C$.

5.5.4 ZUSAMMENFASSUNG UND INTERPRETATION DER HOCHWASSEREREIGNISSE AN DEN KARSTQUELLEN IN ZUSAMMENHANG MIT DEM EPIKARST UND DER VADOSEN ZONE

Die Analyse der Veränderungen der chemischen und physikalischen Parameter des Karstwassers an den Quellen bei Hochwasser soll die Prozesse in der phreatischen Zone erklären. Um die Veränderungen in der phreatischen Zone zu verstehen, ist es wichtig, die Vorgeschichte des Wassers aus der vadosen Zone in die Analyse miteinzubeziehen. Die Hochwasserbetrachtungen der Karstquellen werden daher in bezug zu den Hochwasserbeobachtungen in den Höhlen gesetzt und mit diesen verglichen, um daraus Konsequenzen für Prozesse in der phreatischen Zone zu ziehen.

Da nur von der Zimitzquelle Loggeraufzeichnungen und eine Beprobung eines Hochwasserereignisses vorliegen, muß die Interpretation der Daten auf diese eine Quelle beschränkt bleiben. Zunächst werden nur die Hochwasserereignisse betrachtet, die einen typischen Parameterverlauf aufzeigen.

Stark vereinfacht beschrieben umfaßt das Wasser einer Karstquelle eine Mischung von älterem Wasser aus quellfermem Einzugsgebiet und jüngerem Wasser aus quellnaheem Einzugsgebiet. Zusätzlich ist es eine Mischung von Wasser aus einem Röhrensystem unterschiedlichster Durchmesser und Wasser aus einem Kluftsystem mit unterschiedlichen Öffnungsweiten. Es ist daher schwierig, Veränderungen der chemischen und physikalischen Parameter auf einen einzelnen Prozeß zurückzuführen, da es sich um eine Fülle gleichzeitiger Prozesse in unterschiedlichen Bereichen mit unterschiedlichen Eigenschaften handelt. Für die weitergehende Analyse der Hochwasserereignisse an der Zimitzquelle können aus dem Verhalten der Schüttung jedoch einige Vereinfachungen angenommen werden, die es erlauben, sich bei der Betrachtung der Prozesse auf ein reifes Röhrensystem zu beschränken.

a) Die Loggeraufzeichnungen: Schüttung, elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur

Die schnelle Reaktion der Quellen auf dem Hochplateau in Schüttung, elektrischer Leitfähigkeit und Wassertemperatur auf jedes Niederschlagsereignis setzt ein gut ausgebildetes Abflußsystem voraus. Das hydraulisch effektive System der vadosen Zone, das in den Höhlen beobachtet wurde, setzt sich wahrscheinlich auch im phreatischen Bereich des Karstes fort. Anders lassen sich die kurzen Reaktionszeiten der Zimitzquelle auf Niederschlagsereignisse nicht erklären. Die kleinen Impulse, die der Schüttungskurve während eines Hochwassers aufgesetzt sind, können jeweils Niederschlagsereignissen zugeordnet werden und sind nicht als Impulse (ASHTON 1966) durch die Ankunft neuer Hochwasserwellen in der phreatischen Zone zu werten. Die Analyse der Loggeraufzeichnungen zeigt eine Verzögerung des Schüttungsanstieges auf ein Niederschlagsereignis von 3 bis 5 Stunden an. In der Abnahme der Leitfähigkeit und Wassertemperatur sind Verzögerungen von 5 bis 9 Stunden zu beobachten. Das bedeutet, daß sich die chemischen und physikalischen Parameter des Wassers trotz zunehmender Schüttung während 2 bis 4 Stunden unwesentlich ändern, bzw. daß 2 bis 4 Stunden lang Wasser mit einer Zusammensetzung wie unter Normalwasserbedingungen geschüttet wird. Dies kann mit dem Piston-Flow-Effekt erklärt werden, den ASHTON (1966) und ATKINSON et al (1973)

beschrieben haben. Erreicht die Hochwasserwelle aus der vadosen Zone den Karstwasserspiegel, so wird die Druckwelle durch die wassergefüllten Karsthohlräume der phreatischen Zone übertragen und führt zu einem spontanen Schüttungsanstieg an der Quelle.

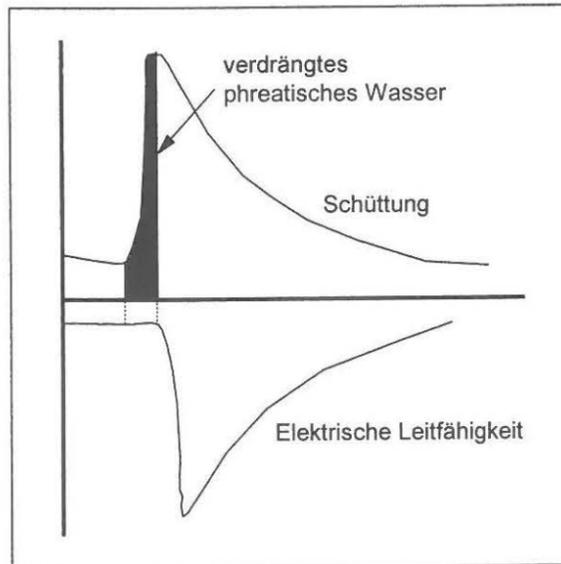


Abb. 5.19: Das Prinzip des Piston-Flow-Effekts, dargestellt anhand der Verzögerung der elektrischen Leitfähigkeit im Vergleich zur Schüttung.

Im Zeitraum vom Schüttungsanstieg bis zur Änderung der Leitfähigkeit und Wassertemperatur wird Wasser aus dem phreatischen Bereich geschüttet. Der in Abb. 5.19 schwarz markierte Bereich ist die Menge an Wasser, die aus dem phreatischen System gedrückt wird, bevor frisches Niederschlagswasser die Quelle erreicht.

Auf die Zimitzquelle angewendet würde das bedeuten: Die Hochwasserwelle benötigt 3 bis 5 Stunden, um die vadosen Zone zu durchfließen, um dann bei Erreichen des Karstwasserspiegels den Druckimpuls

auszulösen, der zum Schüttungsanstieg an der Quelle führt. Nach weiteren 2 bis 4 Stunden erreicht Wasser mit anderen chemischen und physikalischen Parametern die Quelle und bewirkt eine Veränderung in elektrischer Leitfähigkeit und Wassertemperatur.

Der Rückgang der elektrischen Leitfähigkeit aufgrund von weniger gelösten Stoffen im Wasser wird bei Hochwasserereignissen auch in den Höhlen beobachtet. In den Höhlen ist der Rückgang auf frisches Niederschlagswasser zurückzuführen. Aufgrund der erhöhten Schüttung und höheren Fließgeschwindigkeiten konnte weniger Karbonat gelöst werden. Die Verweilzeit auf dem weiteren Weg durch die vadosen Zone bis zum Karstwasserspiegel und durch die phreatische Zone bis zur Quelle reicht offenbar nicht aus, um die ursprünglichen Leitfähigkeitswerte zu erreichen. Der Rückgang der elektrischen Leitfähigkeit, der in den Höhlen beobachtet wird, setzt sich bis zur Quelle fort, ausgelöst durch die Ankunft frischen Niederschlagswassers.

Die Abnahme der Wassertemperatur der Zimitzquelle bei Hochwasser deckt sich mit den Beobachtungen, die an anderen Karstquellen gemacht wurden (SAUTER 1992, RENNER 1996). Sie steht jedoch im Gegensatz zum Verlauf der Wassertemperatur bei Hochwasserereignissen in den Höhlen, dort steigt die Temperatur durch die Ankunft des wärmeren Niederschlagswassers. Aus Abb. 5.20 wird die Veränderung der Wassertemperatur bei Hochwasser mit zunehmender Tiefe deutlich. Das schnelle Fließen verhindert ein Abkühlen des Wassers in den oberen Bereichen der vadosen Zone und führt zu einem Temperaturanstieg bis mindestens 220 m unter GOK. Im weiteren Verlauf durch die tieferen Bereiche der vadosen Zone und durch die phreatische Zone reicht die Verweilzeit des Wassers nicht aus, um eine Anpassung an den thermischen Gradienten zu erzielen, und das Wasser erreicht die Quelle kühler als unter Normalbedingungen. In den Bereichen der vadosen oder phreatischen Zone sollte nach bisherigen Erkenntnissen bei Hochwasserereignissen keine Temperaturveränderung registriert werden.

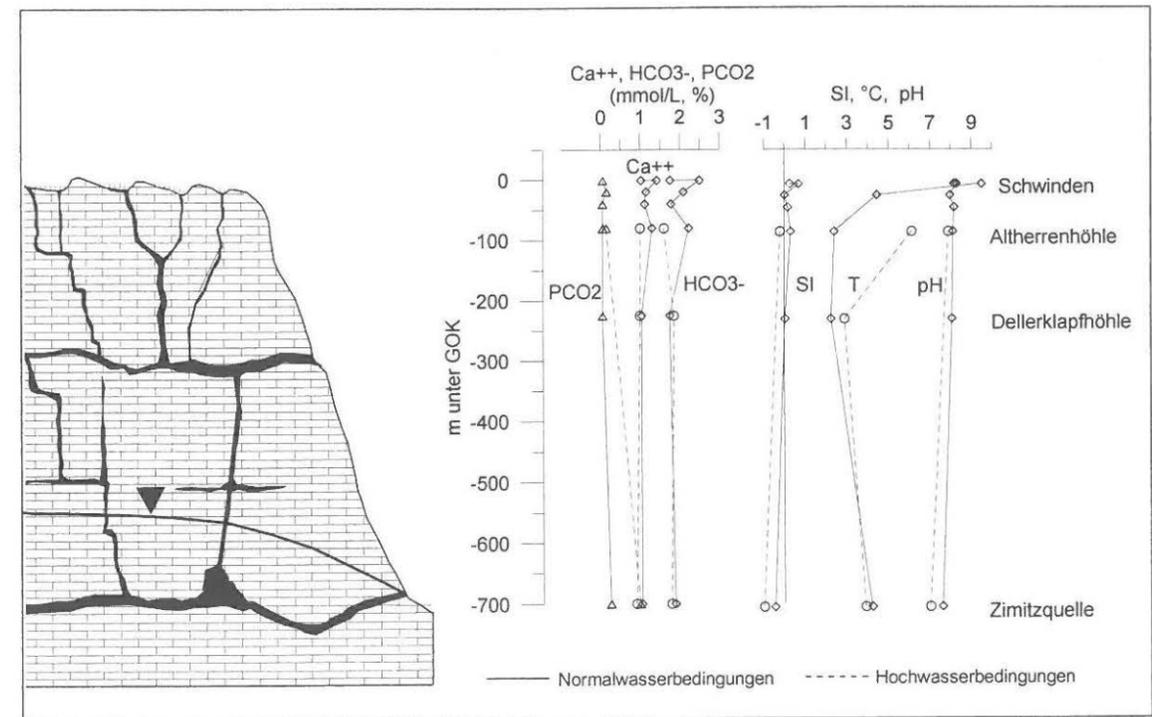


Abb. 5.20: Überblick über die Verteilung der Ca^{++} -, HCO_3^- -Konzentration, des PCO_2 , des $\text{SI}_{\text{Kalzit}}$, des pH-Werts und der Wassertemperatur bei Hochwasser- und Normalwasserbedingungen in Abhängigkeit von der Tiefe unter der Geländeoberkante (GOK).

Bei einigen Hochwasserereignissen an der Zimitzquelle steigen elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur nur wenige Minuten nach Zunahme der Schüttung leicht an. Dieses Phänomen wurde von WILLIAMS (1983) erstmals beschrieben und untersucht. Er fand heraus, daß es sich dabei um Wasser aus dem oberflächennahen Epikarstspeicher handelt. Da die Peaks in elektrischer Leitfähigkeit und Wassertemperatur an der Zimitzquelle fast zeitgleich mit dem Schüttungsanstieg erfolgen, kann es sich nicht um Wasser von der Plateauhochfläche handeln. Zudem ergaben die Analysen der Hochwässer in den Höhlen, daß auf der Hochfläche keiner oder nur ein sehr schwach ausgeprägter Epikarst existiert. Das Wasser muß aufgrund des fast zeitgleichen Anstieges aus einem quellnahen Speicher stammen, der epikarstähnliche Eigenschaften aufweist. Die Existenz eines echten Epikarstes kann in der quellnahen Umgebung nicht nachgewiesen werden, da Hangschuttmassen anstehendes Gestein überdecken. Im Hangschutt könnte sich jedoch durchaus ein vergleichbarer Speicher aus Bodenzone und Porenraum ausgebildet haben.

Die Auswertung der Hochwasserbeprobung am 5.9.1996 an der Zimitzquelle zeigt ähnliche Ergebnisse wie die Hochwasserbeprobung in der Altherrenhöhle und stützt die aus den Loggeraufzeichnungen gewonnenen Ergebnisse. Die Ca^{++} - und Mg^{++} -Konzentrationen steigen zeitgleich mit dem kleinen Temperaturanstieg kurz an, was die Annahme stützt, daß es sich um Wasser aus dem epikarstähnlichen Speicher im quellnahen Einzugsgebiet handelt. Nachfolgend fallen die Ca^{++} - und Mg^{++} -Konzentrationen leicht ab, bewirken so den Abfall der Leitfähigkeit und weisen auf die Ankunft des frischen Niederschlagswassers hin. Die HCO_3^- -Konzentration kann aufgrund der geringen Schwankung, die im Bereich der Meßgenauigkeit liegt, nicht interpretiert werden.

Da zeitgleich mit der hohen Ca^{++} -Konzentration der pH-Wert absinkt, fällt der $\text{SI}_{\text{Kalzit}}$ stark ab. Diese Veränderung ist auf das Wasser aus dem quellnahen Einzugsgebiet zurückzuführen. Der $\text{SI}_{\text{Kalzit}}$ fällt lediglich bei der Ankunft des quellnahen Nieder-

schlagswasser kurz ab. Im weiteren Verlauf des Hochwassers bleibt er im Bereich der Sättigung, wie unter Normalwasserbedingungen.

In der Untersuchung der Loggeraufzeichnungen und der Analyse der Hochwasserbeprobung zeichnet sich deutlich ab, daß bei Hochwasserereignissen frisches Niederschlagswasser die Veränderungen der chemischen und physikalischen Parameter an der Zimitzquelle bewirkt. Eine zusätzliche Sicherheit geben die Ergebnisse aus den Aufzeichnungen in den Höhlen, die die kurze Reaktionszeit des alpinen Karstes auf Niederschlagsereignisse untermauern bzw. die Rückschlüsse für das Quellenverhalten erst ermöglichen.

5.6 Der Karstwasserspeicher

5.6.1 EINLEITUNG

Das Speichervolumen im Karst setzt sich aus sehr unterschiedlichen Speichermedien zusammen, die Speichereigenschaften hängen stets von der Größe des betrachteten Ausschnittes ab. Bei der Interpretation der Quellparameter der Höhlenbäche und Karstquellen werden Eigenschaften bestimmt, die nach DOMENICO & SCHWARTZ (1990) der Mega-Skala zuzuordnen sind. Das bedeutet, daß die Größenordnung der Betrachtung groß genug ist, um alle vorkommenden Speichermedien miteinzubeziehen, vom Feinkluftsystem bis hin zu Karströhren. Die Veränderungen der Schüttung, der physikalischen und chemischen Eigenschaften bei Hochwasserereignissen in Höhlen oder an Karstquellen werden von den Eigenschaften des Speichers gesteuert. Umgekehrt lassen sich aus den Veränderungen der Parameter an der Quelle Rückschlüsse auf Volumen und Eigenschaften des Karstwasserspeichers ziehen. Ein limitierender Faktor bei der Analyse der Meßdaten ist der kurze Zeitraum der Untersuchung, wie sich nachstehend noch zeigen wird.

Um einzelne Speicherarten voneinander zu unterscheiden, werden die Leerlaufkurven untersucht und die Leerlaufkoeffizienten bestimmt (MAILLET 1905, RICHTER & LILLICH 1975). Die Leerlaufkoeffizienten werden bestimmt mit

$$\alpha = (\log Q_0 - \log Q_t) / (t * \log e) = (\log Q_0 - \log Q_t) / (t * 0.4343)$$

Genaue quantitative Angaben lassen sich anhand der gegebenen Datenbasis nicht machen, es kann lediglich eine Größenordnung angegeben werden. Die Auswertung soll in erster Linie qualitative Aussagen über Vorhandensein oder Nichtvorhandensein von Speichern liefern.

5.6.2 DIE UNGESÄTTIGTE ZONE

5.6.2.1 Der Epikarstspeicher

In Mittelgebirgskarstgebieten übernimmt der Epikarst trotz seiner geringen Mächtigkeit eine wichtige Funktion als Wasserzweischenspeicher und als Bereich der Temperaturangleichung (WILLIAMS 1983, SAUTER 1992, RENNER 1996).

In den Loggeraufzeichnungen in der Altherrenhöhle und Dellerklapfhöhle zeichnet sich deutlich ab, daß die Zeiten zwischen dem Niederschlag auf dem Plateau und dem Schüttungsanstieg der Höhlenbäche nur 15 bis 45 Minuten betragen.

Wie die Auswertungen des Verlaufs von elektrischer Leitfähigkeit und Wassertemperatur in 5.5.3 zeigen, handelt es sich bei dem Ereigniswasser um

Niederschlagswasser. Würde sich über der vadosen Zone ein ausgeprägter Speicher befinden, so würde dies eine deutliche Verzögerung in den Reaktionszeiten und einen anderen Verlauf der chemischen und physikalischen Parameter bewirken. Der kurze Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit und Ca^{++} -Konzentration zu Beginn des Hochwassers deutet darauf hin, daß für wenige Minuten Wasser anderer Herkunft fließt. Die Menge ist jedoch zu gering, um auf die Existenz eines Speichers zu schließen (siehe dazu auch 5.5.3.2.5).

5.6.2.2 Die vadose Zone

Im alpinen Karst ist die vadose Zone sehr mächtig ausgebildet, im Untersuchungsgebiet beträgt die Mächtigkeit mindestens 500 m. Die Bestimmung der Leerlaufkoeffizienten nach RICHTER & LILLICH (1975) in der Dellerklapfhöhle ist in Abb. 5.21 dargestellt.

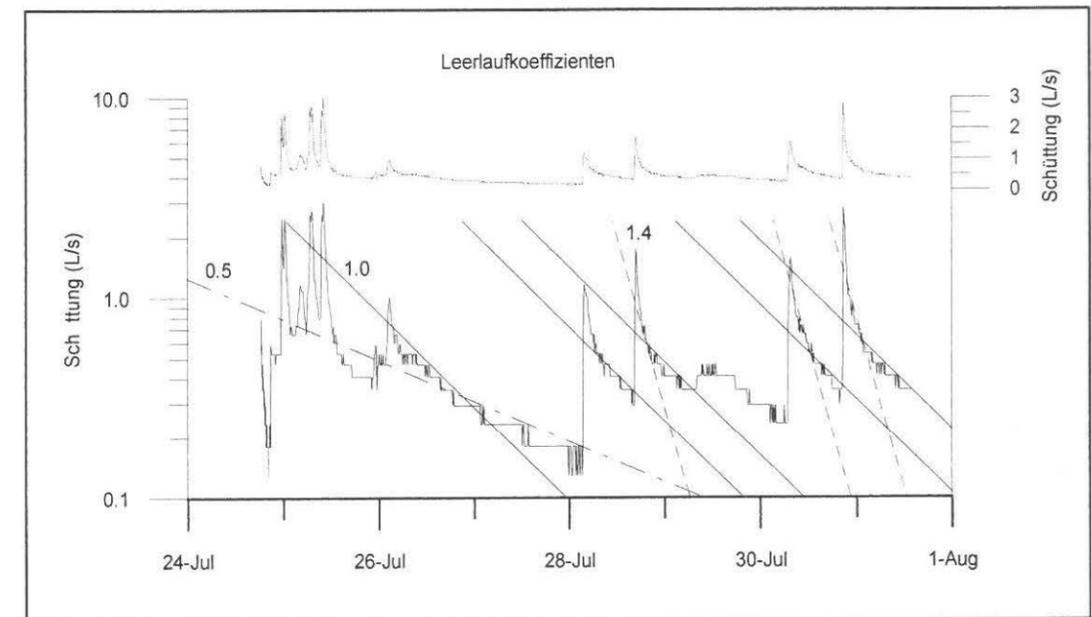


Abb. 5.21: Bestimmung der Leerlaufkoeffizienten (nach RICHTER & LILLICH 1975) in der Dellerklapfhöhle.

Die Bestimmung der Leerlaufkoeffizienten α in der Dellerklapfhöhle zeigen zwei unterschiedliche Größenordnungen von α -Werten. Die Größenordnungen liegen um mindestens das Achtfache über den Leerlaufkoeffizienten von Quellen der Schwäbischen Alb, die von BEHRINGER (1988) und SAUTER (1992) untersucht wurden. Die Zuordnung der einzelnen α -Werte zu bestimmten Speichermedien wie Kleinröhren oder Feinkluftsystem kann nur grob gemacht werden, da die Genauigkeit in der Schüttungsbestimmung beschränkt und der Beobachtungszeitraum sehr kurz ist.

So sind die α -Werte ≥ 1 , die ein geringes Speicher- und Retentionsvermögen anzeigen, den Karströhren mit großen hydraulischen Leitfähigkeiten zuzuordnen. Die kleineren α -Werte von 0,5 deuten auf ein immer noch sehr wirksames hydraulisches System hin, das aus kleineren Karströhren, größeren Karströhren mit schlechter hydraulischer Anbindung und/oder auf ein Großluftsystem hinweisen. Aufgrund des kurzen Beobachtungszeitraums und der kurzen Abstände zwischen den einzelnen Niederschlagsereignissen können nur Leerlaufkoeffizienten bestimmt werden, die die schnellen und hydraulisch sehr wirksamen Systeme beschreiben. Der Leerlaufkoeffizient des Feinkluftsystems, der erst nach längerer niederschlagsfreier Zeit sichtbar wird, konnte hier nicht erfaßt werden.

5.6.3 DIE PHREATISCHE ZONE

Die Bestimmung der Leerlaufkoeffizienten nach RICHTER & LILICH (1975) wurden an der Zimitzquelle vorgenommen, um qualitative Aussagen über die Verteilung von unterschiedlichen Speichertypen in der phreatischen Zone treffen zu können.

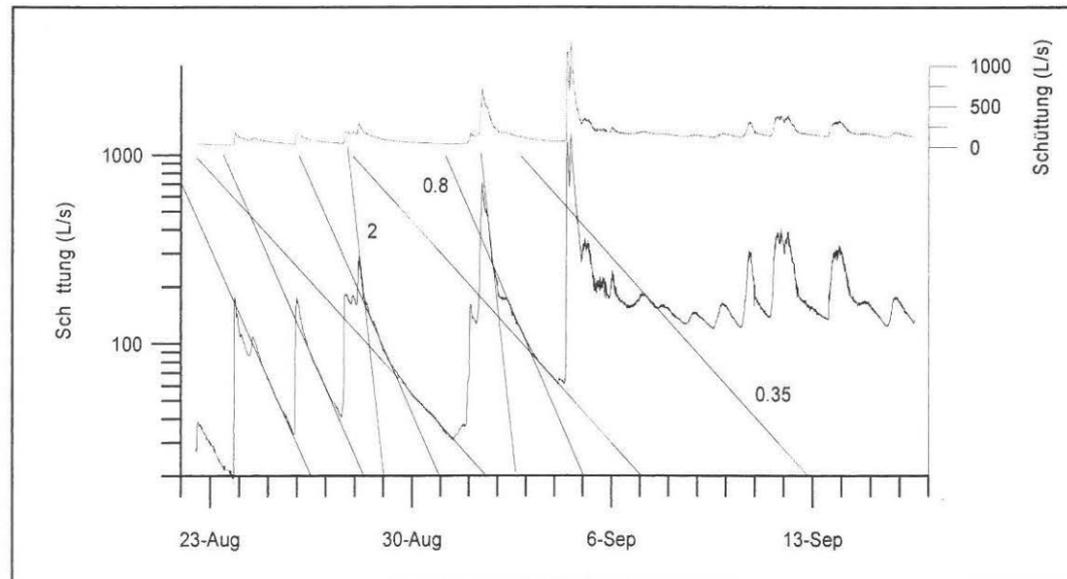


Abb. 5.22: Bestimmung der Leerlaufkoeffizienten an der Zimitzquelle.

Die Leerlaufkoeffizienten an der Zimitzquelle nehmen wie auch in den Höhlen und den meisten Karstquellen im Zuge des Leerlaufens des Speichers ab (siehe Abb. 5.22). Das reife Karstsystem des Toten Gebirges hat sehr hohe α -Werte, sie liegen deutlich über Werten, die an Karstquellen auf der Schwäbischen Alb von BEHRINGER (1988) und SAUTER (1992) bestimmt wurden.

Alle ermittelten Leerlaufkoeffizienten stehen für hydraulisch sehr wirksame Abflußsysteme bzw. für Speichermedien mit geringem Retentionsvermögen. Leerlaufkoeffizienten eines wirksamen und großen Speichers, wie z. B. eines Feinkluftsystems, konnten in der kurzen Beobachtungszeit mit vielen Niederschlagsereignissen nicht erfaßt werden. Die hohen α -Werte während der ersten Phase des Leerlaufens stützen die aus den kurzen Reaktionszeiten gezogenen Schlüsse, wonach ein hydraulisch sehr effektives Karströhrensystem das Tote Gebirge auch in der phreatischen Zone durchzieht und große Mengen an Wasser schnell abführen kann. Das Retentionsvermögen dieses Systems ist äußerst gering. Die weitere stufenweise Abnahme der α -Werte ist jeweils auf die abgeschlossene Entleerung eines Speichertyps zurückzuführen und bedeutet, daß danach der nächste Speichertyp mit etwas größerem Retentionsvermögen die Leerlaufkurve bestimmt. Im reifen Karst entspricht der höchste α -Wert den großen Karströhren, den Höhlen. Die nachfolgenden α -Werte setzen sich aus einem Zusammenwirken verschiedener Speichertypen zusammen, z.B. kleine Karströhren oder Großluftsysteme als effektives Transportmedium mit schlechter Speicherfunktion und Feinkluftsysteme als schlechtes Transportmedium, aber mit hohem Retentionsvermögen.

Einen quantitativen Hinweis auf die Speicherkapazität in den großen Röhren der phreatischen Zone ergibt sich aus dem in 5.5.4 erwähnten Piston-Flow-Effekt. Dieser wurde an der Zimitzquelle beobachtet. Das Volumen an Wasser, das im Zeitraum zwischen Schüttungsanstieg und Abfall der elektrischen Leitfähigkeit, das heißt mit Ankunft des

Ereigniswassers, aus der Zimitzquelle strömt, beträgt ca. 1750 m³. Das entspricht dem Volumen einer 2220 m langen Karströhre mit 0.5 m Durchmesser.

5.6.4 ZUSAMMENFASSUNG

Aus den Beobachtungen in den Höhlen ergeben sich keine Hinweise auf das Vorhandensein eines ausgeprägten Epikarstspeichers im Toten Gebirge. Die Analyse der Leerlaufkurven des Höhlenbachs in der Dellerklapfhöhle zeigt deutlich, daß mehrere Speicher mit unterschiedlichem Retentionsvermögen nacheinander wirksam werden. Die Leerlaufkoeffizienten sind sehr hoch, was auf hydraulisch hochdurchlässige Röhrensysteme hindeutet. Die Leerlaufkoeffizienten, die an der Zimitzquelle bestimmt wurden, bestätigen, daß das Röhrensystem der vadosen Zone sich im phreatischen Bereich des Toten Gebirges fortsetzt. Eine genaue Zuordnung der α -Werte zu Größenbestimmungen der jeweils wirksamen Karstwasserleiter ist nicht möglich. Die häufigen Niederschläge und der kurze Beobachtungszeitraum erlauben keine Bestimmung der α -Werte für das in Trockenzeiten wirksame Speichersystem, welches vermutlich das Feinkluftsystem wäre.

5.7 Quantitative Betrachtungen

5.7.1 EINLEITUNG

Eine quantitative Bestimmung jeglicher Art anhand der vorhandenen Datenbasis kann nur eine grobe Abschätzung der Größenordnung und Tendenzen wiedergeben.

Die durchgeführten quantitativen Bestimmungen beinhalten eine Trennung der Schüttung in Baseflow und Peakflow, eine Bestimmung der Einzugsgebietsgröße und eine Berechnung des Massenausstrages an gelöstem Karbonat. Die aus den Massenausstragsberechnungen resultierenden Konsequenzen für die Genese des alpinen Karstes werden im anschließenden Kapitel behandelt.

5.7.2 TRENNUNG VON BASEFLOW UND PEAKFLOW

Unter Baseflow versteht man die Fließkomponente, die eine Quelle nach langer niederschlagsfreier Periode speist. Sie entstammt in Karstgebieten dem Leerlaufen der Hohlräume mit hohem Speicher- und Retentionsvermögen, was dem Feinkluftsystem entspricht. Peakflow in Karstgebieten ist jene Schüttungskomponente, die bei Hochwasserereignissen dem schnellen Wasser entspricht, dem Wasser aus den Speichermedien mit geringem Retentionsvermögen und hoher hydraulischer Leitfähigkeit, sie überlagert den Baseflow. Mit der quantitativen Bestimmung des Peakflows kann bei bekannter Niederschlagsmenge die Größe des Einzugsgebiets einer Quelle berechnet werden.

Die Trennung in Baseflow und Peakflow wird anhand der Leerlaufkurven der Zimitzquelle vorgenommen. Mit den aus der halblogarithmischen Darstellung der Schüttung gegenüber der Zeit gewonnenen Leerlaufkoeffizienten läßt sich eine Trennung in beide Flow-Komponenten vornehmen. Da, wie schon erwähnt, der Beobachtungszeitraum der Zimitzquelle sehr kurz ist und die Häufigkeit der Niederschläge sehr hoch, kann anhand der Leerlaufkurven keine echte Baseflow-Komponente bestimmt werden (siehe auch 5.6.3). Dies zwingt zu einer vereinfachenden Annahme bei der Komponententrennung.

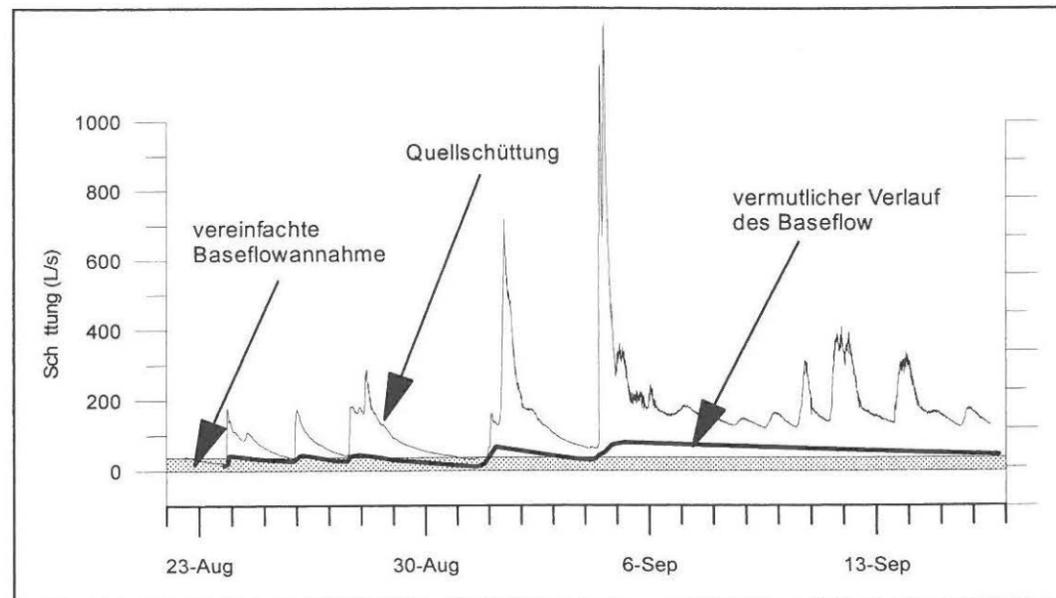


Abb. 5.23: Vereinfachte Trennung von Baseflow und Peakflow an der Zimitzquelle.

Da die Schüttungsmenge unter Baseflow-Bedingungen nie erfasst werden konnte, darf man davon ausgehen, daß selbst bei der gemessenen minimalen Schüttung der Zimitzquelle von 20 l/s stets ein Anteil der Peakflow-Komponente enthalten ist (siehe Abb. 5.23). Die Baseflow-Schüttung kann bei der niedrigsten gemessenen Schüttung der Zimitzquelle also maximal 20 l/s betragen. Um dem bei höherer Schüttung zunehmenden Anteil an Baseflow Rechnung zu tragen, soll für den gesamten Beobachtungszeitraum ein Baseflow von 30 bis 50 l/s angenommen werden.

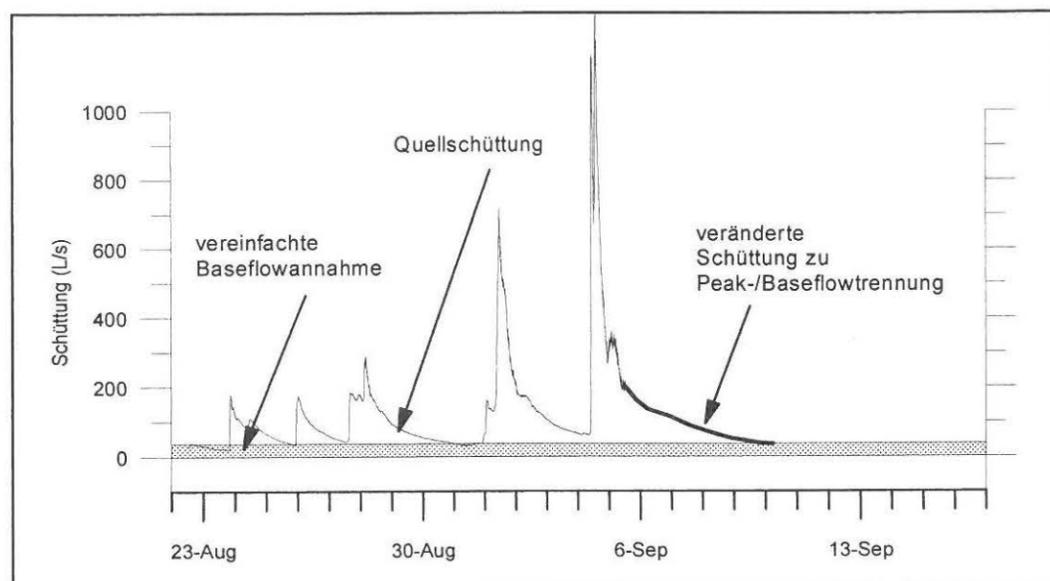


Abb. 5.24: Vereinfachte Trennung des Baseflow von dem Peakflow für einen ausgewählten Zeitraum.

Der Beobachtungszeitraum soll auf die schneefreie Periode begrenzt werden. Dazu wird die Schüttung nach dem Hochwasserereignis am 5.9. bis auf die Baseflowschüttung gesenkt, und zwar mit einer Abnahme der Schüttung, die dem Leerlaufen der vorangegangenen Hochwässer ähnelt (siehe Abb. 5.24).

Gesamtvolumen (m ³)	154432	154432
vom 23.8. bis 6.9.1996		
Baseflow (m ³)	36265 (30 l/s)	60441 (50 l/s)
Peakflow (m ³)	118167	93991
Verhältnis Base-/Peakflow	1 : 4.3	1 : 1.6

5.7.3 BESTIMMUNG DES EINZUGSGEBIETS DER ZIMITZQUELLE

Tracerversuche in Karstgebieten ermöglichen die Festlegung einiger Punkte innerhalb eines Einzugsgebiets einer Quelle, erlauben jedoch keine absolute Größenbestimmung. Stehen keine Markierungsversuche zur Verfügung, kann aus einer Massenbilanz anhand der Quellschüttung und den Niederschlagsmengen das Einzugsgebiet errechnet werden. Die berechneten Werte ergeben jedoch nur eine theoretische Größe, die nichts über die Erstreckung einzelner Karströhren aussagt.

Der Peakflow einer Conduit-Karstquelle wird dem Wasser zugerechnet, das bei Niederschlägen die Speicher schnell füllt und ebenso schnell wieder abläuft. Es handelt sich dabei um Wasser, das direkt aus den vorangegangenen Niederschlagsereignissen stammt oder aber um Wasser das von neuem Niederschlagswasser aus einem Speicher verdrängt wird. Das Volumen des Peakflows kann ungefähr mit der Menge an Wasser gleichgesetzt werden, die im gesamten Einzugsgebiet einer Quelle gesammelt wird. Ist die Größe des Niederschlags und der Evapotranspiration bekannt, kann die für das Peakflow-Volumen notwendige Fläche bestimmt werden. Um eine gesicherte Auswertung zu erhalten, wurden drei Hochwasserereignisse an der Zimitzquelle zur Einzugsgebietsbestimmung herangezogen. Die Schüttung sollte vor dem ersten und nach dem letzten Hochwasser gleich groß sein, um einen Speichereffekt auszuschließen. Gleiche Schüttung bedeutet gleichen Füllungsstand der Speicher. Wäre der wassergefüllte Bereich des Speichers gegen Ende des Beobachtungszeitraum gegenüber dem Beginn der Beobachtung verändert, so würde dem Peakflow das zugerechnet, was auf Speicheränderung beruht, und eine falsche Berechnung der Einzugsgebietsgröße wäre die Folge.

Zur Berechnung der Einzugsgebietsgröße der Zimitzquelle wurden die Hochwasserereignisse vom 26.8. bis 5.9.1996 ausgewertet. Um den oben erwähnten Speichereffekt zu eliminieren, wurde zur Schüttungsberechnung die Leerlaufkurve nach dem letzten Hochwasser dahingehend abgeändert, daß eine Abnahme der Schüttung bis zum Anfangswert der Berechnung, 30 l/s, erreicht wird (siehe Abb. 5.25). Es ergeben sich folgende Werte:

Gesamtschüttung	94300 m ³	94300 m ³
vom 26.8. bis 6.9.1996:		
Baseflow 20 l/s:	19400 m ³	Baseflow 50 l/s: 48600 m ³
Peakflow (Gesamt - Base):	65100 m ³	45700 m ³

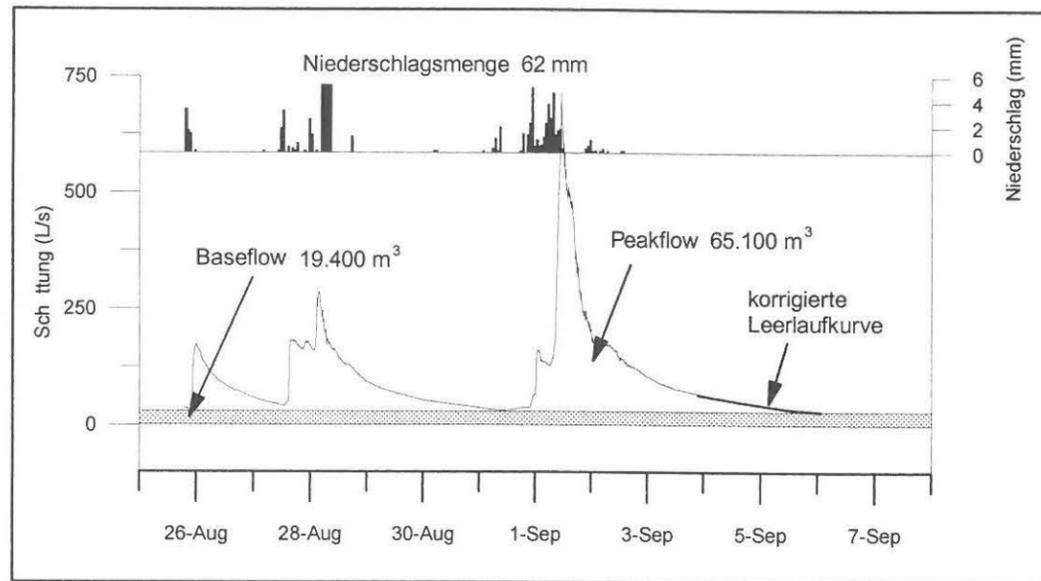


Abb. 5.25: Niederschlag und Peak- / Baseflowtrennung an der Zimitzquelle für 30 l/s Baseflow. Die angegebenen Wassermengen geben Base- und Peakflow-Volumen im Zeitraum vom 26.8. bis 6.9.1996 an.

Die Grundwasserneubildung beträgt nach der Evapotranspirationberechnung von HAUDE für diese relativ kühle Meßperiode 56 mm, dies entspricht 91% des Niederschlags, was sehr viel erscheint. Deshalb wurde die Bestimmung der Einzugsgebietsgröße zusätzlich für angenommene 15 mm Evapotranspiration berechnet. Aus den Analysen des Beobachtungszeitraumes ergeben sich für das Einzugsgebiet folgende Größenordnungen:

Peakflow: 65100 m ³	Baseflow 20l/s	Grundwasserneubildung 56 mm:
Peakflow / Grundwasserneubildung:		65100 m ³ / 0.056 m = 1.16 km ²
Peakflow: 45700 m ³	Baseflow 50l/s	Grundwasserneubildung 56 mm:
Peakflow / Grundwasserneubildung:		45700 m ³ / 0.056 m = 0.8 km ²
Peakflow: 65100m ³	Baseflow 20l/s	Grundwasserneubildung 46 mm:
Peakflow / Grundwasserneubildung:		65100 m ³ / 0.046 m = 1.4 km ²
Peakflow: 45700 m ³	Baseflow 50l/s	Grundwasserneubildung 46 mm:
Peakflow / Grundwasserneubildung:		45700 m ³ / 0.046 m = 1.0 km ²

Aus den Berechnungen ergibt sich ein Einzugsgebiet von 1 bis 2 km². Die genauen Ausmaße des Einzugsgebiets sind nicht zu bestimmen, da speziell in Karstgebieten einzelne, den Karstquellen zuführende Röhren, dendritisch weit in das Karstmassiv hineinreichen und sich die wahre Einzugsgebietsgröße auf auffächernde Einzugsgebietsäste verteilt.

ZÖTL (1961) errechnete aus dem Schüttungsverhalten der Strimitz, einer Karstquelle auf der südlichen Seite des Grundlises, ein Einzugsgebiet von 3.6 km². Aus Färbeversuchen schätzt er das Einzugsgebiet auf eine 20-fach größere Fläche, die von der Quelle zuführenden Karströhren teilweise drainiert wird.

Eine weitere Möglichkeit der Abschätzung des Einzugsgebiets einer Quelle kann für das gesamte Hochplateau des Toten Gebirges vorgenommen werden. Ausgehend von der bekannten Fläche des Hochplateaus und der Grundwasserneubildungsmenge, kann man bestimmen, wieviel Wasservolumen aus dem Toten Gebirge fließt. Bei bekanntem Schüttungsvolumen der Zimitzquelle kann deren Einzugsgebiet bestimmt werden.

$$(a) \frac{\text{Peakflowmenge Hochplateau}}{\text{Fläche Hochplateau}} = \frac{\text{Peakflowmenge Zimitz}}{\text{Einzugsgebiet Zimitz}}$$

$$(b) \text{Einzugsgebiet Zimitz} = \frac{(\text{Peakflowmenge Zimitz}) * (\text{Fläche Hochplateau})}{\text{Peakflowmenge Hochplateau}}$$

Einzugsgebietsfläche:	Die Fläche des Hochplateaus beträgt 590 km ²
Grundwasserneubildung:	Die Grundwasserneubildung im Beobachtungszeitraum beträgt 46 mm bis 56 mm,
Grundwasserneubildungsmenge:	Einzugsgebietsfläche * Grundwasserneubildung: = 27.1*10 ⁶ bis 33.1*10 ⁶ m ³
Peakflow:	beträgt 50 bis 70 % der Gesamtschüttung (ermittelt in 5.7.2).
Peakflowmenge des Hochplateaus:	im Beobachtungszeitraum = 13.5*10 ⁶ bis 23.1*10 ⁶ m ³ .
Peakflowmenge Zimitz:	im Beobachtungszeitraum = 45700 bis 65100 m ³ .

Die Zahlen eingesetzt in (b):

$$\text{max. Einzugsgebiet Zimitz} = (65100 \text{ m}^3 * 590 \text{ km}^2) / 13.5 * 10^6 \text{ m}^3 = 2.8 \text{ km}^2$$

$$\text{min. Einzugsgebiet Zimitz} = (45700 \text{ m}^3 * 590 \text{ km}^2) / 23.1 * 10^6 \text{ m}^3 = 1.16 \text{ km}^2$$

Diese sehr grobe Abschätzung liefert die gleiche Größenordnung für die Fläche des Einzugsgebiets der Zimitzquelle wie die Bestimmung aus dem Leerlaufen der Quelle.

Die Grundwasserneubildungsspende beträgt bei den errechneten Einzugsgebietsgrößen von 1 bis 2 km² 23 bis 65 l/(s*km²). Der Vergleichswert der Schwäbischen Alb beträgt 15.5 l/(s*km²). Da die Grundwasserneubildungshöhe im Toten Gebirge aufgrund des mehrfach höheren Niederschlags und der geringeren Feldkapazität als auf der Schwäbischen Alb deutlich höher ist als im Mittelgebirgskarst, kann die hohe Grundwasserneubildungsspende durchaus zutreffen.

5.7.4 MASSENBILANZ ZUM KALKAUSTRAG AUS DEM UNTERSUCHUNGS- GEBIET

Mit der Berechnung der theoretischen Einzugsgebietsgröße und der Bestimmung des Volumens an Schüttung über den Untersuchungszeitraum kann nun der Austrag an gelösten Stoffen bestimmt werden. Da Ca^{++} den größten Anteil an gelösten Ionen stellt, soll allein auf Ca^{++} beruhend, der Massenausrag an Kalk bestimmt werden.

Die Ca^{++} -Konzentration der Zimitzquelle beträgt recht konstant 1.05 mmol/l, kleine Schwankungen von 0.05 mmol/l bei Hochwasserereignissen können unberücksichtigt bleiben, wenngleich bei Hochwasser die größten Wassermengen umgesetzt werden.

Im Zeitraum vom 24.7. bis 17.9.1996 beträgt die Gesamtwassermenge an der Zimitzquelle 322058 m³. Bei einer angenommenen Ca^{++} -Konzentration von 1 mmol/l, werden dann 32237 kg Kalk ausgetragen.

Umgerechnet in Volumen bedeutete das: 11.9 m³ Kalk bei einer Dichte von 2.7 g/cm³
12.9 m³ Kalk bei einer Dichte von 2.5 g/cm³

Angenommen 80 bis 100% der Kalklösung geschehen in den obersten Metern des Karstes als flächiger Abtrag in einem Einzugsgebiet von 1 bis 2 km², so ergäbe dies in der Denudationsrate Extreme von 19 bis 50 mm / 1000 Jahren. ZHANG et al (1995) errechneten aus Lösungsversuchen mit rock-tablets in den Nördlichen Kalkalpen auf einer Seehöhe von 1600 m eine Lösungsrate von 0.03 mg/cm²/Tag. Dies würde einer Denudationsrate von ca. 40 mm/1000 Jahre entsprechen. Die im Toten Gebirge errechneten Denudationsraten passen auch zu den von HÜTTL et al (1995) recherchierten Werten für alpinen und arktischen Karst. Die Werte betragen zwischen 10 und 40 mm/1000 Jahre.

Die Denudationsrate ist die Komponente der Massenbestimmungen, die die größte Unsicherheit und die größten Fehler in sich birgt, da in ihr alle vorangegangenen Massenbestimmungen zusammenkommen.

6 ZUSAMMENFASSUNG

Ziel der Arbeit war es, die zeitliche und räumliche Verteilung der Kalklösung in einem alpinen Karstsystem qualitativ zu erfassen und auszuwerten. Während einer zweimonatigen Feldarbeit im Toten Gebirge (Steiermark, Österreich) wurden hydrogeochemische Daten aus verschiedenen Zonen des alpinen Karstes erfaßt, um die Veränderungen des Karstwassers auf dem Weg von der Oberfläche durch die vadose und phreatische Zone zu den Karstquellen zu verstehen.

Um die räumlichen Veränderungen zu erfassen, wurden Meßstellen an der Oberfläche, in Höhlen und an Karstquellen eingerichtet. In zwei Höhlen, in 80 und 220 m Tiefe unter GOK, und an zwei Karstquellen am Plateaufuß wurden Datenlogger installiert, die kontinuierlich Wasserdruckspiegel, elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur aufzeichneten. Ergänzt wurden die Loggeraufzeichnungen durch Entnahme von Wasserproben unter Normalwasserbedingungen sowie durch Probennahmen bei Hochwasser in den Höhlen und an einer Quelle.

Wasser, das dem Karst punktuell über Schwinden zugeführt wird, ist in bezug auf Kalzit bereits gesättigt. Die Lösungskapazität wurde bereits an der Oberfläche, in der Kontaktzone Boden/Fels, aufgebraucht. Auf dem Weg durch den Epikarst und die obere vadose Zone verändert sich die chemische Zusammensetzung kaum. Veränderungen treten auf dem Weg durch die tiefe vadose Zone und die phreatische Zone auf. Die Karstquellen weisen gegenüber den Höhlenbächen einen drei- bis zehnfach höheren P_{CO_2} auf, der $\text{SI}_{\text{Kalzit}}$ verändert sich von gesättigt bis übersättigt in den Höhlenbächen zu gesättigt bis untersättigt an den Karstquellen. Der höhere P_{CO_2} des Wassers der Karstquellen geht vermutlich auf CO_2 -Entstehung, ausgelöst durch den Zerfall eingeschwemmten organischen Materials in der tiefen vadosen Zone und phreatischen Zone, zurück.

Für die Verteilung der Kalklösung unter Normalwasserbedingungen im Karstsystem bedeutet dies, daß der größte Teil der Lösungskapazität in den obersten Bereichen des Karstes aufgebraucht wird. Im Epikarst und der oberen vadose Zone wird nicht gelöst. Erst in den tiefen Breichen der vadosen Zone oder der phreatischen Zone tritt aufgrund einer CO_2 -Quelle wieder Untersättigung auf und ermöglicht Kalklösung.

Das warme Oberflächenwasser wird in der vadosen Zone abgekühlt. Die Abkühlung reicht in der vadosen Zone bis in eine Tiefe von mindestens 220 m unter GOK. In tieferen Bereichen erwärmt ein thermischer Gradient von 0.44 °C / 100 m das Karstwasser. Der Gradient entspricht dem atmosphärischen Temperaturgradienten im Toten Gebirge. Der Vergleich der Wassertemperaturen aus mehreren Höhlen zeigt eine deutliche Abhängigkeit des Gradienten von der Tiefe unter GOK.

Höhlenbäche und Karstquellen im alpinen Karst reagieren auf Niederschlagsereignisse sehr schnell mit einem Schüttungsanstieg und mit Veränderungen der chemischen und physikalischen Parameter. Die elektrische Leitfähigkeit des Wassers verhält sich in den Höhlenbächen und an der Zimitzquelle gleich. Sie nimmt bei zunehmender Schüttung ab. Die Wassertemperatur dagegen verläuft unterschiedlich. In den Höhlen steigt die Wassertemperatur bei Hochwasser an, an den Karstquellen nimmt sie ab. Die höhere Fließgeschwindigkeit bei Hochwasser verkürzt die Kontaktzeit des Wassers mit dem Gestein, wodurch die Abkühlung im oberen Bereich der vadosen Zone geringer wird. Im weiteren Verlauf durch die phreatische Zone reicht die Verweilzeit wiederum nicht aus, um

eine Anpassung an den thermischen Gradienten zu erzielen, und das Wasser erreicht kühler als unter Normalbedingungen die Karstquelle.

Bei Hochwasser tritt auch in der vadosen Zone Untersättigung in bezug auf Kalzit auf. An der Zimitzquelle sind die Veränderungen der chemischen Parameter bei Hochwasser gering. Deutliche Untersättigung tritt zu Beginn des Hochwassers kurz auf und ist auf quellnahen Zufluß zurückzuführen. Die bei Normalwasser beobachtete leichte Untersättigung bleibt ansonsten erhalten.

Die kurzen Reaktionszeiten der Höhlenbäche und der Karstquellen deuten auf ein gut ausgebildetes Abflußsystem hin. Die großräumigen Karströhren, die Höhlen, die in der vadosen Zone bekannt sind, setzen sich auch in der phreatischen Zone fort. Aus den Veränderungen der Parameter des Wassers in den Höhlenbächen ergeben sich keine Anhaltspunkte für eine oberflächennahe Zwischenspeicherung des Wassers. Im alpinen Karst wird Niederschlagswasser ohne Verzögerung in die vadosen Zone abgeführt und in die phreatische Zone weitergeleitet.

Aus der Analyse der Leerlaufkurven wurde eine Trennung in Peakflow und Baseflow durchgeführt und über die Grundwasserneubildung das Einzugsgebiet der Zimitzquelle berechnet. Die Einzugsgebietsgröße beträgt 1 bis 3 km². Die Grundwasserneubildungsspende wurde auf 23 bis 65 l/(s*km²) bestimmt.

Aus den Schüttungsmengen der Zimitzquelle und der durchschnittlichen Lösungsfracht ergibt sich für das Tote Gebirge eine Denudationsrate von 20 bis 50 mm / 1000 a.

Die quantitativen Bestimmungen, Peakflow, Baseflow, Einzugsgebietsgröße und Denudationsrate basieren auf Datensätzen aus kurzen Beobachtungszeiträumen. Die Werte können daher lediglich eine Einordnung in bestimmte Größenordnungen erlauben, aber nicht als Absolutwerte akzeptiert werden.

Die Kalklösung im alpinen Karst des Toten Gebirges beschränkt sich unter Normalwasserbedingungen auf die Oberfläche und die phreatische Zone. In der vadosen Zone tritt nur bei Hochwasserereignissen Kalklösung auf. Weitere Untersuchungen unter diesem Gesichtspunkt können interessante Aspekte zur Karstgenese liefern.

7 LITERATURVERZEICHNIS

- ABEL, R. (1970): Klima und Wasserhaushalt einer Hochkarstfläche im Sommer.- Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.
- ABELE, G. (1970): Der Bergsturz im Almtal.- Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 112 (1), 120-124.
- ASHTON, K. (1966): The analyses of flow data from karst drainage systems.- Trans. Cave Research Group GB, 7 (2), 161-203.
- ATKINSON, T.C. et al. (1973): Experiments in tracing underground waters in limestones.- J. of Hydrology, 19, 332-349.
- ATKINSON, T.C. (1977): Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone: an important control of groundwater hardness in limestones.- J. of Hydrology, 35, 111-123.
- AUDRA, P. (1994): Karsts alpins. Genèse des grands réseaux souterrains.- Karstologia Mémoires, 5, 263.
- AUDRA, P. (1995): Alpine karst speleogenesis: case studies from France and Austria.- Trans. Brit. Cave Res. Assoc., 21 (3), 75-79.
- BAUER, F. (1989): Die unterirdischen Abflußverhältnisse im Dachsteingebiet und ihre Bedeutung für den Karstwasserschutz.- Reports, UBA-89-28, Umweltbundesamt Wien.
- BAUER, F. (1964): Kalkabtragsmessungen in den österreichischen Kalkhochalpen.- Erdkunde, XVIII, 95-102.
- BEHRINGER, J. (1988): Hydrochemische Kurz- und Langzeitstudien im Malmaquifer der mittleren Schwäbischen Alb.- Diss. Univ. Tübingen.
- BÖGLI, A. (1964): Le Schichttreppenkarst, un exemple de complexe glacio-karstique.- Rev. Belg. Geogr., 1/2, 64-82.
- BÖGLI, A. (1966): Karstwasserflächen und unterirdische Karstniveaus.- Erdkunde, XX (1/4), 11-19.
- BÖGLI, A. (1971): Karstdenudation, das Ausmaß korrosiven Kalkabtrages.- Regio Basiliensis, XII, 352-361.
- BÖGLI, A. (1976): CO₂-Gehalte von Luft und Kalkgehalt von Wässern im unterirdischen Karst.- Z. f. Geomorph., Suppl.-Bd. 26, 153-163.
- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie.- Berlin (Springer).
- CLEMENS, T. & HÜCKINGHAUS, D. (1996): Ein neues Computermodell zur Simulation der Entwicklung eines Karstgrundwasserleiters.- Laichinger Höhlenfreund, 31 (2), 71-80.
- CLEMENS, T. (1997): Simulation der Entwicklung von Karstaquiferen.- Diss. Univ. Tübingen, 92 S.
- CORBEL, J. (1960): Nouvelles recherches sur les karsts arctiques Scandinaves.- Z. f. Geomorph., Suppl.-Bd. 2, 74-78.
- CVIJC, J. (1893): Das Karstphänomen. Versuch einer morphologischen Monographie.- Geogr. Abh., 5 (3), 218-329, Wien.
- CVIJC, J. (1918): Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst.- Rec. Trav. Inst. Géogr. Alpine, 6, 376-420.
- DINCER, T., PAYNE, , YEN, , ZÖTL, J. (1972): Das Tote Gebirge als Entwässerungstypus der Karstmasse der Nördlichen Kalkalpen (Ergebnisse von Isotopenmessungen).- Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 24, 71-109.
- DOMENICO, P.A. & SCHWARTZ, F.W. (1990): Physical and chemical hydrogeology.- 824 S., J. Wiley & Sons.
- DRAKE, J.J. (1980): The effect of soil activity on the chemistry of carbonate groundwaters.- Water Res. Res., 16 (2), 381-386.

- DRAKE, J.J. (1983): The effects of geomorphology and seasonality on the chemistry of carbonate groundwater.- *J. of Hydrology*, 61, 223-236.
- DREYBRODT, W. (1988): *Processes in karst systems*.- 288 S., Springer Verlag.
- DREYBRODT, W. (1990a): Ein Modell der Entwicklung von Karst unter der Berücksichtigung der Lösungskinetik auf Kalkstein: Anwendung auf die Verkarstung der Schwäbischen Alb. *Laichinger Höhlenfreund*, 25 (2), 47-82.
- DREYBRODT, W. (1990b): The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone: a model simulation of karst evolution.- *J. of Geology*, 98, 639-355.
- DULLO, W.-C. (1980). Paläontologie, Fazies und Geochemie der Dachstein-Kalke (Ober-Trias) im südwestlichen Gesäuse, Steiermark, Österreich.- *Facies*, 2, 55-122.
- EK, B. & GEWELT, M. (1985): Carbon dioxide in cave atmospheres. New results in Belgium and comparison with some other countries.- *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 173-187.
- ELLMAUER, S. (1994): Waldkundliche Untersuchungen in zirbenreichen Karstplateaubeständen im Wildenseegebiet (westliches Totes Gebirge).- *Dipl.-arb. Univ. Bodenkultur Wien*.
- FISCHER, A.G. (1990): Tidal deposits. Dachstein Limestone of the North-Alpine Triassic.- In: Ginsburg, R.N. (Ed.), *Tidal Deposits*.- Springer Verlag.
- FISCHER, K. (1990): Höhlenniveaus und Altreliefgenerationen in den Berchtesgadener Alpen.- *Mitt. Geogr. Ges. München*, 75, 57-59.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark. Geologie der Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen.- 127 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- FRISCH, W. (1996): Tektonische und erosive Denudation in den Ostalpen.- Vortrag im Rahmen des AK Kristallineologie an der Universität Tübingen.
- GANSS, O. (1937): Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges.- *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 87, 331-374, Wien.
- GEBAUER, H. D. (1988): Dellerklapfhöhle.- *Der Abseiler*, 8, 25.
- GEYER, G. (1886): Über die Lagerungsverhältnisse der Hirlatzschichten.- *Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt*, XXXVI, 215, Wien.
- GÖTZINGER, F. E. (1937): Zur glazialgeologischen Analyse der Quartärablagerungen im Trauntalgebiet oberhalb von Gmunden.- *Anz. Österr. Akad. d. Wissenschaften, math.-naturw. Klasse*, 1937, 35-39.
- GRAF, G. (1972): Karstmorphologische Untersuchungen im östlichen Toten Gebirge.- *Diss. Phil. Fak. Univ. Graz*.
- GRAF, G. (1978): Gedanken zur Geomorphologie des Tauplitzer Seenplateaus.- *Die Höhle*, 29 (2), 33-41.
- GRAF, G. (1990): Information von G. Graf. Das Gespräch führte Uwe Kalmbach.
- GRUND, A. (1903): Die Karsthydrographie - Studien aus Westbosnien.- *Geogr. Abh.*, 7 (3), Wien.
- GUNN, J. (1981): Hydrological processes in karst depressions.- *Z. f. Geomorph., N. F.*, 23 (3), 313-331.
- GUNN, J. (1983): Point-recharge of limestone aquifers - A model from New Zealand karst.- *J. of Hydrology*, 61, 19-29.
- HASEKE-KNAPCZYK, H. (1989): Der Untersberg bei Salzburg.- *Veröff. des Österr. MaB-Programms*, No. 15., *Österr. Akad. d. Wissenschaften*, 225 S., Wien.
- HEMME, H. (1970): Die Stellung der „lasivierten“ Terra fusca in der Bodengesellschaft der Schwäbischen Alb.- *Diss. Univ. Hohenheim*.

- HESS, J.W. & WHITE, W.B. (1993): Groundwater geochemistry of the carbonate karst aquifer, southcentral Kentucky, U.S.A.- *Appl. Geochemistry*, 8, 189-204.
- HESS, J.W. & WHITE, W.B. (1988): Storm response of the karstic carbonate aquifer of southcentral Kentucky.- *J. of Hydrology*, 99, 235-252.
- HINTERMAIER, K. H. (1993). Grundwasserneubildung in einem Festgesteinsaquifer am Beispiel des Wasserwerkes Kylltal der Stadtwerke Trier.- *Diss. Fak. Bergbau und Geowissenschaften Rheinisch-Westfälischen Techn. Hochschule Aachen*.
- HÖLTING, B. (1992): *Hydrogeologie*.- 415 S., Enke Verlag.
- HÜTTL, C., RÖGNER, K. & SASS, O. (1995): Erste Ergebnisse von Studien zu Verwitterungsprozessen in den Kalkhochalpen (Wetterstein- und Karwendelgebirge).- *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, 137, 51-75.
- HUTTON, J. (1795): *Theory of the Earth, with proofs and illustrations*.- Vol. II, Edinburgh.
- HUSEN, D. VAN (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal.- *Jahrb. Geol. Bundesanstalt*, 120 (1), 1-130, Wien.
- Jacobsen, R.L. & Langmuir, D. (1974): Controls on the quality variations of some carbonate spring waters.- *J. of Hydrology*, 23, 247-265.
- JAKUCS, L. (1959): Neue Methoden der Höhlenforschung in Ungarn.- *Die Höhle*, 10 (4), 88-98.
- JEANNIN, P.Y. (1990): Températures dans la zone vadose du karst.- *Bull. du Centre Hydrogéol. de l'Université de Neuchâtel*, 9, 89-102.
- JEANNIN, P.Y. (1997): Dispersion and tailing of tracer plumes in a karstic system (Milandre, Switzerland).- *Proc. of the 12th Int. Congress of Speleology 1997*, Vol. 2, 149-152.
- KATZER, F. (1909): Karst und Karsthydrographie.- *Zur Kunde der Balkanhalbinsel*, 8.
- KLIMCHOUK, A. (1995): Karst morphogenesis in the epikarstic zone.- *Cave and Karst Science*, 21 (2), 45-49.
- KÖLLING, M. (1992): Anwendung hydrogeochemischer Modelle.- In: DVWK (Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.): *Anwendung hydrogeochemischer Modelle*.- *Schriften*, 100, 321-344.
- KRAUTHAUSEN, B. (1989): Unveröffentlichte Auswertung, Kopie liegt dem Autor vor.
- KREUZ, R. (1979). Die Hüttstatthöhle im Toten Gebirge.- *Die Höhle*, 37-42.
- KUFFNER, D. (1994): Höhlenniveaus und Altflächen im Westlichen Toten Gebirge.- *Diss. Univ. Salzburg*.
- LECHNER, J. (1945). Quellengeologische Betrachtungen aus dem Südrand des Toten Gebirges.- *Verh. Geol. Bundesanstalt*, 1945, 77-102, Wien.
- LEHMANN, O. (1932): *Die Hydrographie des Karstes*.- 212 S., Leipzig und Wien (Franz Deuticke).
- LICHTENECKER, N. (1938): Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. 1. Teil: Die nordöstlichen Alpen.- *Geogr. Jahresber. aus Österr.*, 19, 82 S., Wien.
- MACHATSCHKE, F. (1922): *Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen*.- *Ostalp. Formenstudien*, I/4, 303 S., Berlin.
- MAHLER, B. & BENNETT, P. (1991): The interaction of flow mechanics and aqueous chemistry in a Texas Hill Country Grotto.- *Proc. of the 3rd Conf. on Hydrogeol., Ecology, Monitoring and Management of Ground Water in Karst Terranes*, Nashville, 405-416, Tennessee (Maxwell House/Clario).
- MAILLET, E. (1905): *Mécanique et physique du globe. Essais hydraulique souterraine et fluviale*.- 218 S., Paris (Hermann).

- MARTEL, E.A. (1910): La théorie de la "Grundwasser" et les eaux souterraines du Karst.- *La Géographie*, 21, 126-130.
- MAURIN, V. & ZÖTL, J. (1964): Karsthydrologische Untersuchungen im Toten Gebirge mit besonderer Berücksichtigung der versorgungswasserwirtschaftlichen Belange im Tauplitzgebiet.. *Österr. Wasserwirtschaft*, 15 (5/6), 112-123.
- MEIMAN, J., EWERS, O.R. & QUINLAN, J.F. (1988): Investigation of flood pulse movement through a maturely karstified aquifer at Mammoth Cave National Park: A new approach.- *Proc. on the environmental problems in karst terrains and their solutions*, 2nd Conference, Nashville, Tennessee, 227-263, Dublin, OH, USA (Water Well Journal Publishing Company)
- MENNE, B. (1997): Myxobakterien in der Rettenbachhöhle.- *Mitt. Landesverein f. Höhlenkunde in Oberösterreich*, 43 (1), 11-26.
- MUDRY, J. (1990): Les courbes flux chimique-débit et le fonctionnement des aquifers karstiques.- *J. of Hydrology*, 120, 283-294.
- PALMER, A.N. (1991): Origin and morphology of limestone caves.- *Bull. Geol. Soc. America*, 103, 1-21.
- PARKHURST, D.L., THORSTENSON, D.C. & PLUMMER, L.N. (1980): Phreeqe, a computer program for geochemical calculations.- *US Geol. Survey Water Res. Inv.*, 80-96.
- PAVUZA, R. (1988): Erdwissenschaftliche Anmerkungen zur Umgebung des Albert-Appel-Hauses (Totes Gebirge, Österreich).- *Der Abseiler*, 9, 5-9.
- Pfarr, T. & Stummer, G. (1988): Die längsten und tiefsten Höhlen Österreichs.- *Wissenschaftl. Beihefte zur Zeitschr. "Die Höhle"*, 35, 248 S., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen.- In: OBERHAUSER, R. (Hrsg., 1980), *Der geolog. Aufbau Österreichs*.- 699 S., Wien (Springer).
- Plummer, N.L., Busenberg, E. (1982): The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO₂-H₂O solutions between 0° and 90°C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO₃-CO₂-H₂O. *Geochim. et Cosmochim., Acta* 46: 1011-1040.
- QUINLAN, J.F. & RAY, J.A. (1981): Groundwater Basins in the Mammoth Cave Region, Kentucky.- *Friends of Karst, Occasional Paper*, No. 1.
- REICHERTER, M. (1997): Temperatur- und Schüttungsänderung in Karstquellen der Schwäbischen Alb - Modellierung des Wärmetransports.- *Dipl. Arb. Univ. Tübingen*, 71 S.
- RENNER, S. (1996): Wärmetransport in Einzelklüften und Kluftaquiferen.- *Diss. Univ. Tübingen*, 89 S.
- RICHTER, W. & LILLICH, W. (1975): *Abriß der Hydrogeologie*.- 281 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- RIEDL, H. (1988): Neue Beiträge zur Gekomorphologie der Nördlichen Kalkalpen.- *Geogr. Jahresber. aus Österr.*, 45 (1986), 81-96.
- ROY, B. & BENDERITTER, Y. (1988): Transfers thermiques naturels dans un système aquifère carbonaté fissuré peu profond.- *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 2 (4), 661-666.
- SAUTER, M. (1992): Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer.- *Tübinger Geowiss. Hefte (TGA)*, C13, 150 S.
- SCANLON, B.R. & THRAILKILL, J. (1987): Chemical similarities among physically distinct spring types in a karst terrain.- *J. of Hydrology*, 89, 259-279.
- SCHAUER, M. (1984): Zur Altersstellung obertriadischer Riffkalke.- *Anz. Österr. Akad. Wiss., math. naturw. Klasse*, 120, 127-137.
- SCHMEIB (1996): Daten wurden mir in einem persönlichen Gespräch am 19.9.1996 in Linz mitgeteilt.

- SCHMIDT, R. (1981): Grundzüge der spät- und postglazialen Klimageschichte des Salzkammergutes (Österreich) aufgrund palynologischer Untersuchungen von See- und Moorprofilen.- *Mitt. Kommission f. Quartärforschung d. Österr. Akad. Wiss.*, 3, 96.
- SCHÖLLNBERGER, W. (1973): Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges.- *Mitt. Ges. f. Geologie- u. Bergbaustudenten*, 22, 95-153.
- SEEFELDNER, E. (1933): Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen.- *Z. f. Geomorph.*, 8, 157-198.
- SEEMANN, R. (1979): Die sedimentären Eisenvererzungen der Karstgebiete der Nördlichen Kalkalpen.- *Ann. Naturhist. Museum Wien*, 82, 209-289.
- SHUSTER, E.T. & WHITE, W.B. (1971): Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs, a possible means for characterizing carbonate aquifers.- *J. of Hydrology*, 14, 93-128.
- SIEBER, R. (1977): Bericht 1976 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Mesozoikum und Tertiär auf Blatt 96, Bad Ischl.- *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1977, S. 92., Wien.
- SMART, P.L. & FRIEDRICH, H. (1986): Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonate aquifer, Mendip Hills, England.- *Proc. of the Environmental Problems in Karst Terrains and their Solutions Conference*, Bowling Green, Kentucky, 59-87.
- STEINHAUSER, F. (1967): Das Klima im Raum Bad Ausee.- *Wetter und Leben, Sonderheft*, 11, 23.
- SWEETING, M.M. & GERSTENHAUER, A. (1960): Zur Frage der absoluten Geschwindigkeit der Kalkkorrosion in verschiedenen Klimaten.- *Z. f. Geomorph., Suppl.-bd.*, 2, 66-73.
- SWEETING, M.M. (1974): *Karst Landforms*.- London (Macmillan)
- TERNAN, J.L. (1972): Comments on the use of calcium hardness variability index in the study of carbonate aquifers: with reference to the central Pennines, England.- *J. of Hydrology*, 16, 317-321.
- TEUTSCH, G. (1988): Grundwassermodelle im Karst: Praktische Ansätze am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Tiefen und Seichten Karst der Schwäbischen Alb.- *Diss. Univ. Tübingen*.
- TOLLMANN, A. (1976): *Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik*.- Monographie der Nördlichen Kalkalpen III, Wien (Deuticke).
- TRIMMEL, H. (1968): *Höhlenkunde*.- 293 S., Braunschweig (F. Vieweg & Sohn).
- UHLIG, S. (1959): Wasserhaushaltsbetrachtungen nach Thornthwaite.- *Z. f. Acker- u. Pflanzenbau*, 109, 384-407.
- VACEK, M. & GEYER, G. (1916): *Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Liezen*.- Geol. Reichsanstalt Wien.
- WICHE, K. (1952): Die Entwicklung der Salzburger Alpen im Jungtertiär.- *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 94, 179-194.
- WHITE, W.B. (1988): *Geomorphology and hydrology of karst terrains*.- 464 S., Oxford (Oxford University Press).
- WILLIAMS, P.W. (1983): The role of the subcutaneous zone in karst hydrology.- *J. of Hydrology*, 61, 45-67.
- WOOD, W.W. (1985): Origin of caves and other solution openings in the unsaturated (vadose) zone of carbonate rocks: A model for CO₂ generation.- *Geology*, 13 (11), 753-832.
- WURM, D. (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Paläökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes.- *Facies*, 6, 203-296.
- ZHANG, D., FISCHER, H., BAUER, B., PAVUZA, R. & MAIS, K. (1995): Field tests of limestone dissolution rates in karstic Mt. Kräuterin, Austria.- *Cave and Karst Science*, 21 (2), 101-104.

- ZÖTL, J. (1961): Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes.- Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 12/13 (1960/61), 57-183.
- ZÖTL, J.G. (1992): Geomorphogeny and karstification of the eastern part of the Northern Limestone Alps.- Int. Contr. to Hydrogeol., 13, 197-212.
- ZUCKERT, G. (1996): Versuch einer landschaftsökologischen Gliederung der Hochfläche der südlichen Hochschwabgruppe.- Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, 125.

Anhang 1

Chemische Analysen

Nr.	Datum	Uhrzeit	Lokalität	Temperatur °C	pH-Wert	HCO ₃ ⁻ (mmol/l)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Ca ⁺⁺ (mmol/l)	Ca ⁺⁺ (meq/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mmol/l)	Mg ⁺⁺ (meq/l)	K ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mmol/l)	SI-Kalzit	Karb.härte	pCO ₂ atm	Ca ⁺⁺ eq (mmol/l)	Restlösekapazität (mmol/l)	
12	13.07.1996	17:30	Quelle Moos Redender Stein	3,90	7,98	2,20	47,00	1,17	2,35	2,80	0,115	0,23	0,40	0,01	0,11	6,16	1,02E-03	1,02	-0,153	
23	14.07.1996	17:30	Quelle Moos Redender Stein	4,50	7,97	2,20	44,40	1,11	2,22	2,80	0,115	0,23	0,22	0,01	0,08	6,16	1,06E-03	1,03	-0,078	
24	14.07.1996	17:30	Quelle Moos Redender Stein	4,50	7,97	2,20	45,60	1,14	2,28	2,80	0,115	0,23	0,22	0,01	0,09	6,16	1,06E-03	1,03	-0,108	
46	25.07.1996	20:50	Quelle Moos Redender Stein	4,70	8,05	1,90	47,00	1,17	2,35	2,80	0,115	0,23			0,13	5,32	7,60E-04	0,91	-0,263	
47	26.07.1996	19:15	Quelle Moos Redender Stein	4,70	7,55	2,00	46,80	1,17	2,34	2,90	0,119	0,24			-0,35	5,60	2,53E-03	1,39	0,222	
Durchschnittswert				4,46	7,90	2,10	46,16	1,15	2,30	2,82	0,116	0,23	0,28	0,01	0,01	0,01	5,88	1,29E-03	1,08	-0,076
21	14.07.1996	17:00	Quelle des W' Katzenmoosbachs	14,10	7,35	2,85	53,80	1,34	2,68	4,80	0,197	0,39			-0,19	7,98	6,82E-03	1,68	0,338	
22	14.07.1996	17:00	Quelle des W' Katzenmoosbachs	14,10	7,35	2,85	77,00	1,92	3,84	4,90	0,202	0,40			-0,06	7,98	6,67E-03	1,67	-0,251	
11	13.07.1996	16:45	Quelle des W' Katzenmoosbachs	11,20	7,40	2,55	54,40	1,36	2,71	4,80	0,197	0,39			-0,23	7,14	4,98E-03	1,58	0,223	
48	26.07.1996	19:50	Quelle des W' Katzenmoosbachs	8,00	7,48	2,45	76,80	1,92	3,83	5,00	0,206	0,41			-0,09	6,86	3,64E-03	1,49	-0,426	
Durchschnittswert				11,85	7,40	2,68	65,50	1,63	3,27	4,88	0,201	0,40				-0,15	7,49	5,53E-03	1,61	-0,029
8	13.07.1996	16:00	W' Katzenmoosbaches	12,50	8,24	2,50	54,00	1,35	2,69	4,20	0,173	0,35			0,61	7,00	7,31E-04	0,77	-0,577	
9	13.07.1996	16:00	E' Katzenmoosbaches	9,40	8,33	2,50	74,00	1,85	3,69	4,30	0,177	0,35			0,77	7,00	5,40E-04	0,74	-1,106	
10	13.07.1996	16:00	Zusammenfluß von E' und W' Bach	12,30	8,31	2,75	57,20	1,43	2,85	4,20	0,173	0,35			0,74	7,70	6,79E-04	0,78	-0,647	
Durchschnittswert				11,40	8,29	2,58	61,73	1,54	3,08	4,23	0,174	0,35				0,71	7,23	6,50E-04	0,76	-0,777
17	14.07.1996	16:00	Schwinde Katzenmoosbach	12,80	8,32	2,90	61,80	1,54	3,08	2,80	0,115	0,23			0,82	8,12	7,07E-04	0,77	-0,772	
18	14.07.1996	16:00	Schwinde Katzenmoosbach	12,80	8,32	2,90	62,40	1,56	3,11	2,70	0,111	0,22			0,82	8,12	7,06E-04	0,77	-0,787	
44	25.07.1996	19:50	Schwinde Katzenmoosbach	8,70	8,33	1,90	50,00	1,25	2,50	1,60	0,066	0,13			0,50	5,32	4,14E-04	0,68	-0,568	
2	26.07.1996	20:30	Schwinde Katzenmoosbach	8,20	8,35	2,30	53,80	1,34	2,68	2,00	0,082	0,16			0,62	6,44	4,73E-04	0,73	-0,612	
Durchschnittswert				10,63	8,33	2,50	57,00	1,42	2,84	2,28	0,094	0,19				0,69	7,00	5,75E-04	0,74	-0,685
13	13.07.1996	19:00	Trinkbrunnen am Weg	4,80	7,94	2,65	57,00	1,42	2,84	2,40	0,099	0,20			0,24	7,42	1,35E-03	1,12	-0,302	
10	02.09.1996	10:45	Karrenfeld oben	8,60	8,11	1,00	28,60	0,71	1,43	0,40	0,016	0,03	3,87	0,10	-0,22	2,80	5,72E-04	0,82	-0,263	
11	02.09.1996	10:45	Karrenfeld unten	7,50	8,25	1,00	24,60	0,61	1,23	0,50	0,021	0,04	4,10	0,10	-0,16	2,80	6,55E-04	0,87	-0,183	
5	01.09.1996	19:20	Karrenfeld am Woisingweg	9,30	8,40	1,45	31,40	0,78	1,57	0,70	0,029	0,06			0,28	4,06	2,79E-04	0,60	-0,183	
6	13.07.1996	14:00	Katzenmoos Abluß Nord	9,30	7,96	2,70	57,60	1,44	2,87	3,00	0,123	0,25			0,34	7,56	1,39E-03	0,00	0,000	
7	13.07.1996	14:45	Katzenmoos Abluß Süd	6,10	7,38	2,80	62,60	1,56	3,12	1,30	0,053	0,11			-0,24	7,84	5,16E-03	1,74	0,178	
1	26.07.1996	20:15	Katzenmoos Abluß Nord	10,30	7,88	2,60	53,60	1,34	2,67	2,50	0,103	0,21			0,23	7,28	1,65E-03	1,09	-0,247	
45	25.07.1996	20:15	Katzenmoos Abluß Nord	8,50	7,26	2,00	47,00	1,17	2,35	2,00	0,082	0,16			-0,58	5,60	5,12E-03	1,67	0,497	
14	13.07.1996	19:40	Katzenmoos Abluß Nord	10,20	7,92	2,90	61,20	1,53	3,05	3,10	0,128	0,26	0,32		0,37	8,12	1,66E-03	1,10	-0,427	
19	14.07.1996	16:25	Katzenmoos Abluß Nord	11,20	7,84	3,20	62,60	1,56	3,12	3,30	0,136	0,27	0,25		0,36	8,96	2,25E-03	1,19	-0,372	
20	14.07.1996	16:25	Katzenmoos Abluß Nord	11,20	7,84	3,20	70,00	1,75	3,49	3,30	0,136	0,27			0,40	8,96	2,23E-03	1,18	-0,567	
Durchschnittswert				9,54	7,73	2,77	59,23	1,48	2,96	2,64	0,109	0,22				0,13	7,76	2,78E-03	1,14	-0,134
6	01.09.1996	19:45	Epikarst, linker Bach	4,30	8,27	1,95	44,00	1,10	2,20	0,90	0,037	0,07			0,32	5,46	4,69E-04	0,78	-0,318	
7	01.09.1996	14:50	Epikarst, linker Bach	4,00	8,30	1,90	43,60	1,09	2,18	0,70	0,029	0,06			0,33	5,32	4,26E-04	0,75	-0,338	
12	02.09.1996	10:45	Epikarst, linker Bach	4,10	7,97	1,60	36,00	0,90	1,80	0,80	0,033	0,07			-0,14	4,34	7,74E-04	0,92	0,022	
Durchschnittswert				4,13	8,18	1,82	41,20	1,03	2,06	0,80	0,033	0,07				0,17	5,04	5,57E-04	0,82	-0,211
9	01.09.1996	14:50	Epikarst, rechter Bach	7,70	8,30	2,80	62,00	1,55	3,09	0,80	0,033	0,07			0,70	7,98	6,35E-04	0,81	-0,737	
8	01.09.1996	16:15	Henarseezufluß Oberalmer Schichten	4,50	8,33	1,95	42,60	1,06	2,13	0,80	0,033	0,07			0,38	5,46	4,11E-04	0,73	-0,333	
15	14.07.1996	13:20	Brunnwiesalm	3,20	7,28	3,00	71,20	1,78	3,55	0,90	0,037	0,07	0,48	0,01	-0,31	8,40	6,79E-03	2,03	0,254	
16	14.07.1996	13:20	Brunnwiesalm	3,20	7,28	3,00	72,20	1,80	3,60	0,90	0,037	0,07	0,48	0,01	-0,31	8,40	6,78E-03	2,03	0,229	

A1-1

Nr.	Datum	Uhrzeit	Lokalität	Temperatur °C	pH-Wert	HCO ₃ ⁻ (mmol/l)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Ca ⁺⁺ (mmol/l)	Ca ⁺⁺ (meq/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mmol/l)	Mg ⁺⁺ (meq/l)	K ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mmol/l)	SI-Kalzit	Karb.härte	pCO ₂ atm	Ca ⁺⁺ eq (mmol/l)	Restlösekapazität (mmol/l)
1	06.07.1996	14:20	Zimitzbach	4,00	7,89	1,70	41,80	1,04	2,09	1,10	0,045	0,091	0,33	0,008	-0,140	4,76	1,11E-03	1,05	0,007
2	06.07.1996	14:20	Zimitzbach	4,00	7,89	1,70	40,00	1,00	2,00	1,10	0,045	0,091			-0,157	4,76	1,11E-03	1,05	0,052
4	11.07.1996	13:05	Zimitzbach	4,10	7,75	1,55	40,00	1,00	2,00	0,80	0,033	0,066			-0,335	4,34	1,39E-03	1,14	0,142
5	11.07.1996	13:05	Zimitzbach	4,10	7,75	1,55	37,60	0,94	1,88	1,00	0,041	0,082			-0,359	4,34	1,39E-03	1,14	0,202
27	17.07.1996	15:30	Zimitzbach	4,10	8,05	1,55	35,50	0,89	1,77	1,00	0,041	0,082			-0,053	4,34	6,98E-04	0,89	0,063
28	17.07.1996	15:30	Zimitzbach	4,10	8,05	1,55	36,80	0,92	1,84	1,00	0,041	0,082			-0,051	4,34	6,98E-04	0,89	0,068
3	23.08.1996	11:30	Zimitzbach	4,10	7,44	1,85	42,20	1,05	2,11	1,20	0,049	0,099	0,10	0,003	-0,548	5,18	3,39E-03	1,56	0,507
4	28.08.1996	10:40	Zimitzbach	4,00	7,26	1,70	41,80	1,04	2,09	1,10	0,045	0,091			-0,770	4,62	4,58E-03	1,74	0,697
13	03.09.1996	11:10	Zimitzbach	4,20	8,03	1,95	43,40	1,08	2,17	1,20	0,049	0,099			0,078	5,60	9,44E-04	0,99	-0,093
14	03.09.1996	12:00	Zimitzbach	4,20	8,12	1,95	42,60	1,06	2,13	1,10	0,045	0,091			0,161	5,46	7,48E-04	0,91	-0,153
15	04.09.1996	18:15	Zimitzbach A	4,20	7,86	1,75	43,00	1,07	2,15	1,20	0,049	0,099	0,09	0,002	-0,143	4,90	1,22E-03	1,08	0,007
16	04.09.1996	19:15	Zimitzbach B	4,20	7,84	1,85	42,60	1,06	2,13	1,20	0,049	0,099			-0,142	5,18	1,35E-03	1,12	0,057
17	04.09.1996	21:15	Zimitzbach C	4,20	7,85	1,90	43,00	1,07	2,15	1,20	0,049	0,099	0,15	0,004	-0,117	5,32	1,36E-03	1,12	0,047
18	04.09.1996	23:35	Zimitzbach D	4,20	7,60	1,85	43,00	1,07	2,15	1,20	0,049	0,099			-0,379	5,18	2,35E-03	1,37	0,297
19	05.09.1996	03:40	Zimitzbach E	4,20	7,72	1,90	43,00	1,07	2,15	1,20	0,049	0,099	0,18	0,005	-0,247	5,32	1,83E-03	1,25	0,177
20	05.09.1996	08:50	Zimitzbach F	4,20	7,53	1,90	43,20	1,08	2,16	1,30	0,053	0,107	0,20	0,005	-0,435	5,32	2,84E-03	1,46	0,382
21	05.09.1996	09:50	Zimitzbach G	4,20	7,10	1,80	45,20	1,13	2,26	1,30	0,053	0,107	0,19	0,005	-0,871	5,04	7,23E-03	2,04	0,912
22	05.09.1996	09:55	Zimitzbach H	4,20	6,95	1,75	43,60	1,09	2,18	1,10	0,045	0,091	0,22	0,006	-1,047	4,90	9,93E-03	2,29	1,202
23	05.09.1996	10:37	Zimitzbach I	4,30		1,75	44,80	1,12	2,24	1,20	0,049	0,099			4,90				
24	05.09.1996	19:00	Zimitzbach K	4,40	8,29	1,70	40,80	1,02	2,04	1,00	0,041	0,082	0,20	0,005	0,258	4,76	4,42E-04	0,76	-0,258
25	05.09.1996	21:30	Zimitzbach L	4,40	7,80	1,80	41,60	1,04	2,08	1,00	0,041								

Nr.	Datum	Uhrzeit	Lokalität	Temperatur °C	pH-Wert	HCO ₃ ⁻ (mmol/l)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Ca ⁺⁺ (mmol/l)	Ca ⁺⁺ (meq/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mmol/l)	Mg ⁺⁺ (meq/l)	K ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mmol/l)	Si-Kalzit	Karb.härte	pCO ₂ atm	Ca ⁺⁺ eq (mmol/l)	Restlösekapazität (mmol/l)
31	23.07.1996	16:40	Altherenhöhle, Altherrenbach	2,20	8,25	2,05	58,20	1,45	2,90	0,80	0,033	0,066	0,21	0,005	0,40	5,74	5,72E-04	0,86	-0,59
9	02.08.1996	16:55	Altherenhöhle, Altherrenbach A	2,50	8,35	2,55	59,00	1,47	2,94	1,00	0,041	0,082	0,19	0,005	0,60	7,14	5,66E-04	0,85	-0,62
10	02.08.1996	17:40	Altherenhöhle, Altherrenbach B	4,40	8,15	1,80	43,40	1,08	2,17	0,90	0,037	0,074	0,46	0,012	0,17	5,04	6,46E-04	0,87	-0,21
11	02.08.1996	17:45	Altherenhöhle, Altherrenbach C	4,50	8,08	1,75	42,20	1,05	2,11	0,80	0,033	0,066	0,50	0,013	0,08	4,90	7,39E-04	0,91	-0,14
12	02.08.1996	17:50	Altherenhöhle, Altherrenbach D	5,20	7,98	1,60	39,40	0,98	1,97	0,80	0,033	0,066	0,60	0,015	-0,08	4,48	8,56E-04	0,94	-0,04
13	02.08.1996	18:00	Altherenhöhle, Altherrenbach E	5,60	7,80	1,40	46,80	1,17	2,34	0,80	0,033	0,066		0,000	-0,24	3,92	1,14E-03	1,04	-0,13
14	02.08.1996	18:15	Altherenhöhle, Altherrenbach F	6,10	7,75	1,40	31,80	0,79	1,59	0,60	0,025	0,049	0,65	0,017	-0,44	3,92	1,28E-03	1,07	0,28
15	02.08.1996	18:40	Altherenhöhle, Altherrenbach G	6,20	7,69	1,45	33,20	0,83	1,66	0,70	0,029	0,058	0,58	0,015	-0,46	4,06	1,53E-03	1,14	0,31
16	02.08.1996	19:20	Altherenhöhle, Altherrenbach H	5,70	8,03	1,85	61,60	1,54	3,07	0,90	0,037	0,074		0,000	0,21	5,18	8,87E-04	0,95	-0,59
17	02.08.1996	20:25	Altherenhöhle, Altherrenbach I	4,80	8,10	2,15	51,60	1,29	2,57	0,90	0,037	0,074	0,35	0,009	0,27	6,02	8,69E-04	0,96	-0,33
47	13.10.1996	13:20	Altherenhöhle, Altherrenbach	2,50	7,80	2,10	48,80	1,22	2,44	1,10	0,045	0,090	0,17	0,004	-0,10	5,88	1,65E-03	1,24	0,02
Durchschnittswerte Normalwasser				2,40	8,23	2,25	56,27	1,40	2,81	0,90	0,037	0,074	0,25	0,01	0,42	6,30	6,69E-04	0,89	-0,51
29	18.07.1996	21:10	Dellerklapfhöhle, Diretissima	1,70	8,16	1,80	48,40	1,21	2,42	1,50	0,062	0,003			0,17	5,04			
32	24.07.1996	17:40	Dellerklapfhöhle, Biwak, A 1/2	2,20	8,16	1,60	43,80	1,09	2,19	2,00	0,082	0,003	0,22	0,006	0,09	4,48	5,49E-04	0,85	-0,24
33	24.07.1996	17:50	Dellerklapfhöhle, Biwak A	2,20	8,16	1,60	38,80	0,97	1,94	1,90	0,078	0,003			0,04	4,48	5,49E-04	0,85	-0,12
34	24.07.1996	18:00	Dellerklapfhöhle, Biwak B			2,10	88,60	2,21	4,42	2,50	0,103	0,004	0,20	0,005		5,88			
35	24.07.1996	18:01	Dellerklapfhöhle, Biwak C			1,85	49,20	1,23	2,46	2,50	0,103	0,004	0,26	0,007		5,18			
36	24.07.1996	18:02	Dellerklapfhöhle, Biwak D			1,80	55,60	1,39	2,77	2,50	0,103	0,004	0,23	0,006		5,04			
37	24.07.1996	18:10	Dellerklapfhöhle, Biwak E			1,75	47,60	1,19	2,38	2,20	0,091	0,004	0,22	0,006		4,90			
38	24.07.1996	18:20	Dellerklapfhöhle, Biwak F			1,98	37,80	0,94	1,89	2,20	0,091	0,004	0,22	0,006		5,54			
39	24.07.1996	18:30	Dellerklapfhöhle, Biwak G			1,75	41,80	1,04	2,09	2,00	0,082	0,003	0,21	0,005		4,90			
40	24.07.1996	18:45	Dellerklapfhöhle, Biwak H			1,80	39,40	0,98	1,97	2,00	0,082	0,003	0,14	0,004		5,04			
41	24.07.1996	19:05	Dellerklapfhöhle, Biwak I			1,70	37,80	0,94	1,89	2,00	0,082	0,003	0,13	0,003		4,76			
42	24.07.1996	19:45	Dellerklapfhöhle, Biwak K			1,65	39,60	0,99	1,98	2,10	0,086	0,004	0,38	0,010		4,62			
43	24.07.1996	20:25	Dellerklapfhöhle, Biwak L			1,60	41,20	1,03	2,06	2,10	0,086	0,004	0,13	0,003		4,48			
44	31.07.1996	14:15	Dellerklapfhöhle, Biwak	2,20	8,35	1,85	44,60	1,11	2,23	2,10	0,086	0,004			0,35	5,18	4,10E-04	0,79	-0,32
45	31.07.1996	14:15	Dellerklapfhöhle, Biwak	2,20	8,35	1,85	45,90	1,15	2,29	2,20	0,091	0,004			0,38	5,18	4,10E-04	0,79	-0,40
46	12.10.1996	16:40	Dellerklapfhöhle, Biwak	2,40	7,46	1,80	36,60	0,91	1,83	2,10	0,086	0,004	0,27	0,007		5,04			
Durchschnittswerte Normalwasser				2,10	8,24	1,74	44,30	1,11	2,21	1,94	0,080	0,003			0,21	4,87	4,79E-04	0,820	-0,27
Die alphabetisierten Analysen stammen aus Hochwasserbeprobungen, sie wurden bei der Durchschnittswertbildung nicht berücksichtigt.																			
3	29.07.1996	16:00	Red. St. Gipfelschacht	1,90	8,18	1,75	54,40	1,36	2,71	0,70	0,029	0,058	0,60	0,015	0,23	4,90	5,01E-04	0,83	-0,53
4	29.07.1996	17:15	Red. St. Gipfelschacht	1,60		1,80	40,20	1,00	2,01	0,70	0,029	0,058				5,04			
5	29.07.1996	17:15	Red. St. Gipfelschacht	1,60		1,80	44,20	1,10	2,21	0,70	0,029	0,058				5,04			
6	29.07.1996	16:00	Red. St. Gipfelschacht	1,90	8,18	1,75	41,00	1,02	2,05	0,60	0,025	0,049			0,12	4,90	5,09E-04	0,83	-0,19
Durchschnittswert				1,75	4,09	1,78	44,95	1,12	2,24	0,68	0,028	0,056			0,17	4,97	5,05E-04	0,83	-0,36
18	06.08.1996	21:30	Nunataka, Nervensystem	-0,10	8,48	1,45	42,40	1,06	2,12	2,40	0,099	0,197			0,32	4,06	2,09E-04	0,62	-0,44

Bild 2: Klimadatenfassung am Albert-Appel-Haus (1636 m NN) mit transportabler Klimastation: Temperaturmesser und Hygrometer mit Datenlogger, Hellmann'scher Regenmesser, Ombrometer (von links nach rechts).



Bild 1: Blick vom Redenden Stein nach Westen. Plassenkalkstein liegt im Vordergrund, die Wiesen sind im Bereich der Oberalmer Schichten, die Karstgassen und Latschengürtel im Dachsteinkalk. Die Schichten fallen nach links, nach Südosten, ein.

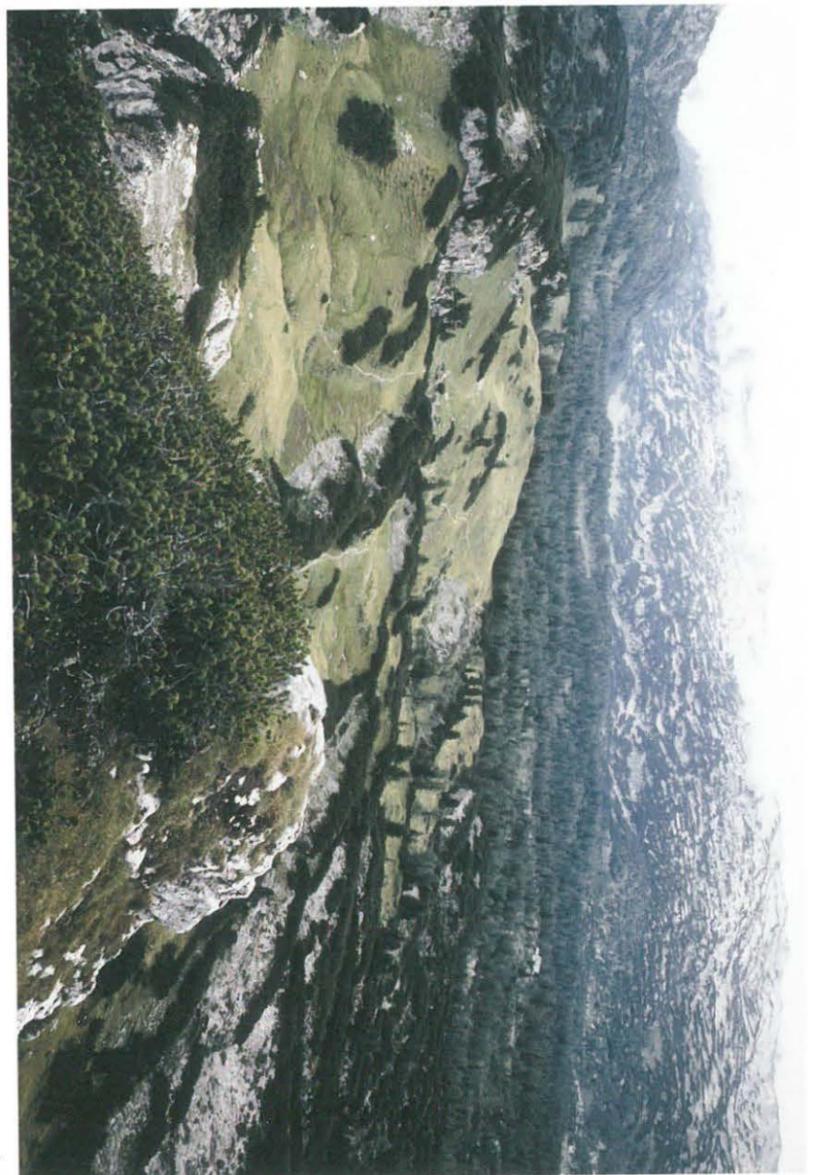




Bild 3: Das Ombrometer: Auffanggefäß, Auffangtrichter mit Ablaufrohr, Basisrohr, Standfuß.

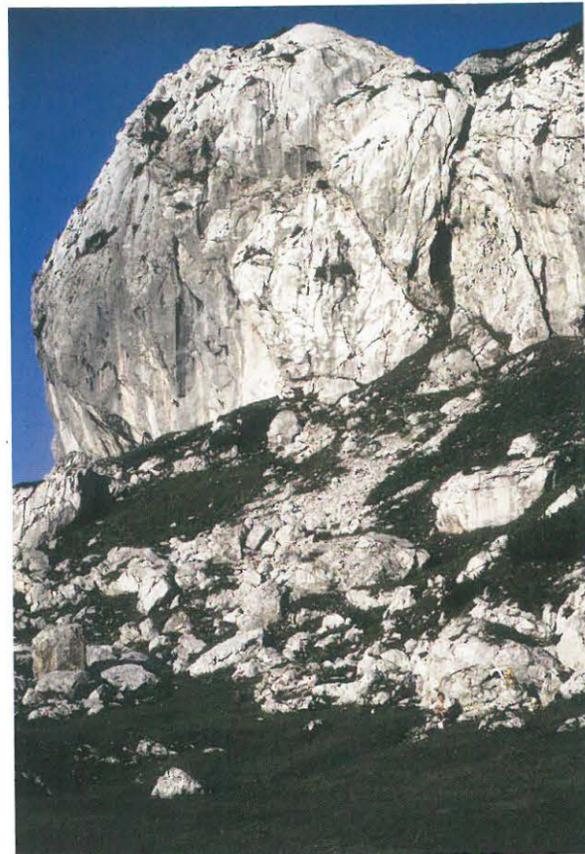


Bild 4: Quelle unterhalb des Redenden Steins auf einer Seehöhe von 1800 m Seehöhe. Der Felskranz im Hintergrund besteht aus Plassenkalk. Die Wiesen im Vordergrund liegen auf Oberalmer Schichten.



Bild 5: Schwinde Epikarst. Abfluß aus Karren und Karmulden des Dachsteinkalks.



Bild 6: Eingang der Altherrenhöhle im Übergangsbereich Oberalmer Schichten (rechts) zu Dachsteinkalk (links).

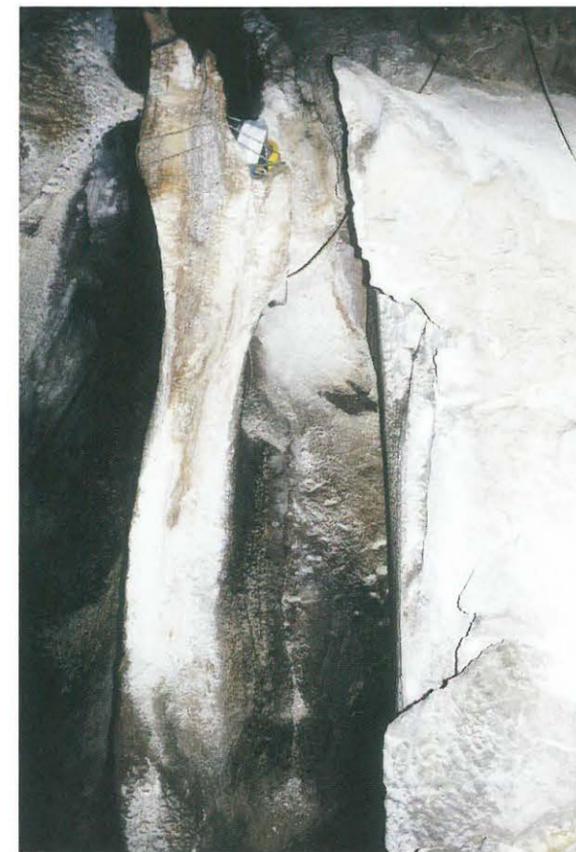


Bild 7: Meßstelle in der Dellerklapshöhle. Blick vom Bivak zur Felssäule, auf welcher der Datenlogger hochwassergeschützt aufgestellt wurde. Der 'zufließende' Bach entspringt hinter der Felssäule.

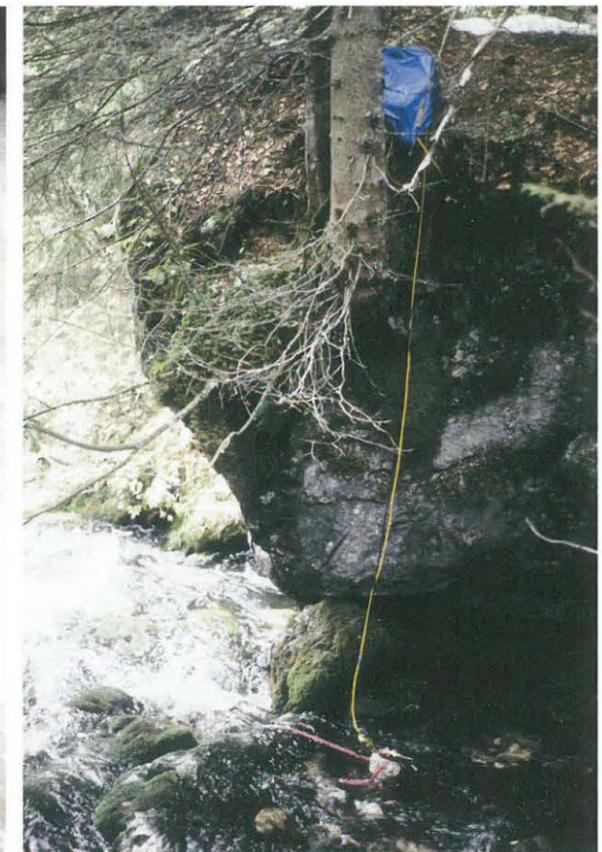


Bild 8: Die Quelle des Zimitzbachs liegt am Südfuß des Plateaus. Sie entspringt im Blockschutt, der auf anstehenden Oberalmer Schichten liegt.



Bild 9: Quelle des Zimitzbachs am Südrand des Plateaus bei Hochwasser.

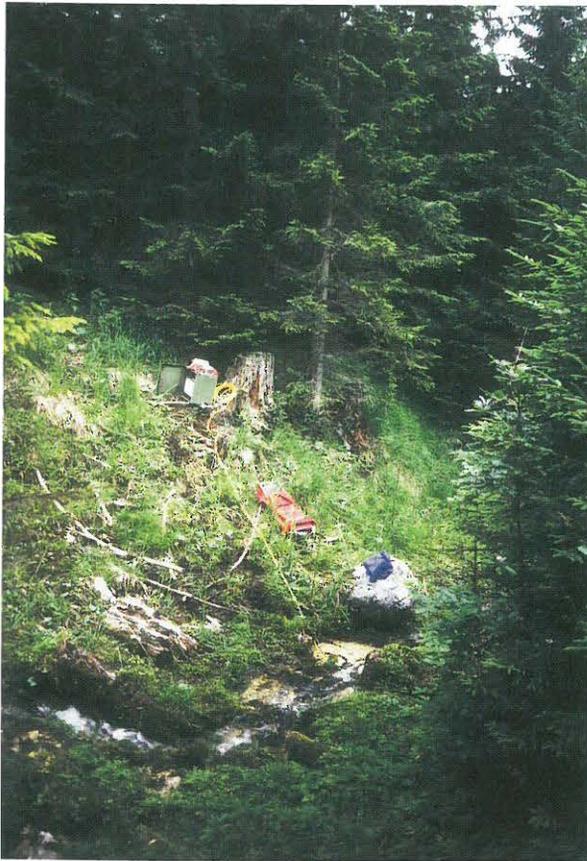


Bild 10: Die westliche Quelle des Weißeneckbachs liegt am Nordfuß des Plateaus. Sie entspringt Hangschootern unterhalb des Rauhkogels.

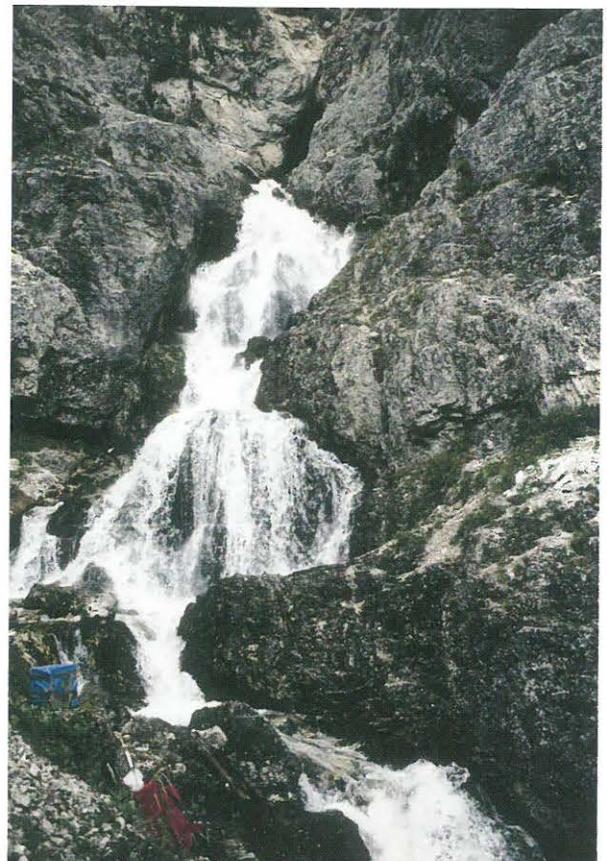


Bild 11: Die Nesselalbachquelle im Nesseltalkarl unter den Brennetmäuern. In 20 m Wandhöhe entspringt der Nesselalbach.