

## Hydrogeologische Untersuchungen im Raum Kaponig – Dösen im Rahmen der Errichtung des Kaponig Eisenbahntunnels (Kärnten, Österreich)

*Hydrogeological Investigations in the Kaponig – Dösen Area during Construction  
of the Kaponig Railway Tunnel (Carinthia, Austria)*

P. RAMSPACHER<sup>1)</sup>, A. STEIDL<sup>2)</sup> & E. STROBL<sup>1)</sup>

Inhalt	Seite
1. Einleitung.....	112
2. Beweissicherung.....	112
3. Untersuchungsgebiet – naturräumliche Grundlagen.....	114
3.1. Lage .....	114
3.2. Geologische Übersicht .....	114
3.3. Niederschlagsverhältnisse .....	115
3.3.1. Datengrundlage.....	115
3.3.2. Struktur des Niederschlagsgeschehens .....	116
3.3.3. Niederschlagshöhe .....	117
4. Auswertung der Langzeitmessungen.....	119
4.1. Schüttungs- und Leitfähigkeitsmessungen an Quellen, Oberflächengerinnen und Tunnelwasserzutritten.....	119
4.2. Grundwasserspiegelmessungen.....	134
4.3. Umweltisotope.....	138
4.3.1. Datengrundlage.....	138
4.3.2. Auswertung der Tritiumanalysen.....	138
4.3.3. Auswertung der <sup>18</sup> O-Analysen.....	142
4.4. Hydrochemische Analysen der Quell- und Tunnelwässer.....	152
5. Zusammenfassende Beurteilung.....	158
5.1. Bergwasserverhältnisse beim Vortrieb und Entwässerungsmodell.....	158
5.2. Auswirkungen des Tunnelvortriebes auf die Bergwasserverhältnisse ...	163
Zusammenfassung.....	165
Literatur.....	166
Summary.....	167
Dank.....	167

<sup>1)</sup> Dr. Peter RAMSPACHER & Dr. Elmar STROBL, Institut für Hydrogeologie und Geothermie, JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH, Elisabethstraße 16/II, A-8010 Graz.

<sup>2)</sup> Mag. Arnold STEIDL, GRUPPE GEOTECHNIK GRAZ ZT GMBH, Elisabethstraße 22/II, A-8010 Graz.

## 1. Einleitung

Die Tauernbahn mit einer Länge von 81 km zwischen Schwarzach-St. Veit (Salzburg) und Spittal/Drau (Kärnten) ist ein Teilstück der in N-S-Richtung verlaufenden Eisenbahnmagistrale, einer der wichtigsten Verkehrsverbindungen durch Österreich. Die im Jahre 1909 fertiggestellte Tauernbahn mit dem 8550 m langen Tauerntunnel wurde jedoch nur im Bereich des Tauerntunnels zweigleisig, ansonsten eingeleisig ausgebaut. Um die Leistungsfähigkeit dieser bedeutenden Transitachse entsprechend zu erhöhen, wurde ein durchgehender zweigleisiger Ausbau beschlossen. Im Zuge dieses Ausbaues war der Abschnitt Mallnitz – Lindisch das größte und technisch interessanteste Bau-los. Das etwa 6,8 km lange Bau-los gliederte sich in den ca. 5 km langen Kaponigtunnel, eine ca. 100 m lange Brücke über den Kaponiggraben, den ungefähr 700 m langen Ochenigtunnel sowie den Umbau des Südkopfes des Bahnhofes Mallnitz.

Zur Vorerkundung für den eigentlichen 5060 m langen Kaponigtunnel wurde ein Erkundungsstollen (Länge 2920 m, Querschnitt zwischen 14 und 20 m<sup>2</sup>) ausgeführt, der über einen 385 m langen Fensterstollen vom Bahnhof Kaponig aus erreichbar war. Der Vollausbruch (Querschnitt ca. 120 m<sup>2</sup>) erfolgte nach den Grundsätzen der „Neuen Österreichischen Tunnelbauweise“, der fertige Innenquerschnitt des Tunnels beträgt 72 m<sup>2</sup>.

Die maximale Überlagerung (Abstand des Tunnels zur Geländeoberfläche) beträgt etwa 925 m, die minimale Überlagerung im Bereich der Dösenbachunterführung ca. 13 m.

Trotz teilweise widriger Bedingungen konnte die geplante Bauzeit von ca. sieben Jahren eingehalten werden, die Baukosten betragen ca. 1,5 Milliarden Schilling.

Im April 1993 wurde das Institut für Hydrogeologie und Geothermie seitens der ÖBB mit der Durchführung der hydrogeologischen Untersuchungen betraut. Die Arbeiten umfaßten im wesentlichen die gesamte hydrologische Beweissicherung aller Bauabschnitte, die Ausarbeitung hydrogeologischer Gutachten für die eisenbahnrechtlichen und wasserrechtlichen Bewilligungsverfahren sowie die hydrogeologischen Begleituntersuchungen während der gesamten Bauphase. Die folgenden Ausführungen stellen eine Zusammenfassung der im Rahmen der Beweissicherung durchgeführten Messungen, deren Auswertung und Interpretation dar.

## 2. Beweissicherung

Es kann mit Sicherheit angenommen werden, daß Tunnelbauwerke in der Größenordnung des Kaponigtunnels Einfluß auf den Bergwasserhaushalt nehmen. Es ist daher erforderlich, aus dem Abflußverhalten von Quellen und Bächen, aus den zuweisbaren Einzugsgebieten und dem Schwankungsverhalten ausgewählter hydrochemischer und isopenhydrologischer Parameter Rückschlüsse auf das Entwässerungsverhalten des Tunnels zu ziehen. Um Zusammenhänge zwischen Veränderungen im hydrogeologischen System und den Baumaßnahmen eindeutig feststellen zu können, ist eine dementsprechende qualitative und quantitative Beweissicherung vorgeschrieben. Je ausführlicher und genauer das Beweissicherungsprogramm vor, während und nach der Bauphase durchgeführt wird, desto besser sind behauptete und tatsächliche Beeinträchtigungen zu differenzieren. Eindeutig ableitbare Aussagen über die Auswirkungen des Tunnelvortriebes auf den Bergwasserhaushalt liegen sowohl im Interesse des Bauherren als auch möglicher Betroffener.

Um eine hohe Aussagekraft zu erreichen, sind verschiedene Randbedingungen und Überlegungen bei der Erstellung und Durchführung des Beweissicherungsprogrammes zu berücksichtigen, die im Folgenden kurz besprochen werden.

Die Erhebung des Ist-Zustandes sollte zumindest ein Jahr vor Baubeginn zur Erfassung der jahreszeitlichen Dynamik der hydrologischen Abläufe begonnen werden. Nach Beendigung der Tunnelbaumaßnahmen sollten die Beweissicherungsmessungen noch mindestens ein Jahr fortgesetzt werden, um längerfristige Veränderungen im hydrogeologischen System erkennen zu können.

Zur Feststellung der jahreszeitlichen Dynamik im hydrogeologischen System sind vollständige Jahresgänge notwendig. Besondere Bedeutung kommt der Erfassung des winterlichen Abflußminimums sowohl bei Quellen als auch bei Oberflächengerinnen hinsichtlich der Auswertung des Niederwasserabflusses zu. Neben der Messung der Quell- und Oberflächenabflüsse bzw. der Wasserstände in Bohrungen und Brunnen ist eine hydrochemische und isopenhydrologische Probenahme und Analytik zur Systembeschreibung unbedingt notwendig.

Im Hochgebirge ist die winterliche Datengewinnung durch die erschwerte Begehrbarkeit des Geländes mit Problemen verbunden und muß daher bei der Erstellung des Beweissicherungsprogrammes hinsichtlich objektiver Gefahren (Lawinen etc.) und eines vermehrten Zeitaufwandes besonders berücksichtigt werden.

Wie bei den Quellen und Gerinnen obertags ist eine genaue Erfassung und Messung der in den Tunnel zutretenden Wasser und des Tunnelgesamtabflusses in ähnlicher Weise unabdinglich, da nur dadurch Zusammenhänge und Beeinflussungen erkannt werden können.

Voraussetzung für eine entsprechende problemorientierte Auswertung der gewonnenen Daten sind nachvollziehbare Meßergebnisse. Es sind daher die in Richtlinien und Normen festgelegten Meßvorgänge und Meßbedingungen einzuhalten, aber vor allem die einzelnen Meßstellen in der Art meßbar zu machen und meßbar zu halten, daß über die gesamte Beobachtungszeit vergleichbare Meßwerte gewonnen werden können. Dazu ist es zum Teil notwendig, mit Einverständnis der Eigentümer, entsprechende bauliche Maßnahmen zu setzen.

Die Festlegung der Meßintervalle muß auf die einzelnen Fragestellungen und auf die einzelnen zu ermittelnden Parameter abgestimmt werden. Da die Wasserrechtsbehörde das Beweissicherungsprogramm und dessen Umsetzung zu prüfen hat, sollte die Erstellung des Programmes in Absprache mit den Amtssachverständigen erfolgen. Für das Bauvorhaben Kaponigtunnel wurde ein Meßprogramm für Quellen, Oberflächengewässer und Brunnen erstellt, in dem auch die im Zuge der Voruntersuchungen errichteten Bohrungen und beim Vortrieb angefahrenen Tunnelwasserzutritte berücksichtigt wurden. Die Wassertemperatur und die elektrische Leitfähigkeit der Quell- und Oberflächenwasser sowie die Quellschüttung und Grundwasserspiegellage wurden zweimal pro Monat gemessen. Die Abflußmessungen an den Bächen sowie die Messungen an den Tunnelzutritten (Wassertemperatur, Leitfähigkeit, Schüttung) wurden einmal im Monat durchgeführt. Die hydrochemische Probenahme für die Analytik der acht Hauptionen und die isopenhydrologische Probenahme für die Analytik des Sauerstoff-18-Isotops erfolgte monatlich. An ausgewählten Quellen, Oberflächengewässern und Tunnelzutritten wurden in monatlichem Intervall zusätzlich Proben für die Bestimmung des Tritiumgehaltes gezogen. Für spezielle hydrologische Auswertungen reichen die genannten Meßintervalle jedoch nicht aus, daher wurden ausgewählte Oberflächengewässer und der Gesamtabfluß des Kaponigtunnels mittels kontinuierlich aufzeichnender Meßeinrichtungen einer Dauerbeobachtung unterzogen.

### 3. Untersuchungsgebiet – naturräumliche Grundlagen

#### 3.1. Lage

Das Untersuchungsgebiet liegt in Oberkärnten zwischen Obervellach und Mallnitz und ist Teil der Reißeckgruppe. Die Entwässerung erfolgt über den Dösenbach und Kaponigbach in den Mallnitzbach, dieser mündet in Obervellach in die Möll (siehe Beil. 2). Die Einzugsgebiete des Dösen- und Kaponigbaches reichen von ca. 1020 m bzw. 670 m bis auf ca. 3000 m Seehöhe, beide Einzugsgebiete haben eine Fläche von ca. 20 km<sup>2</sup> und eine mittlere Höhe von ca. 2100 m Seehöhe. Die höchste Erhebung im engeren Untersuchungsbereich, die im Einzugsgebiet einer dauerbeobachteten Quelle liegt, ist die Lawogge mit 2701 m Seehöhe. Die verwendeten Ortsnamen sind der ÖK 1 : 50 000, Blatt 181, Obervellach (BUNDESDAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN, Hrsg.) zu entnehmen.

#### 3.2. Geologische Übersicht

Das Projektgebiet befindet sich im Bereich der peripheren Schieferhülle (Penninikum) der Hohen Tauern, die aus Metamorphiten des präalpidischen Basements sowie aus mesozoischen Sedimenten und Vulkaniten, die im Zuge der alpinen Orogenese zu metamorphen Gesteinen umgewandelt wurden, aufgebaut wird. Es sind dies Karbonatgesteine, Grüngesteine, Quarzite sowie verschiedene Phyllit- und Glimmerschiefer-varietäten (P. KNOLL et al., 1994, G. RIEDMÜLLER, 1995).

Der Untersuchungsbereich zeigt einen einfachen tektonischen Bau, der in der geologischen Fachliteratur als „Mallnitzer Mulde“ beschrieben wird. Es ist dies eine schmale NW–SE streichende Synklinalstruktur, in der Schieferhüllgesteine zwischen den antiklinal aufgewölbten Zentralgneisen des „Sonnblickkerns“ im W und „Hochalmkerns“ im E eingemuldet sind (Beil. 1).

Schieferungsparallele Scherung, vermutlich als Folge spätalpidischer tektonischer Beanspruchung, führte in Phylliteinschaltungen zur Ausbildung von tonigen Kataklastiten, die Mächtigkeiten im Zentimeter- bis Dezimeter- seltener bis Meterbereich aufweisen.

Bedeutende Schwächezonen des Gebirges sind weiters steil stehende, NNW–SSE sowie untergeordnet ENE–WSW streichende Störungen (Fig. 1). An einigen dieser Störungen konnten beträchtliche Verstellungen sowie feinkörnige Kataklastite und eine kleinstückige Zerlegung des Gebirges nachgewiesen werden. Das Gebiet war während der pleistozänen Kaltzeiten vergletschert. Der anstehende Fels war über weite Bereiche von Moränen bedeckt. Die glaziale Erosion führte zur Ausbildung typischer übertiefer Trogtäler mit übersteilten Talflanken, Schwellen, Trogschultern und Schlibfborden sowie zur Formung von Karen, die bis in die eisfreie Gipfel- und Gratregion reichen.

Durch die glaziale Übertiefung des Mölltales und durch das Abschmelzen des Gletschers in wärmeren Perioden dürfte es zu gravitativ bedingten Kriechbewegungen gekommen sein, die in Verbindung mit Spannungsumlagerungen zu einer tiefreichenden Gefügeflockung des Gebirges geführt haben. Eine Folge der Gefügeflockung ist die nahezu vollständige Versickerung der Oberflächenwässer.

Phänomene eines Talzuschubes im Initialstadium konnten bis in eine Höhe von 2100 m verfolgt werden. Die seitlichen Begrenzungen bilden im E die steilstehende Störung des Ocheniggraben und im W der Bereich Auergraben – Waldmanngraben.

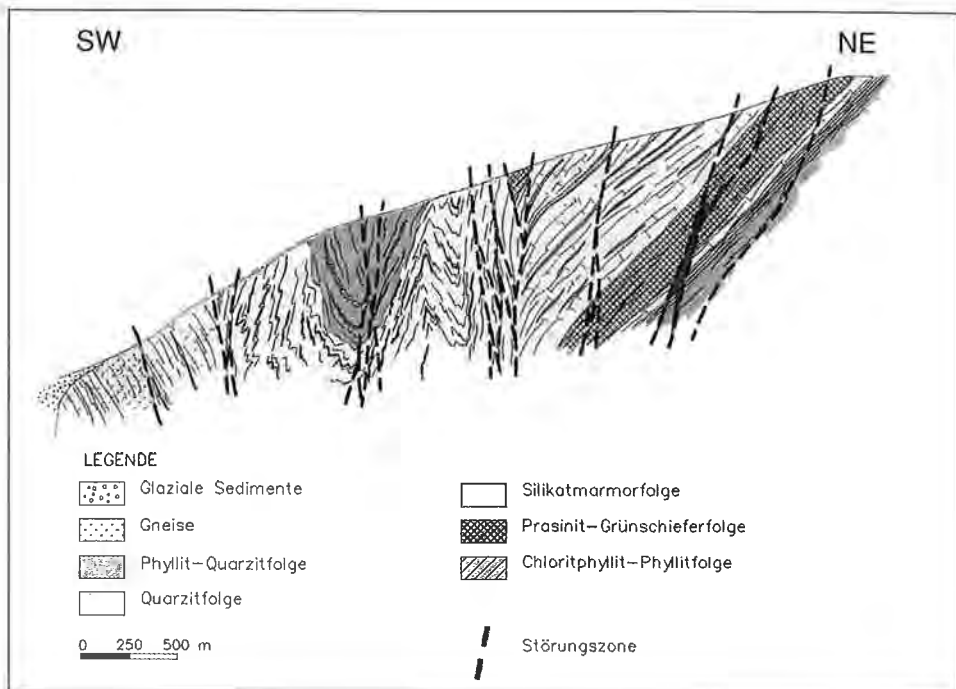


Fig. 1: Geologisches Profil (aus: A. STEIDL, in Vorbereitung; vgl. Beil. 1).  
Geological section (A. STEIDL, in preparation; compare plate 1).

Deutliche geomorphologische Merkmale einer tiefreichenden Massenbewegung, wie z. B. offene Kluftgassen, Verebnungen mit versickernden Oberflächenwässern etc., konnten im Abrißbereich (Jössnigalm) gefunden werden. Lokale Verkippungen größerer Gebirgsbereiche wurden hingegen im Fußbereich des Talzuschubes festgestellt.

Aufgrund der räumlichen Ausdehnung des Talzuschubes, der Gefügestellung und der Ergebnisse der geologischen Detailkartierung kann als gesichert angesehen werden, daß der Talzuschub bis auf Tunnelniveau reicht, d. h., daß der Vortrieb des Kaponigstollens auf den ersten 1300 m infolge des durch die Massenbewegung aufgelockerten Gebirges erfolgte. Die Ergebnisse der Stollendokumentation (Bergwasserverhältnisse, oxidierte Trennflächen, Spalten etc.) bestätigen den Geländebefund.

Es wird angenommen, daß der Talzuschub durch die Sedimentation im Mölltal bereits in einem frühen Entwicklungsstadium stabilisiert wurde.

An tiefreichend aufgelockerte Zerrüttungsstreifen, die dem Gebirgsstreichen folgen, dürfte die Hauptentwässerung in den Kaponiggraben und in das Mallnitzbachtal gebunden sein.

### 3.3. Niederschlagsverhältnisse

#### 3.3.1. Datengrundlage

Für die Beurteilung der Niederschlagsverhältnisse des Untersuchungsgebietes im Raum Kaponig – Dösen stehen die Niederschlagsstationen Obervellach (Kraftwerk) bzw. Mallnitz, von denen langjährige Messungen (seit 1901 bzw. 1981) vorliegen, zur

Verfügung. Für die großräumige Charakterisierung der Niederschlagsverhältnisse sowie für die Berechnung des vertikalen Niederschlagsgradienten als Grundlage für Bilanzierungsberechnungen mußte jedoch auch auf entferntere Stationen zurückgegriffen werden.

### 3.3.2. Struktur des Niederschlagsgeschehens

Eine Betrachtung der monatlichen Niederschlagsverteilung (Fig. 2) im Untersuchungsgebiet zeigt im allgemeinen eine stark ausgeprägte Sommerspitze, aber auch ein ausgeprägtes Sekundärmaximum in den Monaten Oktober und November. Aufgrund der zentralalpinen Lage zählt das Untersuchungsgebiet witterungsklimatisch sowohl zum Nordstaugebiet der Zentralalpen als auch zum Einflußgebiet südalpiner Niederschlags-

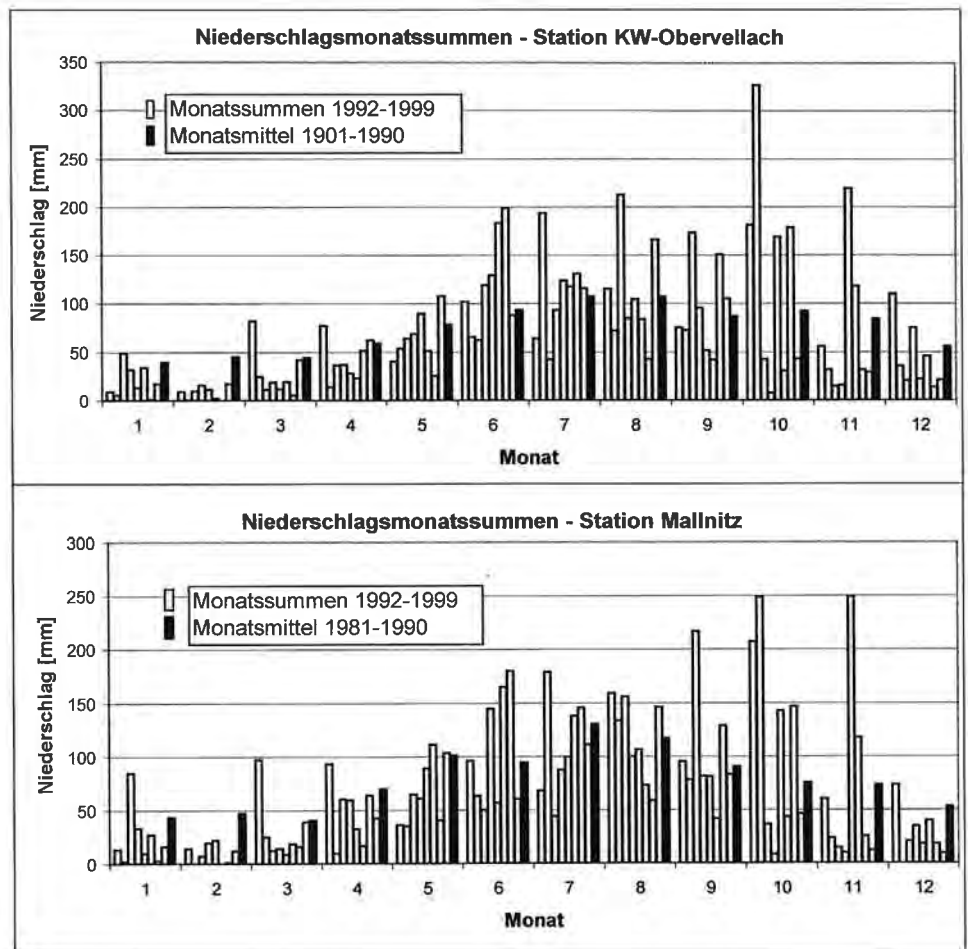


Fig. 2: Niederschlagsmonatssummen 1992 bis 1999 der Stationen Obervellach und Mallnitz und langjährige Monatsmittel der Station Obervellach (1901 bis 1990) bzw. der Station Mallnitz (1981 bis 1990).  
 Monthly precipitation for the period of 1992 to 1999 and mean monthly long term precipitation from the rain gauges Obervellach (1901 to 1990) and Mallnitz (1981 to 1990).

lagen (südliche Strömungen, Tiefdruck im SW und im Mittelmeerraum). Es erfolgt demnach die Niederschlagszufuhr sowohl von N als auch von S.

Der Alpenhauptkamm bewirkt sicherlich eine Abschirmung der aus N bzw. NW vordringenden Niederschläge, die zu einer Herabsetzung sowohl der Ergiebigkeit als auch der Häufigkeit führt, dieses Niederschlagsdefizit wird jedoch durch Niederschläge aus dem S, verursacht durch Tiefdruckstörungen über dem westlichen Mittelmeer, teilweise wieder ausgeglichen. Der Störungseinfluß vom S dokumentiert sich durch Niederschlagsspitzen im Spätherbst (Oktober – November), wie sie etwa im Gailtal, im Bereich einer ausgeprägten Zugrichtung des Wetters über den Plöckenpaß oder das Naßfeld, typisch sind (P. TSCHERNUTTER, 1982).

Bei der Herkunft der Niederschläge vorwiegend aus nördlicher bzw. nordwestlicher Richtung dürfte im langjährigen Mittel nach dem September kein weiterer Niederschlagsanstieg mehr zu verzeichnen sein. Im langjährigen Mittel der Station KW-Obervellach (1901 bis 1990) dokumentiert sich der Einfluß aus dem S in der Form, daß der Oktober einen höheren Niederschlag aufweist als der September (Fig. 2).

An der Station Mallnitz ist dieser Einfluß in dieser Intensität nicht feststellbar, da von dieser Station kein langjähriges Mittel von 1901 bis 1990, sondern lediglich das Mittel von 1981 bis 1990 vorliegt. Das Herbstmaximum ist in erster Linie auf das Auftreten von extremen Niederschlagsereignissen im Oktober und November als Folge von teilweise mehrere Tage andauernden Schlechtwetterfronten aus dem S zurückzuführen.

Dieser südalpine Einfluß ist an beiden Niederschlagsstationen im Untersuchungszeitraum 1992 bis 1999 mit annähernd derselben Intensität nachzuweisen. Durch den Einfluß der südalpinen Niederschlagslagen sind insgesamt ergiebige Niederschläge nicht nur an den Sommer gebunden, sondern auch an den Herbst.

Die Niederschlagsstruktur der Sommerniederschläge ist meist durch kurze Schauer- und Gewittertätigkeit gekennzeichnet, wobei die einzelnen Niederschlagsereignisse beachtliche Mengen erreichen können. An beiden Niederschlagsstationen konnten im Zeitraum 1992 bis 1999 maximale Tagessummen im Juni und Juli in der Größenordnung von 50–90 mm registriert werden. Die ergiebigen Herbstniederschläge hingegen stammen überwiegend von mehrere Tage andauernden Niederschlagsereignissen, wobei in der Beobachtungsperiode 1992 bis 1999 Niederschlagshöhen von nahezu 200 mm mit Tageshöchstwerten von nahezu 100 mm, wie etwa im November 1996, erreicht wurden.

### 3.3.3. Niederschlagshöhe

Die Auswertung der Jahressummen der Niederschläge für die Periode 1985 bis 1999 (Fig. 3) zeigt, daß beide Meßstationen großen jährlichen Schwankungen unterworfen sind, wobei im Schwankungsverhalten ein mehrere Jahre andauernder Trend auffallend ist.

Die höchsten Jahressummen in dieser Beobachtungsperiode konnten an beiden Stationen im Jahre 1987 registriert werden. In diesem Jahr waren die Niederschläge um etwa ein Drittel höher als das langjährige Mittel der Jahre 1981 bis 1990. Gleich darauf folgte, im besonderen zu beobachten an der Station KW-Obervellach, ein extrem trockenes Jahr. In der Folge nahmen die Niederschläge mehrere Jahre hintereinander wieder zu. Ab dem Jahre 1991, in dem an beiden Niederschlagsstationen ein deutliches Niederschlagsplus im Vergleich zum langjährigen Mittel 1981 bis 1990 verzeichnet werden konnte, war wiederum ein markanter Niederschlagsrückgang festzustellen, der bis zum

Jahre 1995 andauerte. Mit Ausnahme des Jahres 1996, welches deutlich über dem langjährigen Niederschlagsmittel lag, können die letzten fünf Jahre als eher trockene Jahre eingestuft werden.

Die Bauzeit des Erkundungsstollens Kaponig (Juli 1992 bis Juli 1994), in der ein Großteil der Tunnelwässer angefahren wurde, ist durch einen auffallenden, kontinuierlichen Rückgang der Jahresniederschläge gekennzeichnet. Noch eindrucksvoller ist diese Niederschlagsabnahme an den Winterniederschlägen zu sehen. In Fig. 3 sind jeweils die Niederschläge der Monate November bis März, in denen der Niederschlag zum Großteil als Schnee fällt, der Winterperioden 1985/86 bis 1998/99 dargestellt. Nach zwei schneereichen Wintern (1990/91 bzw. 1991/92) ist eine markante Abnahme der Winterniederschläge über mehrere Jahre zu verzeichnen. Im Verhältnis zu diesen beiden schneereichen Wintern gingen die Winterniederschläge mit Ausnahme des Winters 1996/97 an beiden Niederschlagsmeßstationen zwischen 40 und 70 % zurück. Dieser Umstand hat für den Wasserhaushalt insofern große Bedeutung, als die Winterniederschläge für die Anreicherung des Bergwasserkörpers von besonderer Relevanz sind.

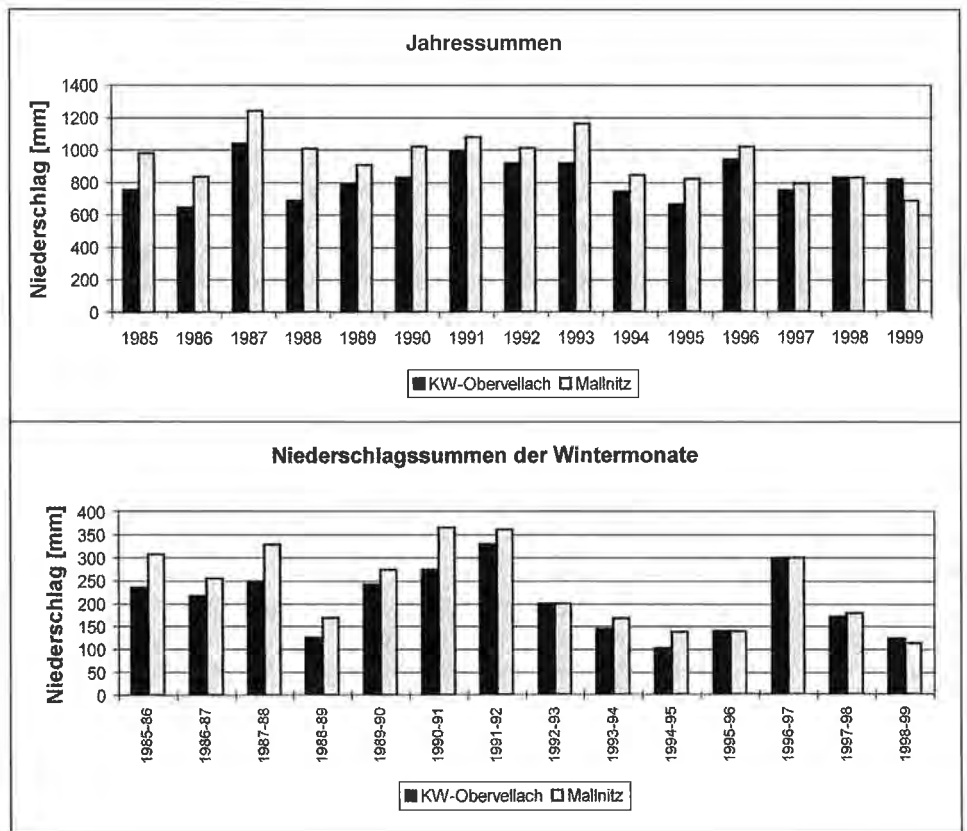


Fig. 3: Niederschlagsjahressummen (1985 bis 1999) sowie Niederschlagssummen der Wintermonate (November bis März) der Stationen Obervellach und Mallnitz.  
Annual precipitation for the period of 1985 to 1999 as well as amount of winter precipitation (November until March) from the rain gauges Obervellach and Mallnitz.



## 4. Auswertung der Langzeitmessungen

### 4.1. Schüttungs- und Leitfähigkeitsmessungen an Quellen, Oberflächen-gerinnen und Tunnelwasserzutritten

Für die Darstellung der Schüttungsverhältnisse von Quellen im Untersuchungsgebiet kann auf mehrjährige Messreihen mit einem etwa vierzehntägigen Meßintervall zurückgegriffen werden. Durch diese Meßdichte ist es möglich, repräsentative Quellabflüsse darzustellen, ohne wesentliche Schüttungsspitzen zu verlieren.

In den folgenden Abbildungen sind jeweils mehrere Quellen, die zu bestimmten Quellgruppen gehören, zusammengefaßt. In Anbetracht der Vielzahl der beobachteten Quellen soll nur ein repräsentativer Querschnitt der Quellaustritte näher behandelt werden. Die Lage der beschriebenen Quellen kann Beil. 2 entnommen werden. In Fig. 4 ist die Schüttung der Quellen im Bereich des Hirschgeheges am orographisch linken

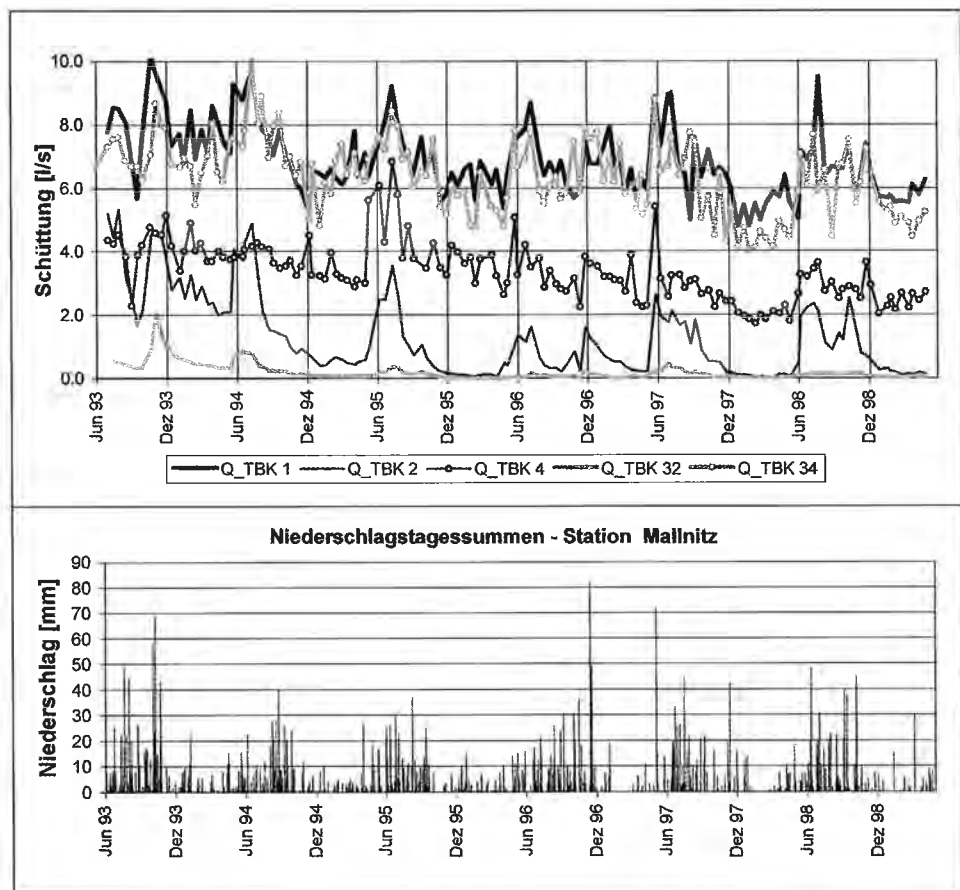


Fig. 4: Schüttungsganglinien ausgewählter Quellen aus dem Bereich Räuflach und Niederschlags-tagesummen der Station Mallnitz.  
Discharge hydrograph of selected springs and daily amount of rainfall from the rain gauge Mallnitz.

Talausgang des Mallnitzbachtals nördlich Räuflach dargestellt. Zusätzlich sind in dieser Figur die Niederschlagstagesummen der Station Mallnitz angeführt. Die ergiebigsten Austritte (TBK 1 und TBK 34) schwanken zwischen 4 und 10 l/s. Mit Ausnahme der Quelle TBK 1 schütten die restlichen Quellen dieser Quellgruppe im Mittel zwischen etwa 0,5 und 1 l/s. Sämtliche Quellen in diesem Bereich sind durch hohe jahreszeitliche Schüttungsschwankungen gekennzeichnet. Das jährliche Schüttungmaximum tritt einheitlich in den Monaten Juni und Juli als Folge des Schneeschmelzabflusses auf. Der Schneeschmelzabfluß äußert sich in der  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie durch ein ausgeprägtes Minimum aufgrund des Abflusses isotopisch leichterer Winterniederschläge. In Fig. 5 ist der Schüttungsgang des Austrittes TBK 2, stellvertretend für sämtliche Austritte dieser Quellgruppe, im Vergleich zum  $^{18}\text{O}$ -Gang dargestellt. In manchen Jahren zeigen die Schüttungsganglinien ein ausgeprägtes Sekundärmaximum in den Monaten Oktober und November. Dieser Schüttungsanstieg ist auf ergiebige Herbstniederschläge wie etwa im Oktober 1993 (349 mm), im November 1996 (229 mm) oder im Oktober 1998 (146 mm) zurückzuführen. Ergiebige Sommerniederschläge wirken sich in den Quellabflüssen dieser Quellgruppe nur ansatzweise aus. Wie anhand der Schüttungsganglinien erkennbar ist, dürften die Sommerniederschläge relativ rasch oberflächlich abfließen und demnach nicht, wie langsam infiltrierende Winterniederschläge, zur Anreicherung des Bergwasserkörpers beitragen. Als Folge der abnehmenden Niederschläge im Zeitraum 1992 bis 1995, vor allem der Winterniederschläge, ist an diesen beobachteten Quellen im Jahresmittel ein Schüttungsrückgang zu verzeichnen. Sehr deutlich ist das Winterniederschlagsdefizit am Schneeschmelzabfluß erkennbar, der zwischen 1993 und 1996, wie in Fig. 4 ersichtlich, deutlich abnimmt. Vermehrte Niederschläge im Jahr 1996 führen zu einem Wiederauffüllen des Bergwasserkörpers und folglich zu einem Stoppen des mehrere Jahre dauernden rückgängigen Trends der Schüttung.

Der Schüttungsverlauf sowie der  $^{18}\text{O}$ -Verlauf der Quellen TBK 6 und TBK 7, die oberhalb des Kraftwerkes Obervellach austreten, ist in Fig. 6 dargestellt. Das Schüttungsverhalten beider Austritte ist nahezu ident, auffallend ist das Auftreten ausgeprägter Schüttungsmaxima jeweils zu Jahresende 1993, 1996 und 1998. Diese Schüttungsmaxima sind ebenfalls auf die ergiebigen Herbstniederschläge zurückzuführen, die in ihrer Menge deutlich vom langjährigen Mittel abweichen. So betrug etwa die Nieder-

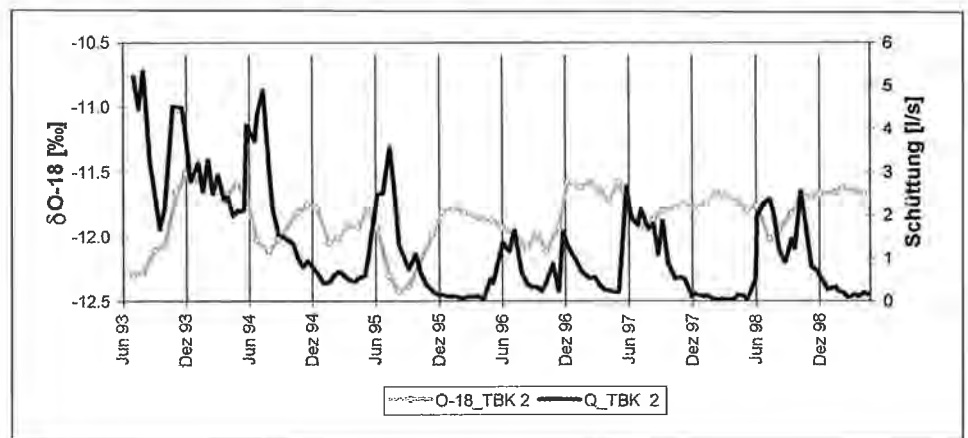


Fig. 5: Schüttungsganglinie und  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie der Quelle TBK 2.  
Discharge hydrograph and  $^{18}\text{O}$  graph of spring TBK 2.

schlagssumme an der Station Obervellach für die Monate September und Oktober 1993 414 mm, Oktober und November 1996 388 mm sowie September und Oktober 1998 329 mm. Abgesehen von diesen Schüttungsanstiegen infolge extremer Herbstniederschläge sind die beiden Ganglinien durch einen gleichmäßigen Verlauf, ohne nennenswerte jahreszeitliche Schwankungen, gekennzeichnet. Eine Auswirkung der Schneeschmelze sowie der Sommerniederschläge auf den Schüttungsverlauf ist nicht erkennbar. Anhand von Isotopendaten (Tritium,  $^{18}\text{O}$ ) geht hervor, daß die beiden Quellen einen Aquifer mit guten Speichereigenschaften entwässern, wodurch der Schüttungsgang eine starke Dämpfung aufweist. Durch die extremen Niederschläge jeweils im Spätherbst scheinen jedoch Frischwasseranteile in das Abflußsystem zu gelangen, die zu hydraulischen Veränderungen und folglich zu diesen Schüttungsanstiegen führen. Die  $^{18}\text{O}$ -Ganglinien zeigen jedoch keine Reaktion auf diese Ereignisse, daraus kann abgeleitet werden, daß bei diesen Abflußanstiegen zum Großteil älteres Wasser aus dem Aquifer herausgedrückt wird.

Die ergiebigsten Austritte im Untersuchungsgebiet sind TBK 10 sowie TBK 15, die beide rechtsufrig des Kaponiggrabens in 1325 m bzw. 1535 m Seehöhe liegen. Das Schüttungsverhalten beider Quellen ist aus Fig. 7 zu entnehmen. Die ausgeprägten Schüttungsmaxima im Winter in den Jahren 1993, 1994, 1996 und 1998 sind auf die schon mehrmals erwähnten starken Niederschlagsereignisse in den Monaten Oktober und November zurückzuführen. Die Schneeschmelze äußert sich in einem mehr oder weniger intensiv ausgeprägten Schüttungsmaximum im Frühsommer, wobei auffallend ist, daß das Schüttungsmaximum der Schneeschmelze am Austritt TBK 15 um etwa zwei Monate zeitversoben erst Ende Juli bis Mitte August auftritt. Das Schüttungsmaximum der Schneeschmelze am Austritt TBK 10 konnte in den Jahren 1993 bis 1998 relativ einheitlich zwischen Mitte und Ende Mai registriert werden. Die Schüttungsamplitude am Austritt TBK 10 reicht von etwa 2–20 l/s, die Quelle TBK 15 hat einen ausgeglicheneren Schüttungsgang und schwankt lediglich zwischen ca. 2 und 9 l/s. In der Fig. 7 ist neben dem Schüttungsgang auch die Leitfähigkeit beider Quellen dargestellt. Beide Quellen zeichnen sich durch kaum vorhandene Leitfähigkeitsschwankungen aus,

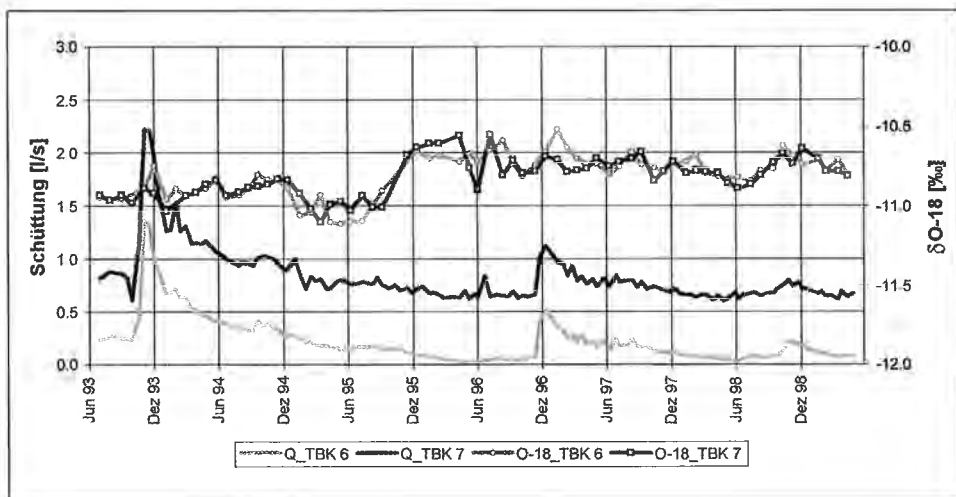


Fig. 6: Schüttungs- und  $^{18}\text{O}$ -Ganglinien der Quellen TBK 6 und TBK 7.  
Discharge hydrograph and  $^{18}\text{O}$  graphs of the springs TBK 6 and TBK 7.

woraus man ableiten kann, daß beide Quellen einen gut durchmischten Aquifer mit sehr guten Speichereigenschaften entwässern. An beiden Austritten ist während der extremen Abflußereignisse nahezu kein Verdünnungseffekt nachzuweisen. Dies ist ebenfalls ein Hinweis auf eine lange Speicherung der Wasser im Untergrund. Hinsichtlich der Leitfähigkeit unterscheiden sich die beiden Austritte deutlich voneinander. Die höhere Leitfähigkeit der Quelle TBK 10 (mittlere Leitfähigkeit ca. 250  $\mu\text{S}$ ) deutet auf das Einzugsgebiet dieser Quelle im Bereich der Kalkglimmerschieferfolge hin, wogegen das relativ gering mineralisierte Wasser des Austrittes TBK 15 (mittlere Leitfähigkeit ca. 165  $\mu\text{S}$ ) aus einem Einzugsgebiet, in dem Grüngesteine dominieren, kommen muß.

Der Fig. 8 sind Schüttungsverläufe von Quellaustritten aus dem Bereich Lassach zu entnehmen. Die Austritte TBK 14 und TBK 20 zeigen unmittelbar nach dem Wassereinbruch im Erkundungsstollen am 23./24 Mai 1993 einen starken Schüttungsrückgang, die Quelle TBK 14 fällt Anfang Juni, die Quelle TBK 20 Ende September trocken. Das Schüttungsmaximum der Quelle TBK 14 betrug ca. 3 l/s, die Quelle TBK 20 schüttete maximal ca. 1,2 l/s. Diese Angaben stammen aus dem Beobachtungszeitraum August 1990 bis zum Trockenfallen. Neben diesen beiden Quellen zeigen auch die Austritte TBK 18 und TBK 21 eine stark abnehmende Tendenz als Reaktion auf den Wassereinbruch im Erkundungsstollen, die ergebnigen Niederschläge im Oktober 1993 füllen

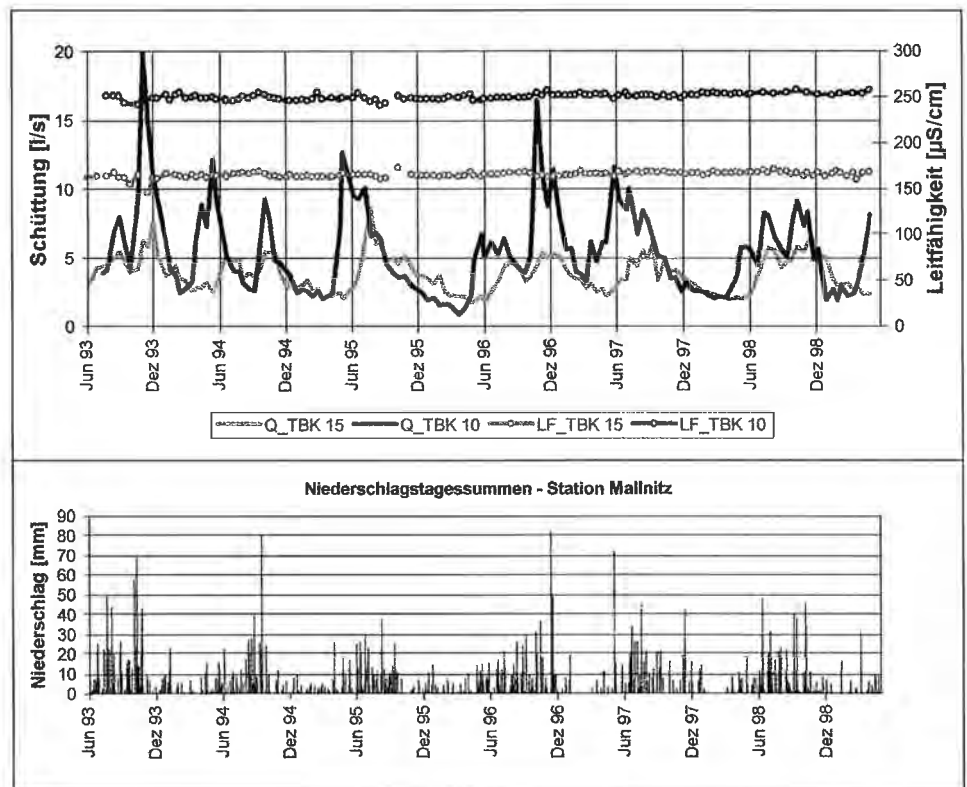


Fig. 7: Schüttungs- und Leitfähigkeitsganglinie der Quellen TBK 10 und TBK 15 sowie Niederschlagstagessummen der Station Mallnitz.  
 Discharge hydrograph and conductivity graph of the springs TBK 10 and TBK 15, daily amount of rainfall from the rain gauge Mallnitz.

den Bergwasserkörper auf und lassen die Schüttung nochmals ansteigen. Ab Jahresende 1993 nimmt die Schüttung rasch ab, beide Austritte fallen im Frühjahr 1994 endgültig trocken. Neben diesen Austritten aus dem Bereich Lassach sind auch noch einige weniger ergiebige Quellen im Bereich Kaponig, jedoch erst später, als Folge des Tunnelvortriebes trocken gefallen.

Die Meßstelle TBK 19 stellt einen Quellaustritt dar, der beim Bau eines Fensterstollens zum hangparallel verlaufenden Freispiegelstollen als Zuleitung zum Kraftwerk Obervellach angefahren und für Trinkwasserzwecke gefaßt wurde. In diesem Freispiegelstollen wird Wasser des Mallnitzbaches über ein Einlaufbauwerk im Bereich Lassach einem Wasserschloß oberhalb von Obervellach zugeführt. Im Rahmen der Auswertungen der Beweissicherungsmessungen stellte sich heraus, daß die im Fensterstollen gefaßte Quelle TBK 19 aufgrund des zeitweiligen Auftretens bakteriologischer Verunreinigungen für die Nutzung als Trinkwasser nicht brauchbar war. Die Auswertung der im Rahmen der Beweissicherung erhobenen Daten zeigt, daß das Wasser der Fassung TBK 19 zu bestimmten Zeiten auffallende Ähnlichkeiten mit dem Mallnitzbachwasser zeigt. Wie Fig. 9 zu entnehmen ist, nimmt die Leitfähigkeit des Austrittes TBK 19 mit steigender Schüttung der Quelle sehr rasch um bis zu 300  $\mu\text{S}$  ab. Gleichzeitig ist in der  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie der Quelle TBK 19 eine auffallende Parallelität mit der  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie des Mallnitzbaches, die eine sehr hohe Jahresamplitude aufweist, zu sehen. Als Vergleich ist die  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie einer benachbarten Quelle (TBK 38) dargestellt, an der man den üblichen Schwankungsbereich eines vergleichbaren Quellwassers in diesem Bereich sehen kann. In Fig. 9 sind zusätzlich die monatlichen Durchflußmengen im Freispiegelstollen zum KW Obervellach, durch den ein Teil des Mallnitzbaches abgeleitet wird, dargestellt. Die Ableitung des Mallnitzbachwassers erfolgt im Bereich Lassach, knapp unterhalb der Einmündung des Dösenbaches in den Mallnitzbach. Die durch den Freispiegelstollen abfließende Bachwassermenge ist durch eine hohe jahreszeitliche Schwankung gekennzeichnet, sie erreicht in den Wintermonaten ein Abflußminimum von etwa 1000 l/s, bedingt durch den Schneeschmelzabfluß steigt die Wassermenge beginnend etwa mit Mai auf über 5000 l/s an. Über die Sommermonate beträgt

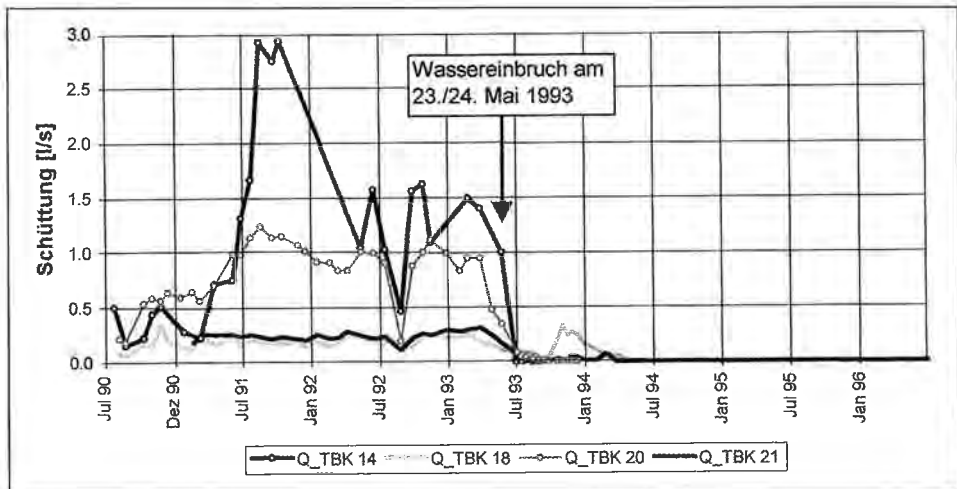


Fig. 8: Schüttungsganglinien von Quellen aus dem Bereich Lassach.  
Discharge hydrographs of springs near Lassach.

die mittlere Durchflußrate durch den Freispiegelstollen ständig mehr als 4000 l/s. Mit dem Schüttungsanstieg im Freispiegelstollen ist ein nahezu gleichzeitiger Abflußanstieg an der Quelle TBK 19 zu verzeichnen. Bei abnehmender Durchflußmenge durch den Beileitungsstollen nimmt ebenfalls die Schüttung der Quelle TBK 19 ab. Dieser Um-

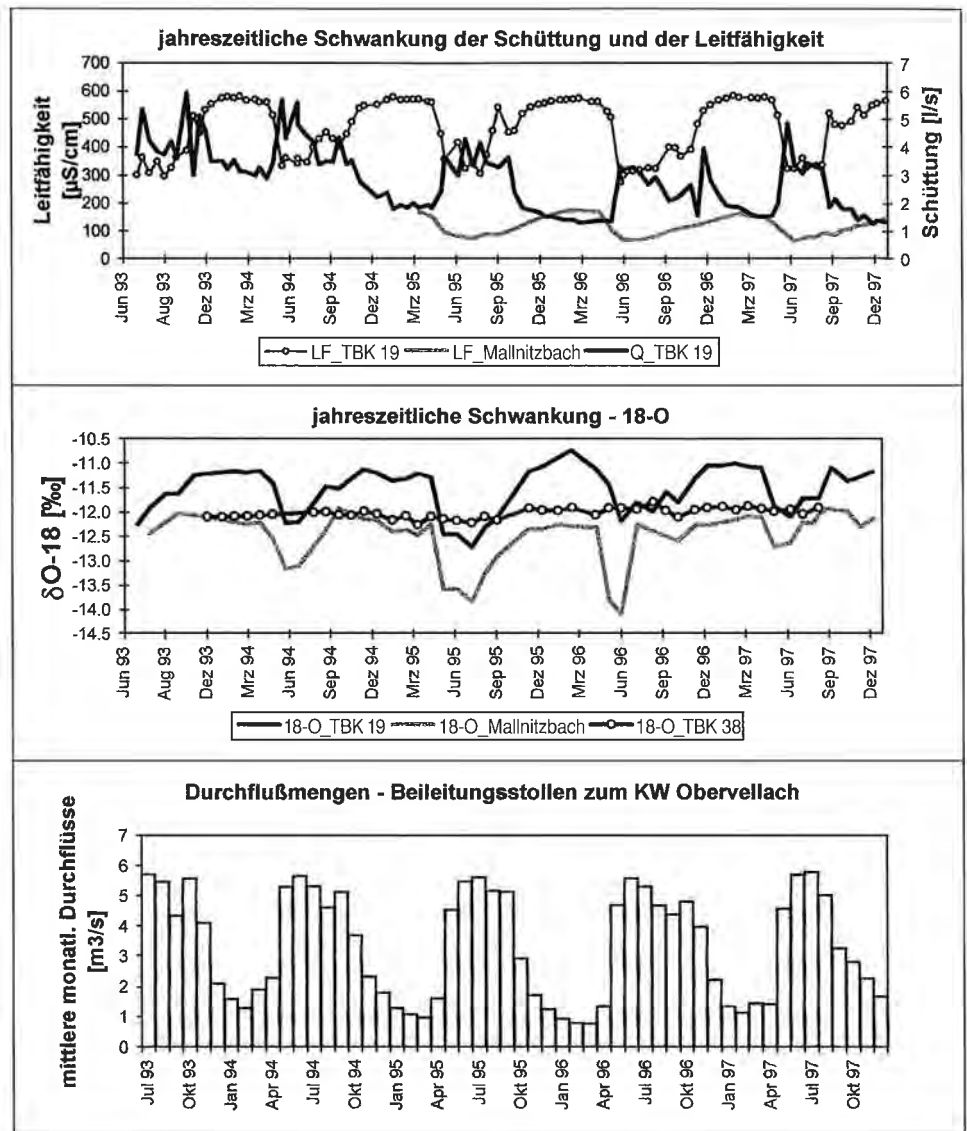


Fig. 9: Schüttungsganglinie der Quelle TBK 19, Leitfähigkeitsganglinien der Quelle TBK 19 und des Mallnitzbaches,  $^{18}\text{O}$ -Ganglinien der Quellen TBK 19 und TBK 38 und des Mallnitzbaches sowie mittlere monatliche Durchflüsse im Beileitungsstollen zum Kraftwerk Obervellach. Seasonal fluctuation of discharge of spring TBK 19, conductivity of spring TBK 19 and of Mallnitz river,  $^{18}\text{O}$  content of springs TBK 19 and TBK 38 and of Mallnitz river, mean monthly discharge of water flowing through feeding gallery.

stand sowie der Leitfähigkeitsgang und der  $^{18}\text{O}$ -Gang der Quelle TBK 19 sowie des Mallnitzbachwassers deuten darauf hin, daß aus dem Freispiegelstollen ab einer Wasserführung von ca. 4000 l/s Mallnitzbachwasser, anscheinend über ein Kluftsystem, in den Quellbereich (Fassungsbereich) der Quelle TBK 19 abgegeben wird. Diese quantitative und qualitative Beeinflussung erfolgt nicht nur kurzzeitig, sondern erstreckt sich über mehrere Monate im Jahr.

Unter Berücksichtigung des Leitfähigkeitsganges, der  $^{18}\text{O}$ -Gehalte der Quelle TBK 19, der Leitfähigkeit des Mallnitzbachwassers sowie des Leitfähigkeits- und  $^{18}\text{O}$ -Ganges der unbeeinflussten Quelle TBK 38 wurde mittels der Mischungsgleichung versucht, den Bachwasseranteil vom Gesamtabfluß des Austrittes TBK 19 zu berechnen. Die Ergebnisse dieser Berechnungen, die in Zusammenarbeit mit dem Institut für Hydrologie der GSF München (Dipl. Phys. W. STICHLER, Dr. P. MALOSZEWSKI) durchgeführt wurden, sind in Fig. 10 dargestellt. Wie Fig. 10 zu entnehmen ist, beträgt der Bachwasseranteil am Abfluß der Quelle TBK 19 zur Zeit des Schüttungsmaximums etwa 50 % (P. RAMSPACHER et al., 1999). Zu Niederwasserzeiten ist der Zustrom von Bachwasser unterbrochen, es fließt nur Quellwasser am Austritt TBK 19 ab. Aus diesen Berechnungen läßt sich in weiterer Folge der reine Quellwasserabfluß bestimmen, der, wie in Fig. 10 ersichtlich, im Laufe der Beobachtungsperiode mengenmäßig einen leichten Rückgang, vergleichbar mit der südlich davon gelegenen Quellgruppe im Bereich des Hirschgeheges am Talausgang des Mallnitzbachtals (TBK 2, TBK 4, TBK 32, TBK 34), aufweist.

Die Quellaustritte DB 1, DB 3 sowie DB 4, die nicht in das Dösental sondern in westliche Richtung in den Mallnitzbach entwässern, zeichnen sich durch große niederschlagsbedingte jahreszeitliche Schüttungsschwankungen aus (Fig. 11). Die Austritte DB 1 und DB 3 weisen hinsichtlich ihrer Schüttung, sowie der Leitfähigkeit und ihres  $^{18}\text{O}$ -Gehaltes ein nahezu identes Schwankungsverhalten auf. In Anbetracht der Tatsache, daß ein Großteil des Wassers der Quelle DB 3 knapp unterhalb des Austrittes in den Sedimenten des Auernigbergsturzes versickert, kann man annehmen, daß die Quelle DB 1, die in der Falllinie unterhalb des Austrittes DB 3 liegt, einen Wiederaustritt des weiter oben versickernden Wassers darstellt. Es sind dies die beiden ergiebigsten Quellen im Rahmen des Beweissicherungsprogrammes Dösen, die Schüttung schwankt

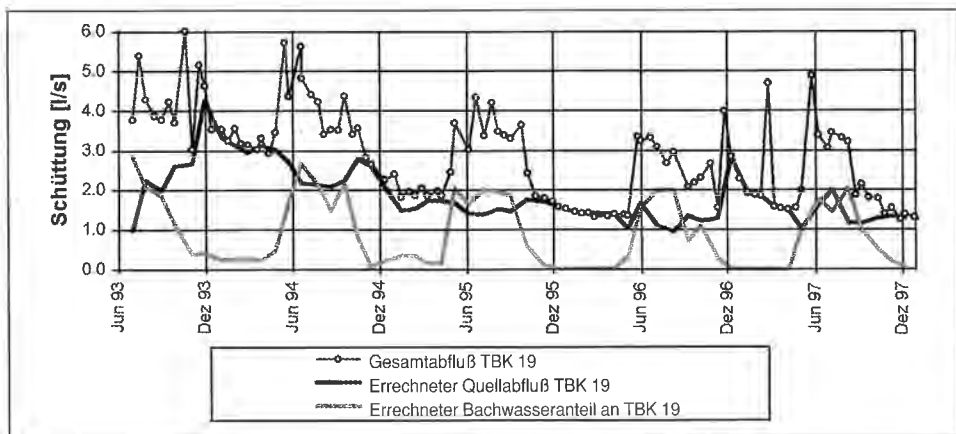


Fig. 10: Abflußkomponenten – TBK 19.

Measured discharge of spring TBK 19 and calculated portions of riverwater.

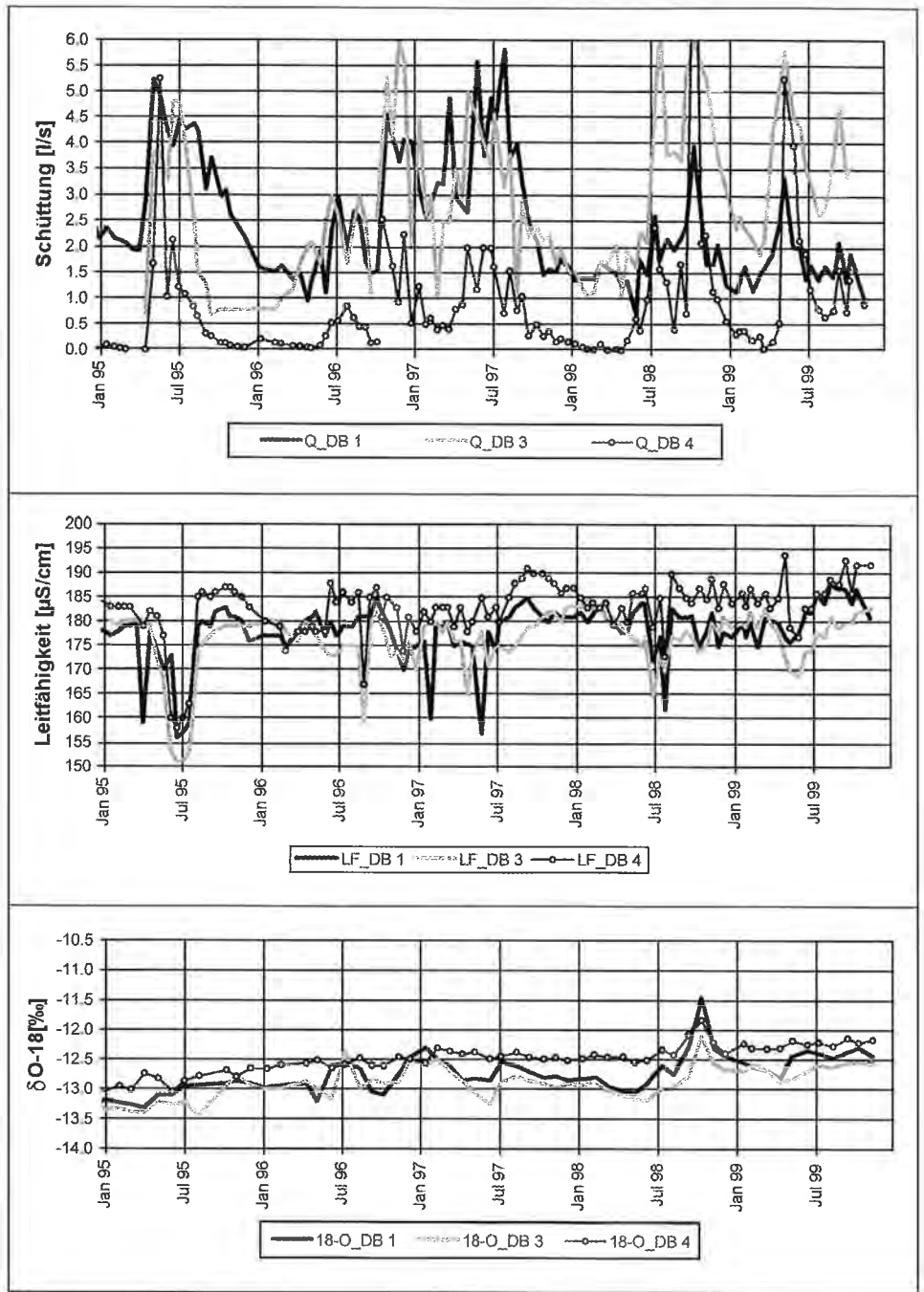


Fig. 11: Schüttungs- und Leitfähigkeitsganglinien sowie  $^{18}\text{O}$ -Ganglinien der Quellen DB 1, DB 3 und DB 4.  
 Discharge hydrographs, conductivity graphs and  $^{18}\text{O}$  graphs of selected springs from Dösen area.



von etwa 1 l/s im Minimum bis etwa 6 l/s nach ergiebigen Niederschlagsereignissen. Die Quelle DB 4 als höchst gelegener Austritt dieses Quellbereiches weist ebenfalls einen ähnlichen Schüttungs- und Leitfähigkeitsgang auf wie die Austritte DB 1 und DB 3, sie unterscheidet sich jedoch deutlich, wie Fig. 11 entnommen werden kann, in ihrem  $^{18}\text{O}$ -Gehalt und im  $^{18}\text{O}$ -Schwankungsverhalten. Das isotopisch schwerere Wasser der Quelle DB 4 ( $^{18}\text{O}$ -Mittelwert:  $-12,48 \text{ ‰}$ ) versickert gemeinsam mit dem Wasser der Quelle DB 3 ( $^{18}\text{O}$ -Mittelwert:  $-12,87 \text{ ‰}$ ) im grobblockigen Gerinnebett. Anhand des Isotopengehaltes der Quelle DB 1, die knapp 100 Höhenmeter unterhalb der Versickerungsstelle austritt und einen  $^{18}\text{O}$ -Mittelwert von  $-12,70 \text{ ‰}$  aufweist, kann man erkennen, daß dieses Wasser ein Mischwasser der Austritte DB 3 und DB 4 darstellt.

Die Austritte im Dösental (vgl. Beil. 2), die aus grobblockigem Bergsturzmaterial stammen, zeichnen sich einerseits durch eine geringe Schüttung, andererseits durch extreme kurzfristige Schüttungsschwankungen in deutlicher Abhängigkeit von den Niederschlägen, aus. In den Bereichen der Bergsturzablagerungen mit einem hohen schluffig-sandigen Feinanteil werden Bergwässer jedoch länger zurückgehalten. Die Quellen DB 5 und DB 8 sind solchen Bereichen zuzuordnen. Die  $^{18}\text{O}$ -Gehalte dieser beiden Austritte weisen im Vergleich zu den vorhin erwähnten Austritten eine starke Dämpfung auf, auch die Leitfähigkeit schwankt bis auf wenige Ausnahmen unmittelbar nach extremen Niederschlägen kaum. Die Quelle DB 6 tritt rechtsufrig des Dösenbaches, ca. 500 m nordöstlich der Tunnelachse aus dem Hangschutt aus und ist zum Zwecke der Trinkwassernutzung gefaßt. Wie bei allen anderen Quellen ist auch an diesem Quellaustritt infolge des Niederschlagsdefizites von 1994 bis zum Sommer 1996 ein abnehmender Schüttungstrend festzustellen (Fig. 12). Die vermehrten Niederschläge im Sommer und Herbst 1996 hatten zur Folge, daß an allen Quellen im Dösengebiet mit Ausnahme des Austrittes DB 6 dieser rückgängige Trend gestoppt wurde. Nach Erreichen eines Schüttungsmaximums Ende November 1996 setzte beim Austritt DB 6 ein noch steilerer Trend in der Abnahme der Schüttung ein, der dazu führte, daß die Quelle schließlich Anfang Februar 1998 trocken fiel. Die ergiebigen Sommer- und Herbstregen im Jahre 1998, wo von Juni bis Oktober 658 mm Niederschlag registriert werden konnten (was etwa 80 % des Jahresniederschlags innerhalb von nur fünf Monaten entspricht), bewirkten, daß sich nach einer mehrmonatigen Trockenphase wieder ein Quellabfluß einstellte. Wie ein Vergleich des Schüttungsverlaufes dieser Quelle mit den Bergwasserspiegellagen benachbarter Bohrungen (DÖ 5, DÖ 12; Lage siehe Fig. 17) zeigt, muß das zeitweise Trockenfallen der Quelle DB 6 im Zusammenhang mit den Tunnelvortriebsarbeiten stehen. Bei der Unterfahrung des Dösengrabens durch den Tunnelvortrieb kam es zu Bergwasserzutritten, die, wie anhand der Pegelbeobachtungen festgestellt werden konnte, zu einer Absenkung des Bergwasserspiegels auf Tunnelniveau führten. Die Absenkung des Bergwasserspiegels unmittelbar über der Tunnelachse betrug ca. 66 m (Bohrung DÖ 5), bei der etwa 150 m östlich der Tunnelachse gelegenen Bohrung DÖ 12 konnte immerhin noch eine Absenkung von ca. 13 m nachgewiesen werden. Durch den inhomogenen Aufbau der Bergsturzmasse, an die ein Bergwasserkörper gebunden ist, kann die Dimension des Absenkungsbereiches nicht berechnet werden, aufgrund der Pegelmessungen zeigte es sich jedoch, daß eine nicht unerhebliche Beeinflussung in Form einer Bergwasserabsenkung in östliche Richtung vorliegt. Die Wasserzutritte beim Tunnelvortrieb unter dem Dösengraben erfolgten im Bereich der Dösenstörung, einem W-E verlaufendem Störungsbündel in den Prasiniten, die von Bergsturz- und Hangschuttmaterial überlagert wird. Entlang dieser talparallelen Störung wurde unter anderem Wasser aus den überlagernden Lockerse-dimenten dräniert, wie anhand der Absenkung in Bohrung DÖ 12 nachgewiesen wer-

den konnte. Aufgrund des nahezu zeitgleichen Schüttungsrückganges der Quelle DB 6 mit dem Absinken des Bergwasserspiegels in Bohrung DÖ 12 muß man annehmen, daß die Ausdehnung des Absenkungsbereiches auf alle Fälle bis in den Einzugsbereich der Quelle DB 6, die etwa 500 m östlich der Tunnelachse liegt, reichen muß. Der Schüttungsrückgang der Quelle DB 6 als Folge der Wassereinträge im Tunnel ist nicht so markant ausgebildet wie der Rückgang des Bergwasserspiegels in den Bohrungen da die Quelle einerseits entfernter von der Tunnelachse liegt als die Bohrungen, andererseits wird die Schüttungsganglinie mehrmals durch Anstiege nach extremen Niederschlagsereignissen überlagert, durch die der bei Quelle DB 6 ausfließende Aquifer zum Teil wieder nachgefüllt wird.

Das Absinken des Bergwasserspiegels in der Bohrung DÖ 12 vom Beginn der Beeinflussung bis zu einem annähernden Stationärzustand dauerte ca. 13 Monate, die Quelle DB 6 fiel erst etwa 17 Monate nach Beginn der Absenkung des Bergwasserspiegels trocken. Diese zeitliche Verzögerung ist auf die größere Entfernung dieser Quelle zum Tunnel zurückzuführen. Nach dem ersten mehrmonatigen Trockenfallen der Quelle DB 6 erholt sich diese wieder durch die Schneeschmelze und die Sommerniederschläge, das Abflußminimum zu Jahresbeginn 1999 ist jedoch deutlich niedriger als in den Jahren zuvor bzw. vor der Beeinflussung durch den Tunnelvortrieb. Die im Jahre 1999 rück-

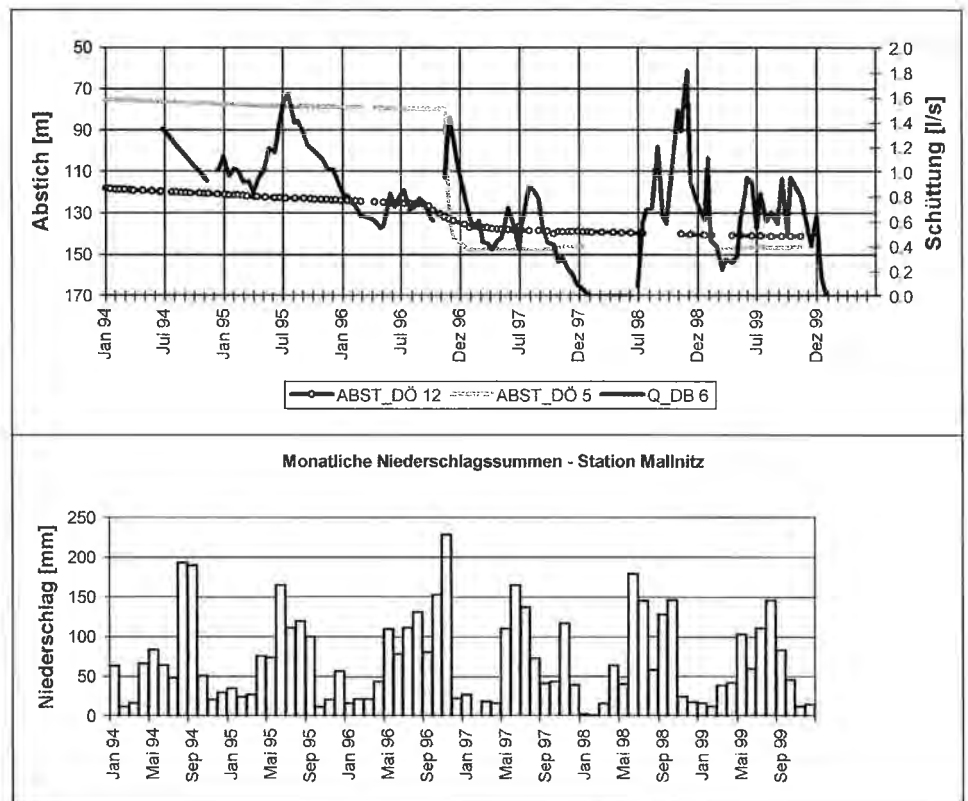


Fig. 12: Schüttungsganglinie der Quelle DB 6, Abstichmaße der Pegel DÖ 5 und DÖ 12 sowie monatliche Niederschlagssummen der Station Mallnitz.  
 Discharge hydrograph of spring DB 6, depths to groundwater table from selected boreholes.

läufigen Niederschläge der Station Mallnitz haben ein weiteres Trockenfallen der Quelle DB 6 Ende Jänner 2000 zur Folge. Im Rahmen der Beweissicherung mußte eine klare Aussage über Beeinträchtigungen des Tunnelvortriebes auf Quellschüttungen getroffen werden. Aus diesem Grunde wurde die vermutlich beeinflusste Quelle DB 6 einer Detailuntersuchung zur eindeutigen Klärung dieser Frage unterzogen. Um den Nachweis einer quantitativen Beeinträchtigung der Quelle DB 6 durch den Tunnelvortrieb zu erbringen, wurde diese Quelle hinsichtlich ihres Schüttungsverhaltens mit einem ähnlichen, nicht beeinflussten Quellaustritt verglichen. Als mit Sicherheit unbeeinflusster Austritt wurde die Quelle DB 13, die etwa 1 km von der Tunnelachse entfernt aus Lockersedimenten einer Bergsturzmasse austritt, ausgewählt. In Fig. 13 sind einerseits die Schüttungsganglinien der beiden zu vergleichenden Quellen dargestellt, andererseits die Doppelsummenkurve der normierten Schüttungen beider Austritte. Der Schüttungsverlauf beider Quellen zeigt bis ungefähr zum Spätherbst 1997, abgesehen von unterschiedlichen Absolutwerten, große Ähnlichkeiten mit Ausnahme leichter Regimeunterschiede. Die in der Doppelsummendarstellung eingezeichnete Gerade würde einem theoretisch identischem Schüttungsverhalten beider Quellen entsprechen. Man sieht in dieser Darstellung, daß die Doppelsummenkurve von Beobachtungsbeginn an bis etwa Jahresmitte 1996 im Bereich dieser theoretischen Gerade verläuft. Die extremen Herbstniederschläge lassen in der Folge die Schüttungen der Quelle DB 6 im Verhältnis zur Quelle DB 13 stärker ansteigen, was dazu führt, daß die Doppelsummenkurve zugunsten der Quelle DB 6 von der theoretischen Geraden stärker nach oben abweicht. Ab Jahresbeginn 1997 ist in der Doppelsummenkurve jedoch ein deutlicher Knick erkennbar, ab Herbst 1997 fällt die Doppelsummenkurve deutlich unter die Gerade ab, woraus man sehen kann, daß ab diesem Zeitpunkt, die Schüttungen der Quelle DB 6 im Verhältnis zum Austritt DB 13 deutlich und nachhaltig abgenommen haben. Ab Jahresmitte 1998 verläuft die Doppelsummenkurve als Zeichen eines Schüttungsdefizites der Quelle DB 6 deutlich flacher. Vergleicht man nun die Doppelsummendarstellung zeitlich mit dem im Rahmen des Tunnelvortriebes erfolgten Wasserzutritten, so kann man eindeutig erkennen, daß ab dem Auffahren der Dösenstörung und den damit verbundenen Wassereinbrüchen in der zweiten Novemberhälfte 1996 die Quelle DB 6 einen deutlichen Schüttungsrückgang aufweist, der bis zum zeitweisen Trockenfallen dieser Quelle führt. Daß dieser Schüttungsrückgang anfänglich nicht sehr markant ausgebildet ist, ist darauf zurückzuführen, daß der Zeitpunkt der beginnenden Beeinflussung von einer vermehrten Grundwasserneubildung infolge intensiver Niederschläge überlagert wird. Aus dieser Darstellung ist jedoch deutlich ersichtlich, daß die Schüttungsrückgänge der Quelle DB 6 im ursächlichen Zusammenhang mit dem Tunnelvortrieb stehen. Wie die Schüttungsganglinie der Quelle DB 6 (Fig. 12) zeigt, beginnt die Quelle nach dem Trockenfallen infolge vermehrter Niederschläge wieder zu schütten, man kann jedoch an den jeweiligen Auslaufkurven seit der Beeinflussung sehen, daß diese aufgrund des nun steileren hydraulischen Gradienten deutlich steiler ausgebildet sind als vor dem Zeitpunkt der Beeinflussung.

Im Rahmen der Beweissicherung wurden neben den zahlreichen Quellaustritten auch einige Oberflächengerinne, unter ihnen der Kaponigbach und der Dösenbach monatlich mengenmäßig erfaßt. Zweck dieser Messungen war, generelle Informationen über das Abflußverhalten in diesen beiden Einzugsgebieten zu erhalten. In Fig. 14 sind die Abflußganglinien der beiden Bäche den Ganglinien der Leitfähigkeit gegenübergestellt. Aufgrund der Tatsache, daß sich beide Einzugsgebiete in ihrer Größe sowie in ihrem geologischen Aufbau kaum unterscheiden, decken sich die Abflußganglinien sowie die Ganglinien der Leitfähigkeit nahezu zur Gänze. Die jahreszeitlichen Schüttungsver-

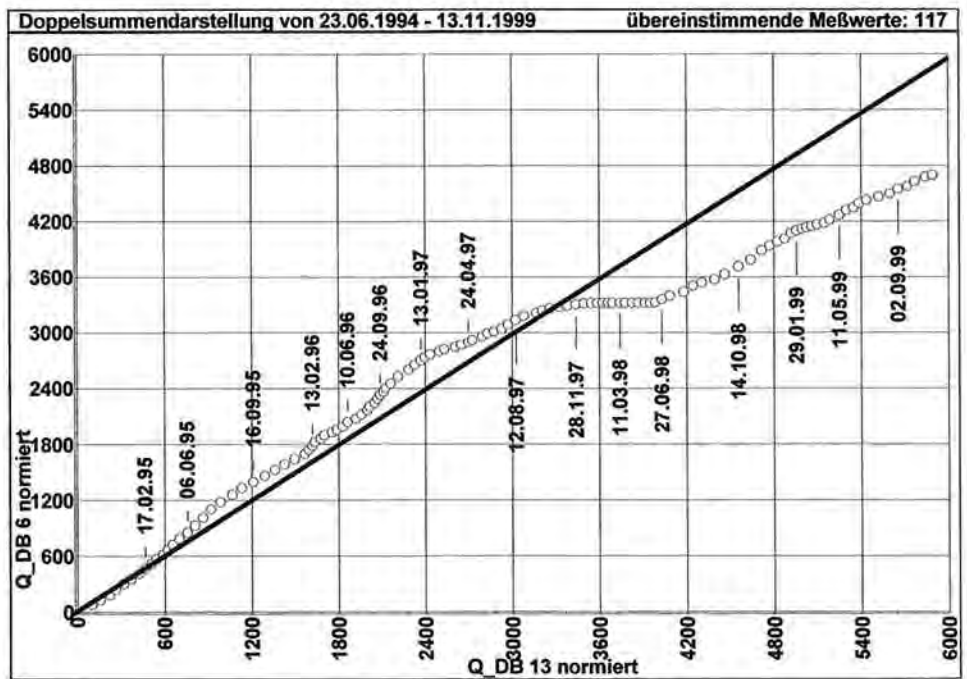
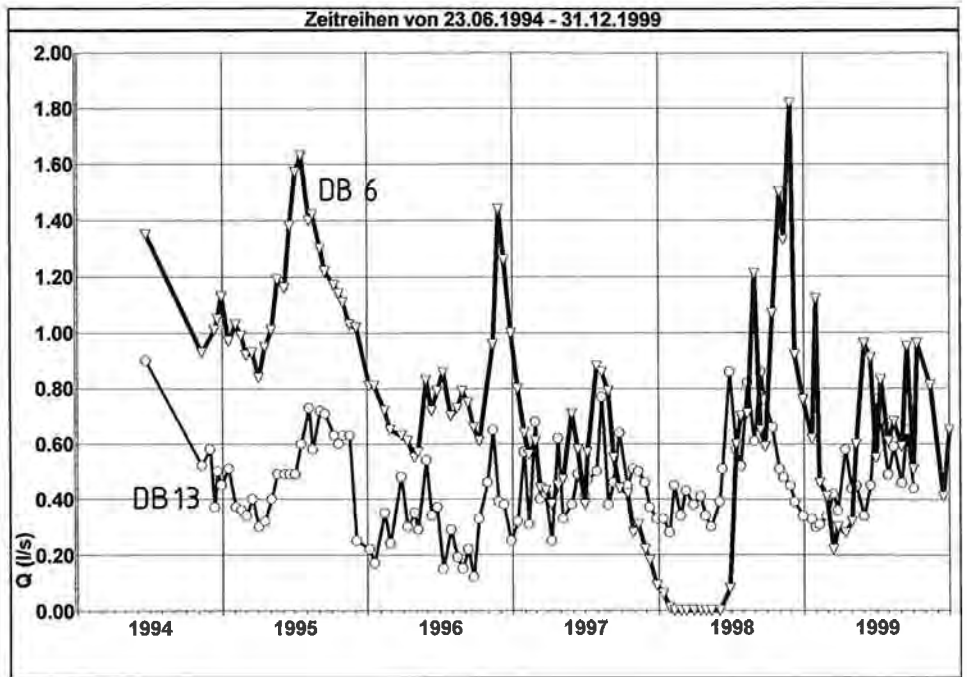


Fig. 13: Schüttungsganglinien der Quellen DB 6 und DB 13 sowie Doppelsummendarstellung.  
 Discharge hydrographs of spring DB 6 and spring DB 13 and cumulative sum.

läufe unterscheiden sich von Jahr zu Jahr kaum, die Schüttungsminima werden jeweils im März erreicht, das schneeschmelzbedingte Schüttungsmaximum fällt in die Monate Juni und Juli. Die herbstlichen Niederschlagsereignisse dokumentieren sich in der Abflußganglinie mehr oder weniger markant ausgeprägt in Form eines zweiten Schüttungsmaximums. Im Leitfähigkeitsgang der beiden Bäche ist ein gut ausgeprägter Verdünnungseffekt festzustellen. Die kurzfristig gespeicherten Niederschlagswässer, die in den Oberflächengerinnen rasch abfließen, zeichnen sich durch geringe Leitfähigkeiten  $< 100 \mu\text{S}$  aus. Die hohe Jahresamplitude ist ein Hinweis auf eine kurzzeitige Speicherung der Wasser im Einzugsgebiet. Als Vergleich dazu ist in Fig. 14 zusätzlich der Leitfähigkeitsgang der Quelle DB 1, stellvertretend für einen Großteil ähnlicher Quellen im Untersuchungsgebiet, angeführt. Die höhere Leitfähigkeit dieser Quelle sowie eine geringere jahreszeitliche Schwankung im Vergleich zu den Oberflächengerinnen besagt, daß an dieser Quelle längerfristig gespeichertes Wasser abfließt.

An den Niederwasserperioden der Jahre 1994 bis 1996 der beiden Hauptgerinne im Untersuchungsgebiet zeigen die Messungen einen deutlichen Rückgang des Basis-

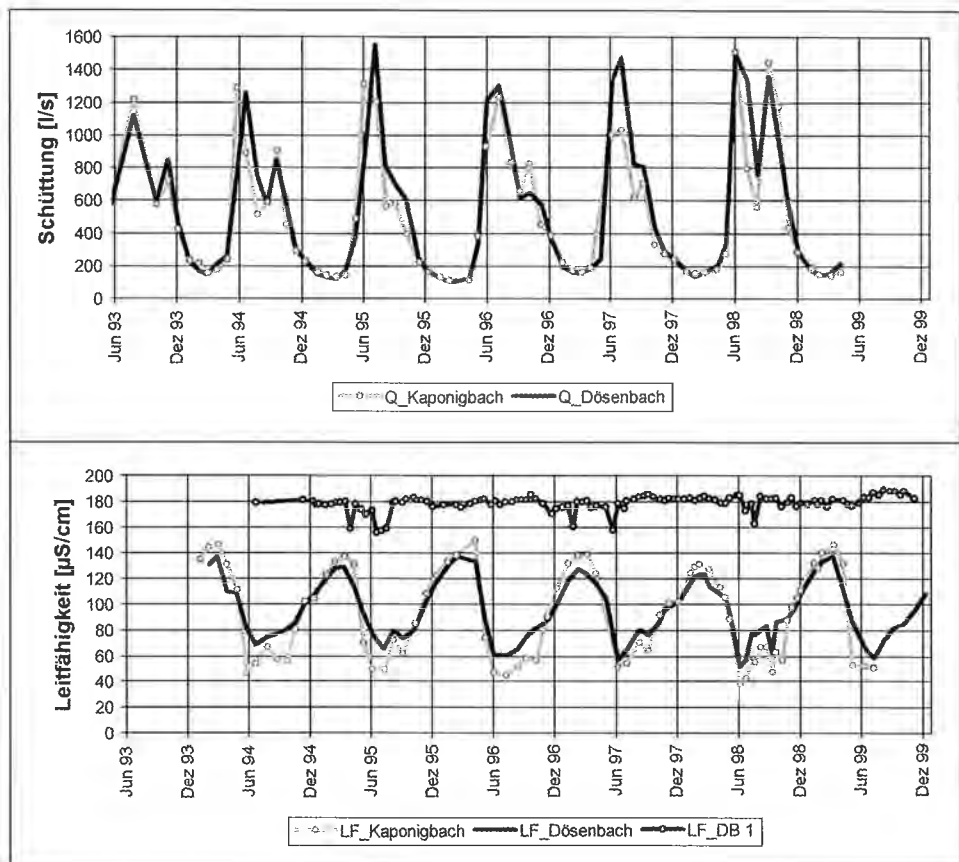


Fig. 14: Abfluß- und Leitfähigkeitsganglinien des Kaponigbaches und des Dösenbaches sowie Leitfähigkeit der Quelle DB 1.  
Discharge hydrographs of Kaponig river and Dösen river, conductivity graphs of both rivers and of spring DB 1.

abflusses. Diese Situation spiegelt sehr eindrucksvoll die in dieser Zeit im nahezu selben Ausmaße abnehmenden Jahresniederschlagsmengen wider.

In Tab. 1 werden die gemessenen Basisabflüsse des Kaponigbaches der Jahre 1994 bis 1997 mit der jeweiligen Niederschlagsjahressumme des Vorjahres der Station Obervellach verglichen. Die Niederschläge nehmen von 1993 bis 1995 um etwa 30 % ab, im Jahre 1996 ist wiederum eine Niederschlagszunahme festzustellen, die Jahressumme 1996 entspricht etwa der Jahressumme von 1993. Die Niederwasserabflüsse des Kaponigbaches der jeweils darauffolgenden Jahre zeigen im Verhältnis dieselbe Abnahme. Nach einem Abflußrückgang in der Zeit von 1994 bis 1996 bewirkt die Niederschlagszunahme im Jahre 1996 einen Anstieg des Basisabflusses im März 1997. Nahezu dieselbe Situation trifft für den Dösenbach unter der Berücksichtigung der Niederschlagsverhältnisse der Station Mallnitz zu. Diese niederschlagsbedingte Abflußsituation im Einzugsgebiet des Kaponigbaches sowie des Dösenbaches hilft unter anderem den Rückgang der Schüttung an den beobachteten Quellen in diesem Zeitraum zu erklären. Zur Beurteilung der Abflußverhältnisse eignet sich der Niederwasserabfluß, da diese Abflußperiode nicht durch rasch abfließende Niederschläge beeinflusst wird. Wie die Schüttungsganglinien in Fig. 14 zeigen, reichen monatliche Schüttungsmessungen zur Zeit des Niederwasserabflusses durchaus aus, um eine repräsentative Abflußkurve zu erhalten. Außerhalb der Wintermonate stellen monatliche Messungen eine zu geringe Meßdichte für die Erfassung des tatsächlichen Abflußganges, wie etwa kurzzeitiger Abflußspitzen nach Niederschlagsereignissen, dar.

Im Zuge der Unterfahrung des Dösengrabens durch den Kaponigtunnel wurden am Dösenbach zwei Pegelanlagen mit kontinuierlicher Wasserstandszeichnung installiert. Sie dienten der Kontrolle, ob der Dösenbach in diesem Bereich Wasser an den Untergrund verliert bzw. ob durch das Auffahren des Kaponigtunnels Wasser aus dem Dösenbach in den Tunnel gelangt. Beide Meßstellen zeigten im Beobachtungszeitraum einen identen Gang, der Dösenbach verlor im Meßabschnitt kein Wasser, auch nicht, nachdem der Kaponigtunnel, der im Bereich der Dösenunterfahrung eine Überdeckung von knapp mehr als 10 m aufweist, aufgefahren wurde. Die Auswertung dieser Pegelaufzeichnungen (Meßzeitraum April 1996 bis September 1998) ist in Fig. 15 im Vergleich zu den monatlichen Schüttungsmessungen am Dösenbach dargestellt. Im Niederwasserbereich decken sich die beiden Ganglinien nahezu, mit Beginn des Schneeschmelzabflusses bis in den Herbst geht bei monatlichen Schüttungsmessungen ein Großteil kurzfristiger Abflußanstiege verloren.

Während der Tunnelvortriebsarbeiten mußten Wasserzutritte im Tunnel mit einer Schüttung von  $>0,5$  l/s für eine systematische Mengenerfassung meßbar gemacht werden. In der Zeit von Mai 1993 bis Ende Juni 1993 wurden die Stollenzutritte am jeweiligen Austrittsort mengenmäßig erfaßt, sie ergeben aufsummiert den Stollengesamtabfluß.

Tab. 1: Vergleich der Niederschlagsjahressummen der Station Obervellach mit dem Basisabfluß des Kaponigbaches.

*Comparison of yearly amount of precipitation with the base flow of Kaponig river.*

NQ Kaponigbach			Jahressumme NS Obervellach		
Jahr	l/s	%-Anteil	Jahr	mm Ns	%-Anteil
1994	154	100	1993	915	100
1995	132	86	1994	742	81
1996	107	69	1995	662	72
1997	154	100	1996	941	103

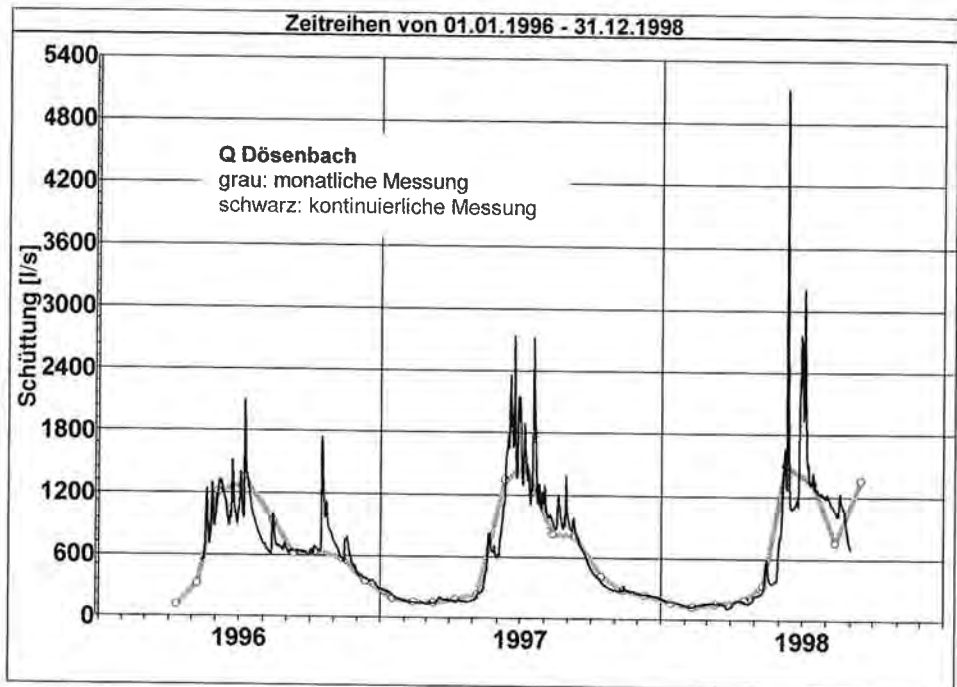


Fig. 15: Abflußganglinie Dösenbach.  
 Discharge hydrographs of Dösen river.

Ab Ende Juni 1993 wurde der Gesamtabfluß aus dem Kaponigtunnel bzw. aus dem Erkundungsstollen im Bereich des Tunnelportals Kaponig an einer Abflußmeßstelle ermittelt. Die Abflußwerte sind in Fig. 16 graphisch dargestellt. Beim Anfahren der stark

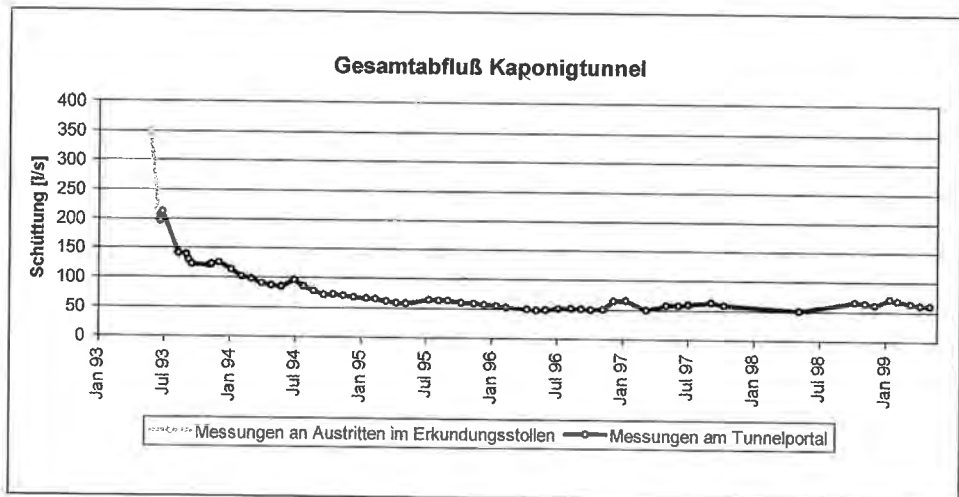


Fig. 16: Schüttungsganglinie des Gesamtabflusses aus dem Kaponigtunnel.  
 Discharge hydrograph of total tunnel outflow.

wasserführenden Störungszone bei Station 1169 am 23./24. Mai 1993 wurde die in diesem Bereich zufließende maximale Wassermenge auf knapp 300 l/s geschätzt, woraus sich für diesen Zeitpunkt eine abfließende Gesamtwassermenge aus dem Erkundungsstollen von ca. 350 l/s ergab (P. KNOLL et al., 1994). Ab diesem Zeitpunkt nahm die Gesamtschüttung aus dem Stollen bis auf kleinere kurzfristige Anstiege infolge des Anfahrens von Bergwasser bis etwa Jahresmitte 1996 kontinuierlich ab. Die einzelnen Stollenwasserzutritte weisen annähernd denselben Verlauf auf, ein Großteil der angefahrenen Bergwässer versiegte nach wenigen Wochen bzw. Monaten.

Wie aus dem Verlauf der Schüttungsganglinie ersichtlich ist, ist der Beharrungszustand etwa Mitte des Jahres 1996 eingetreten. Ab diesem Zeitpunkt sind im Schüttungsverlauf jahreszeitliche Schwankungen erkennbar. Die mittlere Schüttung im Beharrungszustand beträgt etwa 60 l/s.

## 4.2. Grundwasserspiegelmessungen

Zur Erkundung der geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse im Rahmen der Unterfahrung des Dösengrabens wurden zahlreiche Bohrungen abgeteuft (Fig. 17). Die als Pegel ausgebauten Bohrungen DÖ 5, DÖ 6, DÖ 6a, DÖ 7, DÖ 8, DÖ 9, DÖ 12 und DÖ 15 wurden in das Beweissicherungsmeßprogramm aufgenommen.

In den Bohrungen DÖ 6, DÖ 6a, DÖ 7 und DÖ 12 an der orographisch rechten Talflanke des Dösengrabens wurde vorwiegend Lockermaterial des Auernigbergsturzes, der in diesem Bereich die Tunneltrasse quert, erbohrt. Diese Bergsturzmasse zeigt sich als Blockwerk mit Einzelblöcken bis zu mehreren Metern Durchmesser, die in einer sandig-schluffigen Matrix eingebettet sind. In diesem inhomogenen Bergsturzmateriale konnte sich vor allem in durchlässigeren Schichten ein Bergwasserkörper ausbilden. Durch feinkörnig, schluffige, gut konsolidierte Schichten, die stauende Wirkung haben, konnte es zur Ausbildung lokaler, voneinander getrennter Grundwasserkörper kommen, wie etwa im Bereich der Bohrungen DÖ 6 und DÖ 6a, die nur wenige Meter voneinander entfernt liegen. Beim Vortrieb dieser Bohrungen konnten zwei Aquifere in unterschiedlicher Höhenlage, die durch eine mehrere Meter mächtige Schluffschicht getrennt waren, nachgewiesen werden.

Die Bohrungen DÖ 8 und DÖ 9 liegen rechts- bzw. linksufrig in unmittelbarer Nähe des Dösenbaches. Bei beiden Bohrungen sind nach einer geringmächtigen Lockergesteinsüberlagerung Prasinite aufgeschlossen worden.

In Bohrung DÖ 9 hat sich ein Grundwasserspiegel etwa in der Höhenlage des Dösenbaches eingestellt, in den rechtsufrig situierten Bohrungen DÖ 7 sowie DÖ 8 lag der Wasserspiegel einige Meter unter dem Bachniveau. Hinsichtlich der Genese der Entwässerung im Bereich des Dösengrabens läßt sich nach den angetroffenen Wasserständen feststellen, daß die orographisch rechte Seite in diesem Abschnitt den Dösenbach nicht unmittelbar als Vorfluter hat. Vielmehr ist die Vorflut für das in diesem Bereich abfließende Grundwasser (Hangwasser) erst weiter talauswärts zu suchen. Auf der orographisch linken Seite spiegelt hingegen der Wasserstand in Bohrung DÖ 9 die Höhe des Dösenbaches wider, weshalb für die in diesem Abschnitt abfließenden Hanggrundwässer der Dösenbach die unmittelbare Vorflut darstellt.

Diese Situation der unterschiedlichen Vorflutbedingungen entlang des Dösenbaches läßt sich durch eine postglaziale Talepigenese erklären (G. RIEDMÜLLER, 1993). Durch den Auernigbergsturz wurde der Dösenbach nach Abschmelzen des Gletschers an die linke Talseite, einige Zehnermeter höher als der postglaziale Talboden, gedrängt. Bei der späteren Tieferlegung des Gerinnebettes mußte sich der Dösenbach in den an-



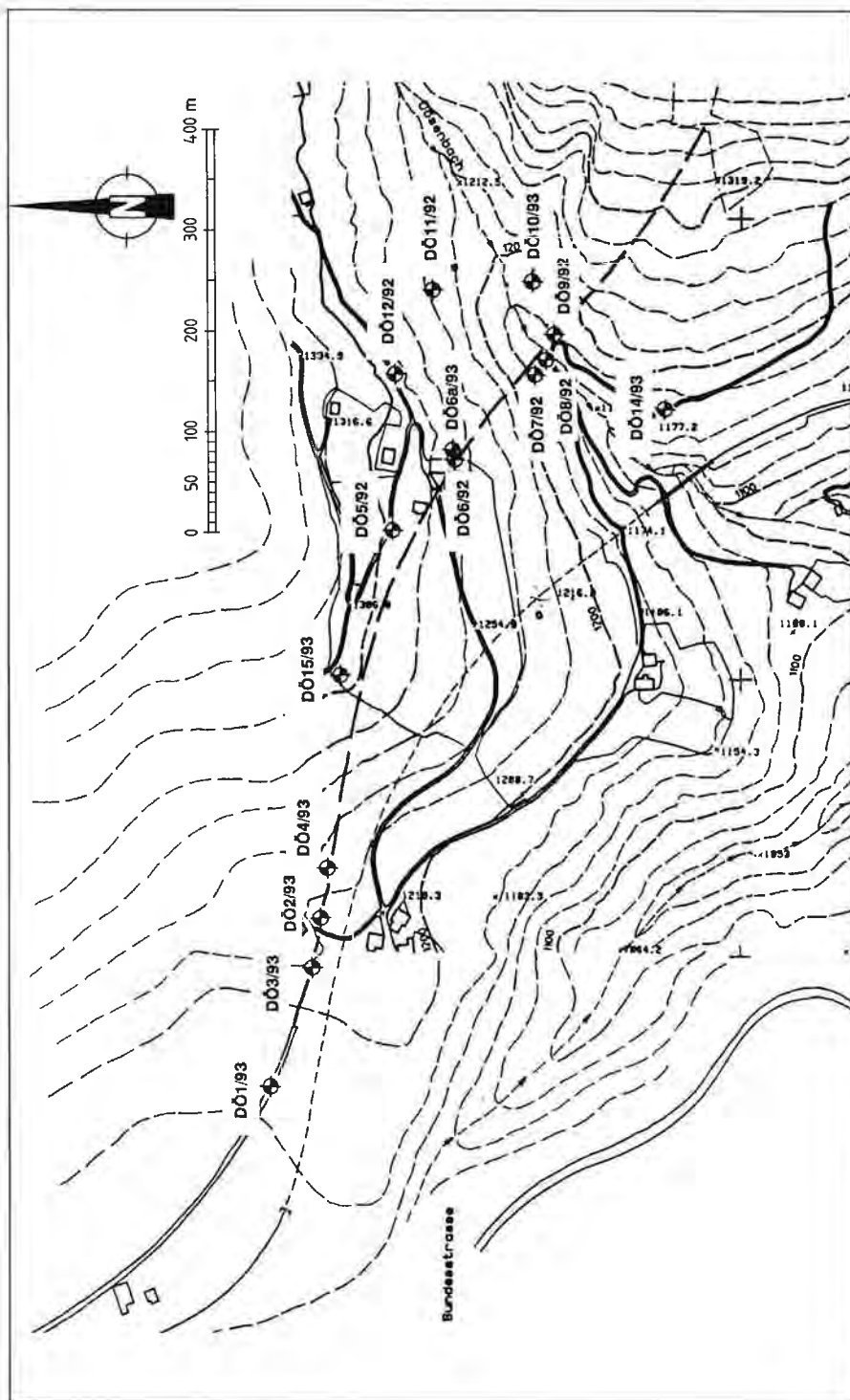


Fig. 17: Lage der Bohrungen im Bereich Dösengraben – Portal Malmütz (G. RIEDMÜLLER, 1993).  
 Location of boreholes in the area of Dösen river (G. RIEDMÜLLER, 1993).

stehenden Fels einschneiden. Die an der orographisch rechten Talflanke in dem Lockermaterial des Bergsturzes abfließenden Wasser können nicht auf direktem Wege in den Dösenbach gelangen, da dieser in den Prasiniten in größerer Höhenlage fließt. In Fig. 18 ist diese Situation deutlich zu sehen.

Die Ermittlung der Höhenlage des Grundwasserspiegels (Abstichmaß) in den Beobachtungspegeln erfolgte in ca. 14-tägigen Abständen. Für die Auswertung liegen mehrjährige geschlossene Meßreihen vor, sämtliche Meßwerte mit Ausnahme der Bohrung DÖ 15, an der meßtechnische Probleme auftraten, sind in Fig. 19 graphisch dargestellt.

Ohne Ausnahme ist an allen beobachteten Bohrungen seit Beobachtungsbeginn ein nahezu linearer Abfall des Bergwasserspiegels festzustellen. Dieser Rückgang ist offensichtlich auf die Abnahme der Niederschläge seit 1993 bis 1995, vor allem aber der Winterniederschläge und einer damit verbundenen geringeren Grundwasserneubildung zurückzuführen. Ab Juli 1996 kann man dann an nahezu allen Pegeln die Auswirkungen des

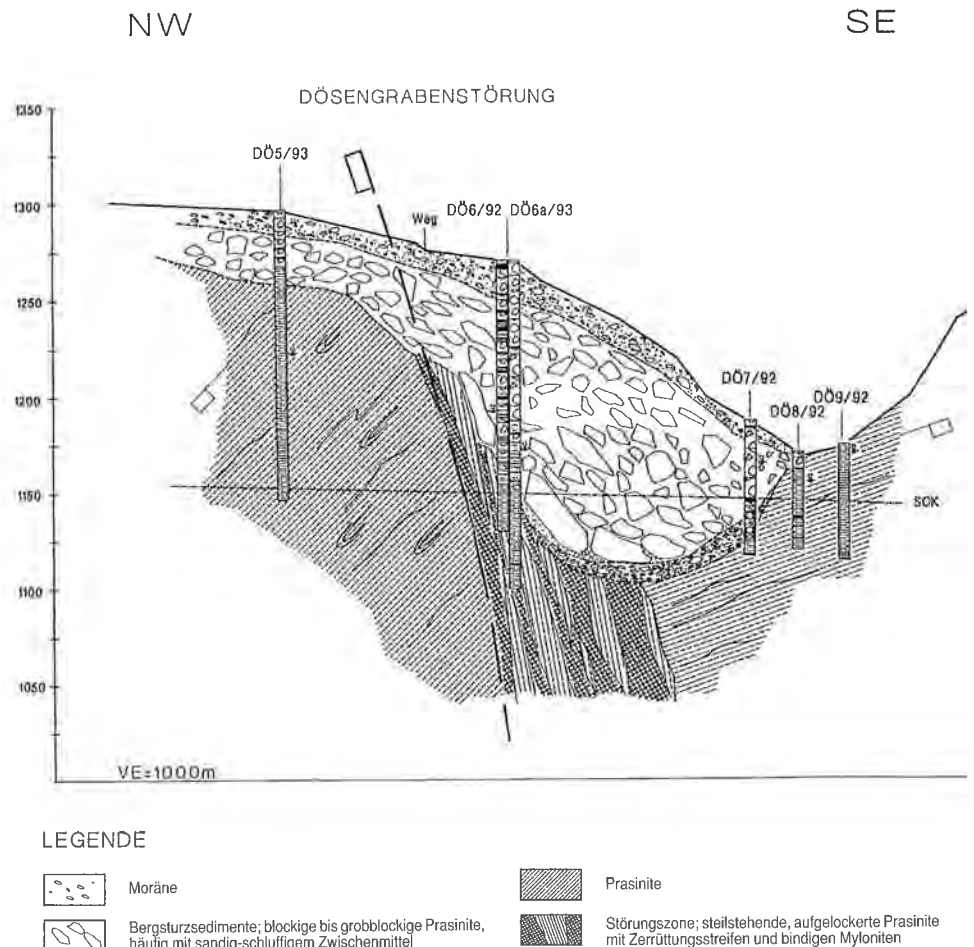


Fig. 18: Geologisches N-S-Profil im Bereich der Dösenbachunterfahrung (G. RIEDMÜLLER, 1993).  
Geological section from N to S in the area of Dösenbach valley.

Tunnelvortriebes durch einen deutlich stärkeren Wasserspiegelrückgang erkennen. Die Pegel DÖ 6, DÖ 6a, DÖ 7, DÖ 8 und DÖ 9 liegen auf der Tunnelachse und wurden durch den Vortrieb zerstört, das Wasser floß direkt in den Tunnel aus, eine Weiterführung der Messungen war nicht mehr möglich.

Die Pegel DÖ 5 und DÖ 12 liegen außerhalb der Tunnelachse, die Wasserstandsmessungen konnten daher weiter durchgeführt werden.

Der Pegel DÖ 12, etwa 150 m östlich der Tunnelachse, liegt zur Gänze im Bergsturzmaterial und in überlagerndem Hangschutt bzw. fluvioglazialen Sedimenten. Das durch den Tunnelvortrieb bedingte Auslaufen des Bergwassers beginnend mit Ende September 1996 erfolgt aufgrund der schlechten Durchlässigkeitsverhältnisse in den Bergsturzablagerungen relativ langsam, sodaß sich erst etwa ein Jahr später ein Beharrungszustand einstellen konnte. Die Absenkung des Bergwasserspiegels im Bereich des Pegels DÖ 12 beträgt seit Beginn der Beeinflussung durch den Tunnelvortrieb bis zum Erreichen eines annähernd stationären Zustandes ca. 13 m.

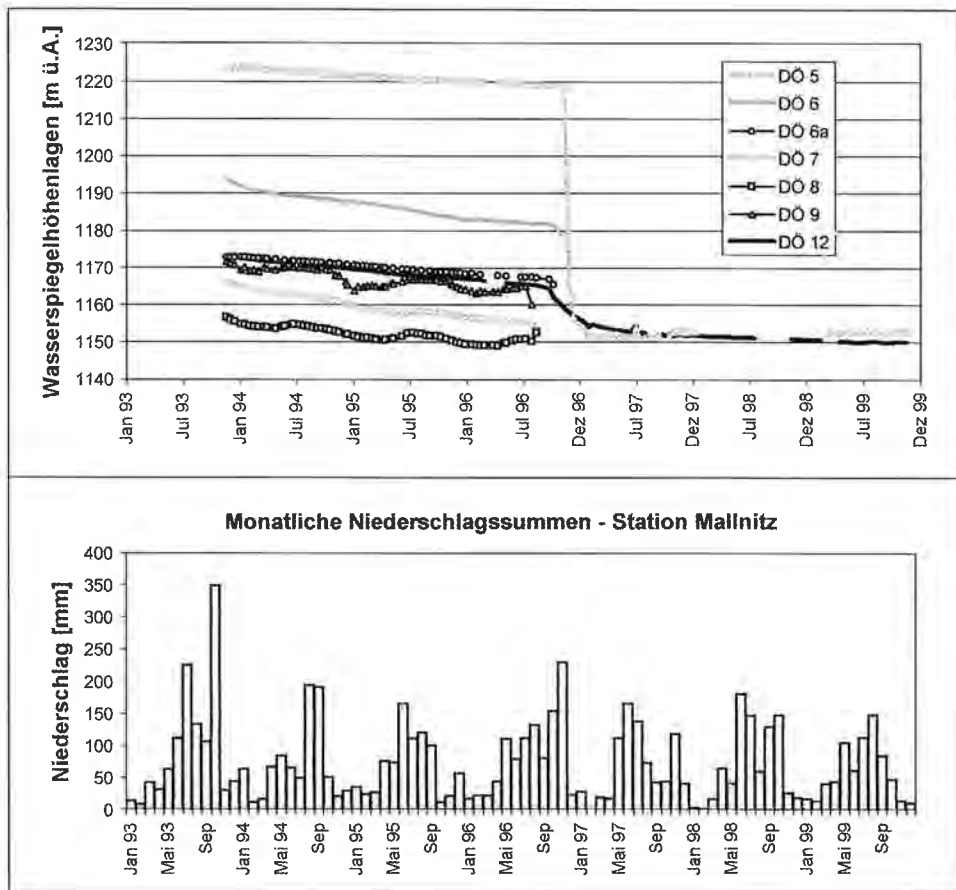


Fig. 19: Wasserspiegelhöhenlagen in den Bohrungen im Dösenal sowie monatliche Niederschlagssummen der Station Mallnitz.  
 Altitudes of water table from selected boreholes in the area of Dösen river, mean monthly precipitation from the rain gauge Mallnitz.

Wesentlich anders zeigt sich das Auslaufen des Bergwassers im Pegel DÖ 5, der nur wenige Meter nordöstlich der Tunnelachse liegt. Zum überwiegenden Teil wurde an diesem Pegel die Prasinit-Grünschieferfolge erbohrt, die Überdeckung durch Bergsturzablagerungen und Hangschutt bzw. fluvioglaziale Sedimente beträgt in diesem Bereich etwa 40 m. Sobald durch den Vortrieb das im Pegel DÖ 5 gemessene Bergwasser angefahren wurde (November 1996), kam es zu einem raschen Auslaufen des an die Auflockerungszonen gebundenen Bergwassers. Etwa zwei Monate später, Ende Jänner 1997, war bereits der Beharrungszustand erreicht. Die Absenkung des Bergwasserspiegels im Bereich des Pegels DÖ 5 in unmittelbarer Nähe zur Tunnelachse, seit eine Beeinflussung durch den Tunnelvortrieb erkennbar ist, betrug etwa 66 m.

Sowohl in Bohrung DÖ 5 als auch in Bohrung DÖ 12 stellte sich der neue Wasserspiegel mehr oder weniger auf das Niveau der Tunnelsohle ein.

### 4.3. Umweltisotope

#### 4.3.1. Datengrundlage

An den im Rahmen der Beweissicherung ausgewählten Quellaustritten wurden monatlich Proben für die hydrochemische bzw. isopenhydrologische Laboranalyse gezogen. Für die Quellaustritte des Untersuchungsabschnittes Kaponig stehen für die Isotopenauswertung geschlossene Meßreihen von ca. sechs Jahren (Juli 1993 bis April 1999) mit monatlichen Beprobungsintervallen zur Verfügung, für die Quellaustritte im Bereich des Dösengrabens kann auf Meßreihen der  $^{18}\text{O}$ -Gehalte von ca. fünf Jahren (Dezember 1994 bis November 1999) zurückgegriffen werden.

Sämtliche Probenwässer wurden auf ihren  $^{18}\text{O}$ -Gehalt analysiert, von ausgewählten Quellaustritten sowie von Stollenwasserzutritten, von denen man annehmen konnte, daß sie eine längere Verweildauer im Untergrund aufweisen, wurden monatlich Proben entnommen und auf ihren Tritiumgehalt untersucht.

#### 4.3.2. Auswertung der Tritiumanalysen

Zur altersmäßigen Differenzierung von Wässern kann neben dem stabilen Umweltisotop  $^{18}\text{O}$  auch das radioaktive Umweltisotop Tritium ( $^3\text{H}$ ) verwendet werden, wobei der Tritiumgehalt im wesentlichen Wässer charakterisiert, die aus Niederschlägen seit dem Jahre 1953 gebildet werden. Das Tritium gelangte durch Kernwaffenversuche in die Atmosphäre, wobei es im Jahre 1963 zu einer maximalen Erhöhung der Monatsmittel der  $^3\text{H}$ -Konzentrationen auf das Tausendfache der natürlichen  $^3\text{H}$ -Gehalte kam. Mit Hilfe von Modellvorstellungen über die Grundwasserbewegung kann unter Berücksichtigung der Inputverhältnisse (monatlicher  $^3\text{H}$ -Gehalt der Niederschläge über einen längeren Zeitraum) und der gemessenen  $^3\text{H}$ -Konzentrationen von Quellwässern eine altersmäßige Differenzierung vorgenommen werden.

Die Tritiumverläufe der Quellen TBK 7, TBK 10 und TBK 15 sind in Fig. 20 graphisch dargestellt. Alle drei Quellen weisen eine deutliche Abnahme des Tritiumgehaltes im Beobachtungszeitraum 1993 bis 1998 auf. Im Vergleich zu den Austritten TBK 7 und TBK 15 zeigt der Austritt TBK 10 jahreszeitliche Schwankungen auf, die bestimmten Abflußereignissen zugeordnet werden können. In Fig. 21 ist zusätzlich zur Tritiumganglinie der Quelle TBK 10 die  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie sowie der Schüttungsverlauf dieser Quelle dargestellt. Zur Zeit der Abflußmaxima infolge der Schneeschmelze oder nach ergiebigen Niederschlagsereignissen ist an der Tritiumganglinie zeitgleich ein Absinken bemerkbar. Dieser Tritiumverlauf weist auf abfließende Frischwasseranteile während dieser

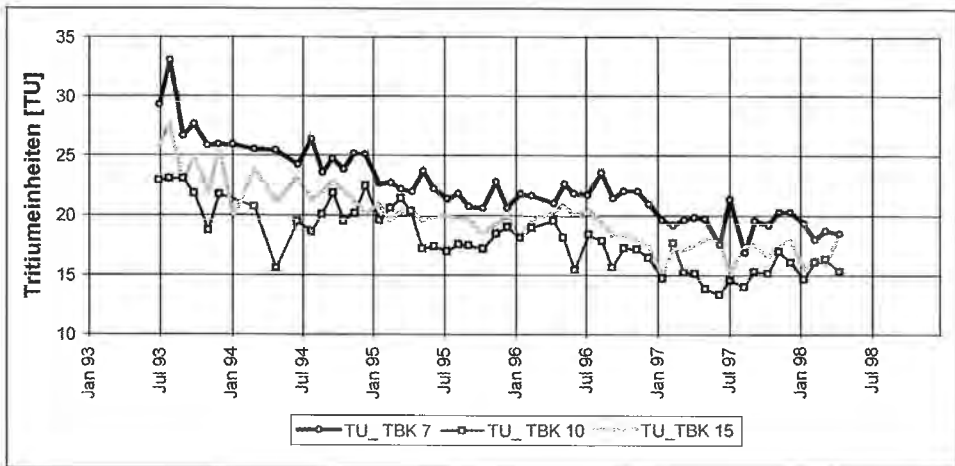


Fig. 20: Tritiumganglinien der Quellen TBK 7, TBK 10 und TBK 15.  
Tritium content of selected springs.

Abflußereignisse hin. In einigen Fällen ist diese Erscheinung in abgeschwächter Form auch im  $^{18}\text{O}$ -Verlauf zu sehen. Der typische jahreszeitliche  $^{18}\text{O}$ -Verlauf mit einem ausgeprägten Winterminimum und einem Sommermaximum wird durch einen generellen Anstieg der  $^{18}\text{O}$ -Konzentrationen bis etwa Jahresmitte 1997 überlagert. Sowohl die  $^3\text{H}$ -Ganglinie als auch die  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie weisen jedoch im Vergleich zu anderen Quellen ein relativ ruhiges und ausgeglichenes Schwankungsverhalten auf, woran man sieht, daß das Wasser dieses Austrittes einem gut gespeicherten Aquifer entspringt.

Der Tritiumgehalt von ausgewählten Stollenwässern ist in der Fig. 22 im Vergleich zur Quelle TBK 10 dargestellt. In der Zeit von Juni 1995 bis Jahresende 1996 war der Erkundungsstollen nicht begehbar, aus diesem Grunde ist im Verlauf des Tritiumgehaltes der Stollenwässer eine Meßlücke entstanden. Die beobachteten Stollenwässer (die Be-

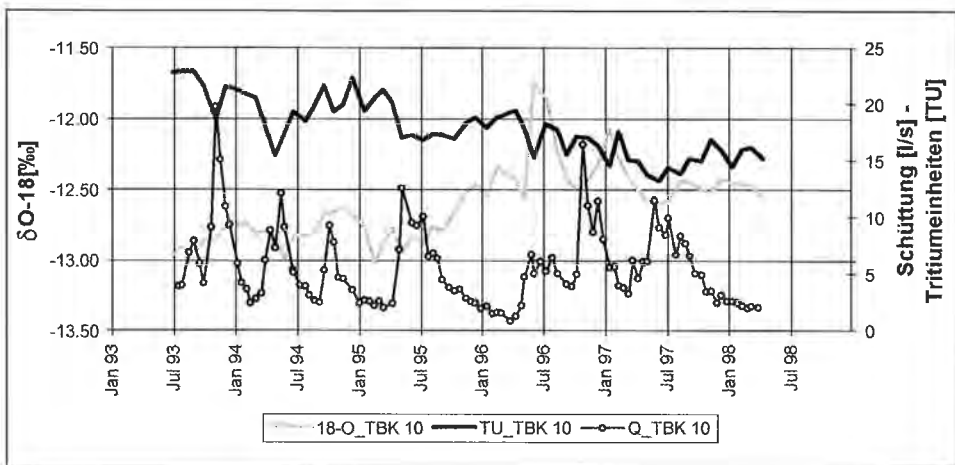


Fig. 21: Schüttungsganglinie,  $^{18}\text{O}$ - und Tritiumganglinie der Quelle TBK 10.  
Discharge hydrograph,  $^{18}\text{O}$  and tritium graph of spring TBK 10.

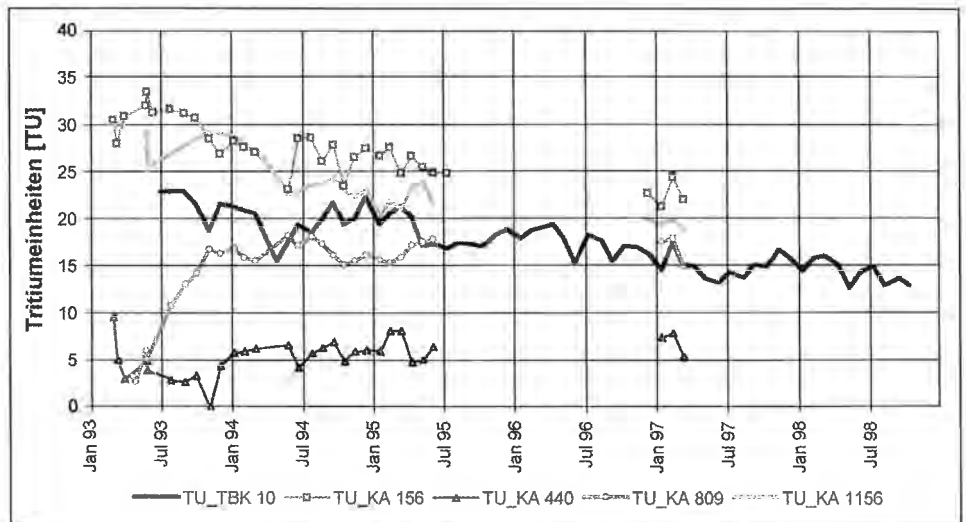


Fig. 22: Tritiumgehalt der Quelle TBK 10 im Vergleich zu ausgewählten Stollenwasserzutritten.  
Tritium content of spring TBK 10 compared to selected springs in the tunnel.

zeichnungen der Stollenwasserzutritte geben die Stationierung in m ab Tunnelportal Kaponig an) unterscheiden sich deutlich vom Austritt TBK 10. Die Absolutgehalte der Stollenwässer weisen große Unterschiede auf, sie reichen in den Mittelwerten von 5 TU bis etwa knapp 30 TU. Die Stollenwässer KA 440 und KA 809 zeigen eine ansteigende Tendenz, an den Stollenwässern KA 156 sowie KA 1156 ist eine abnehmende Tendenz, ähnlich den beobachteten Quellaustritten obertags, festzustellen. Beim Anfahren des Zutrittes KA 809 kam es ursprünglich zu einem Ausfließen von nahezu tritiumfreiem, altem Wasser. Ein steiler Anstieg der Tritiumganglinie zeigt, daß mit Jahresende 1993 dieser Wasseranteil ausgeflossen sein dürfte, in der Folge pendelte sich ein Tritiumwert zwischen 15 TU und 18 TU ein, der auf den Abfluß deutlich jüngeren Wassers hinweist.

Unter Einbeziehung des Tritiuminputs und der Tritiummeßwerte der Quell- und Stollenwässer wurden Altersbestimmungen vorgenommen. Die Berechnungen wurden von Dr. P. MALOSZEWSKI, Institut für Hydrologie der GSF München, Neuherberg, durchgeführt. Für den Input mußte auf die monatlichen Tritiumanalysen der Niederschlagsstation Villacher Alpe (Tritiummonatsmittel), von der Langzeitmeßreihen vorliegen, zurückgegriffen werden. Für die Altersbestimmung fand das Dispersionsmodell Anwendung, da man annehmen kann, daß die Infiltration des Niederschlags nicht gleichmäßig über das gesamte Einzugsgebiet erfolgt, sondern sich in bevorzugten Infiltrationszonen abspielt. Bei dieser Modellberechnung wird der Dispersionsparameter so variiert, bis die beste Übereinstimmung einer konstruierten Anpassungskurve mit der gemessenen Tritiumkurve gefunden wird. In Fig. 23 ist die Anpassungskurve des Austrittes TBK 10 (oben) sowie die des Stollenzutrittes KA 440 (unten) dargestellt. Diese Kurven stellen die beste Anpassung dar und sind schon für die jeweilige mittlere Verweilzeit (T) berechnet. Wie aus Tab. 2 anhand der Spalte QM hervorgeht, sind die Anpassungen ausgesprochen gut, mit einer einzigen Ausnahme (KA 440) weichen sämtliche angepaßten Kurven von den gemessenen Kurven nur um etwa 1 % ab. Die gute Anpassung ist auch am kleinen  $\sigma$ -Wert um etwa 0,25 TU, der mittleren Abweichung vom Meßwert und dem Anpaßwert, abzulesen. Für den Austritt KA 809 konnten diese

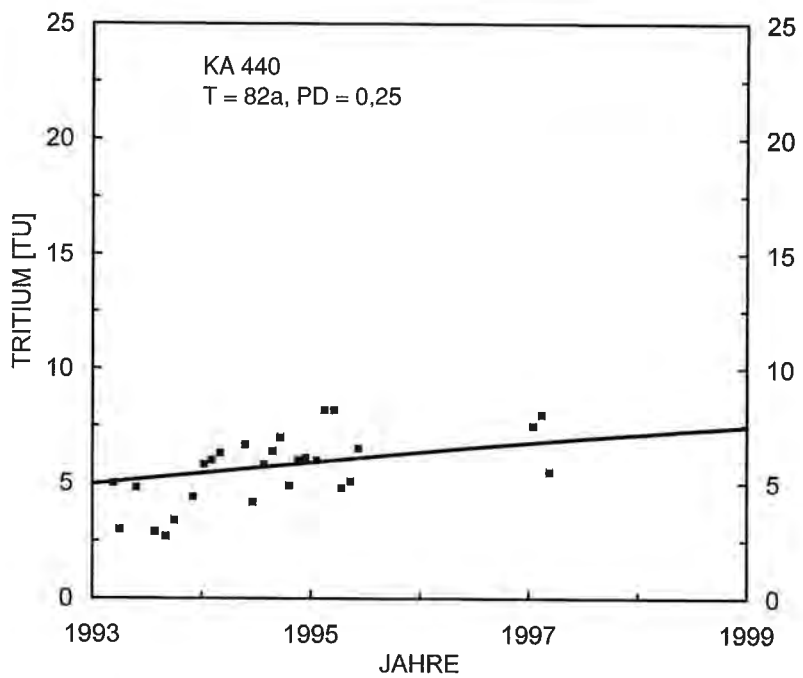
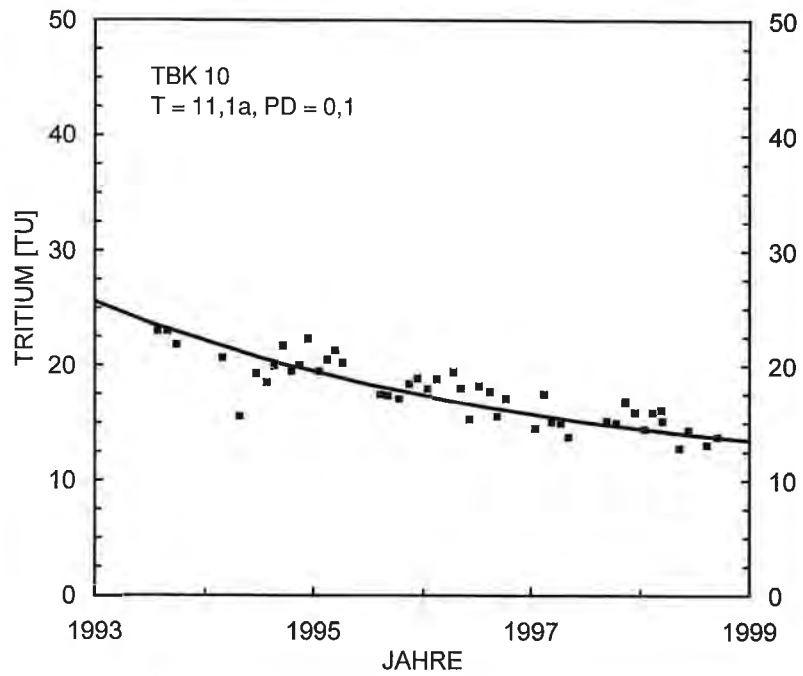


Fig. 23: Tritiumanpassungslinien für bestimmte Verweildauern der Quelle TBK 10 sowie des Stollenwasserzutrittes KA 440.  
*Fitted tritium curves for certain mean transit times of spring TBK 10 and KA 440.*

Tab. 2: Ergebnisse der Altersdatierung ausgewählter Wässer aus Tritiumdaten unter Verwendung des Dispersionsmodells.

*Mean transit times from selected springs determined by use of the tritium dispersion model.*

Meßstelle	T (Jahre)	PD	$\sigma$ (TU)	QM (%)
TBK 7	11,8	0,25	0,20	0,8
TBK 10	11,1	0,10	0,22	1,0
TBK 15	11,8	0,10	0,22	1,0
KA 156	12,6	0,25	0,32	1,1
KA 440	82	0,25	0,25	3,6
KA 809	120	0,50		
KA 1156	10	0,50	0,23	0,9
T	mittlere Verweilzeit des Wassers in Jahren			
PD	Dispersionsparameter			
$\sigma$	mittlere Standardabweichung der einzelnen Messungen in TU			
QM	Qualität der Anpassung, Unterschied zwischen Meßkurve und Anpaßkurve (Mittelwert über die Beobachtungszeit) in %			

Berechnungen nicht über die gesamte Beobachtungsdauer durchgeführt werden, da an diesem Austritt zu Beginn älteres Wasser abgeflossen ist.

Bei annähernd gleichen geologischen Verhältnissen der unterschiedlichen Quelleinzugsgebiete, kann der gefundene Dispersionsparameter Auskunft über das Einzugsgebiet geben. Generell kann gesagt werden, daß kleine PD-Werte homogenen Systemen entsprechen, große PD-Werte hingegen lassen auf heterogene Systeme schließen. Bei der Wasserbewegung im Untergrund spielen jedoch weitere Faktoren, wie etwa die Heterogenität des Inputs (Verteilung und Größe der Infiltrationsfläche in Bezug auf das gesamte Einzugsgebiet) oder die Mächtigkeit des Aquifers, eine große Rolle, die den PD-Wert beeinflussen können.

Wie Tab. 2 zu entnehmen ist, konnten für die Quellen TBK 7, TBK 10 und TBK 15 eine mittlere Verweildauer des Wassers im Untergrund von ca. 11–12 Jahren errechnet werden. Die Wässer, die im Tunnel im Bereich des Störungsbereiches zwischen etwa 1100 und 1200 m austreten, entsprechen hinsichtlich ihres Alters den vorhin erwähnten Quellaustritten. Für die Stollenzutritte TBK 440 und TBK 809 konnte eine mittlere Verweildauer von 82 Jahren bzw. 120 Jahren errechnet werden. Bei diesen Wässern handelt es sich um Austritte im Stollen, die durch den Tunnelvortrieb angefahren wurden und aus extrem langsam fließenden bzw. stagnierenden Systemen stammen. Die hohe Verweilzeit dieser Wässer im Untergrund ist auch in Fig. 23 dadurch abzulesen, daß die Anpassungsgerade eine eindeutig steigende Tendenz aufweist, wie sie nur möglich sein kann, wenn das Wasser aus einer Zeit vor den Kernwaffenversuchen zu Beginn der 50er Jahre stammt.

Bei der errechneten Verweildauer des Wassers im Untergrund muß jedoch erwähnt werden, daß es sich um eine mittlere Verweildauer handelt und daß Wässer eines bestimmten Alters auch eine mehr oder weniger große junge Komponente enthalten.

#### 4.3.3. Auswertung der $^{18}\text{O}$ -Analysen

Das Umweltisotop  $^{18}\text{O}$  wird bei hydrologischen Untersuchungen aufgrund des in natürlichen Wässern unterschiedlich konzentrierten Vorkommens verwendet. Die Unterschiede in den  $^{18}\text{O}$ -Gehalten der Niederschläge sind durch temperaturabhängige



Isotopengehaltsänderungen bei der Kondensation und der Verdunstung des Wassers bedingt, wobei einerseits ein Temperatureffekt, andererseits ein Höheneffekt verursacht wird. Der Temperatureffekt äußert sich durch ein Maximum des Isotopengehaltes der Niederschläge in der warmen Sommerzeit bzw. durch ein kältebedingtes Minimum in den Wintermonaten. Dieser jahreszeitliche Unterschied ist an den Quellabflüssen mehr oder weniger gut ausgeprägt bzw. mit einer geringeren oder größeren Verzögerung erkennbar. Aufgrund der Ausbildung sowie des zeitlichen Auftretens von Extremwerten können bei Vorliegen längerer Meßreihen Aussagen darüber gemacht werden, ob an einem Quellaustritt z. B. ein hoher Anteil an Schneeschmelzwasser abfließt oder ob es sich um abfließendes Niederschlagswasser, etwa von Sommerniederschlägen, handelt. Zusätzlich zu diesem Temperatureffekt ist die jährliche Schwankungsbreite des  $^{18}\text{O}$ -Gehaltes ein Maß der Verweilzeit des Wassers im Untergrund.

Neben diesen jahreszeitlichen Unterschieden des Isotopengehaltes der Niederschläge kommt es auch zu einer höhenbedingten Änderung des Isotopengehaltes, die sich dadurch äußert, daß die  $^{18}\text{O}$ -Gehalte mit zunehmender Höhenlage mehr oder weniger linear abnehmen. Bei Kenntnis dieser Abnahme ist es möglich, über gesicherte Mittelwerte einer Langzeitbeobachtung mittlere Einzugsgebietshöhen von Quellwässern zu errechnen.

Aus den mehrjährigen geschlossenen  $^{18}\text{O}$ -Meßreihen lassen sich repräsentative Mittelwerte bilden, aus denen Zuordnungen von Einzugsgebieten zu bestimmten Höhenlagen vorgenommen bzw. Rückschlüsse auf die Speicherung von Wässern im Untergrund gezogen werden können.

Für die Ermittlung von Einzugsgebietshöhen bestimmter Quellen ist die Kenntnis des vertikalen Isotopengradienten eine Grundvoraussetzung. Die Erfassung der höhenbedingten Abnahme des Isotopengehaltes kann einerseits über zwei Niederschlagsstationen in unterschiedlicher Höhenlage, deren Niederschlagswasser auf den  $^{18}\text{O}$ -Gehalt analysiert wird, erfolgen. Dies ist im gegenständlichen Fall wegen des Fehlens geeigneter Stationen nicht durchführbar. Eine weitere Möglichkeit, die Abnahme des  $^{18}\text{O}$ -Gehaltes mit der Höhe zu berechnen, ist die Zuhilfenahme einer sogenannten „Eichquelle“, von der die mittlere Höhenlage des Einzugsgebietes bekannt ist. Durch den Wert der mittleren Einzugsgebietshöhe dieser Eichquelle wird eine Gerade mit einer angenommenen Abnahme gelegt.

Für die ersten Auswertungen wurde als Eichquelle die in größerer Höhe austretende Quelle TBK 17, von der die mittlere Einzugsgebietshöhe gut bestimmt werden konnte, herangezogen. Im Rahmen der Auswertungen für Quellen im Einzugsgebiet des Kaponigbaches wurden die  $^{18}\text{O}$ -Mittelwerte aller anderen Quellen auf diese Einzugsgebietshöhe unter der Annahme einer Abnahme des  $^{18}\text{O}$ -Gehaltes von 0,25 ‰ je 100 m Seehöhe, einem Erfahrungswert aus vergleichbaren Untersuchungen im Südkärntner Raum, bezogen. Im Zuge weiterer Untersuchungen zeigte sich, daß TBK 17 aufgrund seiner Austrittshöhe, seines jahreszeitlichen  $^{18}\text{O}$ -Schwankungsverhaltens und seiner Speichereigenschaften keinen repräsentativen Austritt zur Berechnung der Einzugsgebietshöhen sämtlicher anderer Quellen darstellt. Aus diesem Grunde wurden für die höhenmäßige Zuordnung von Einzugsgebieten der Quellen im Bereich Kaponig die  $^{18}\text{O}$ -Analysen des Kaponigbaches, von dem die mittlere Höhe des Einzugsgebietes genau bestimmbar ist, herangezogen. Der Kaponigbach wurde über mehrere Jahre in monatlichen Abständen im Bereich oberhalb des Einlaufbauwerkes zum KW Obervellach beprobt. Das Kaponigbachwasser als Gesamtabfluß aus diesem Einzugsgebiet stellt einen repräsentativen Querschnitt als Berechnungsgrundlage von Einzugsgebietshöhen für unterschiedlichste Quelltypen dar. Für die Auswertungen im Bereich des Dösengrabens wurden auf dieselbe Weise die  $^{18}\text{O}$ -Analysen des Dösenbaches herangezogen.

Im Rahmen von Detailuntersuchungen einzelner Quellen stellte sich heraus, daß der Austritt DB 5 im Dösengraben durchaus als Eichquelle verwendet werden kann.

Wie aus Fig. 24 zu entnehmen ist, liegt der Austritt DB 5 sehr knapp unterhalb der Isotopengeraden, die mittels der Werte des Dösenbachwassers konstruiert wurde. Dies bedeutet, daß sich das Einzugsgebiet dieser Quelle im unmittelbaren Bereich oberhalb des Austrittes befinden muß. Eine überschlägige Wasserbilanzberechnung für diesen Austritt zeigt, daß sich die Einzugsgebietsgröße auf etwa 0,003–0,005 km<sup>2</sup> beschränkt und folglich nur wenige Zehnermeter über dem Quellaustritt anzusetzen ist. Legt man nun die Isotopengerade mit der definierten Abnahme von 0,25 ‰/100 m durch die mittlere Einzugsgebietshöhe dieser Quelle, kann man ersehen, daß sich diese Gerade mit der des Dösenbachwassers nahezu deckt. Aufgrund der Tatsache, daß die mittlere Einzugsgebietshöhe des Dösenbaches im Vergleich zur Einzugsgebietshöhe der Quelle DB 5 einen relativ großen Höhenunterschied aufweist, besteht die Möglichkeit, den angenommenen vertikalen Isotopengradienten (Abnahme: 0,25 ‰/100 m) zu überprüfen. Aus den unterschiedlichen Einzugsgebietshöhen (DB 5: mittlere Höhe des Einzugsgebietes ca. 1600 m, Dösenbach: mittlere Höhe des Einzugsgebietes 2150 m) sowie aus den <sup>18</sup>O-Mittelwerten der Langzeitbeprobung errechnet sich ein Gradient von 0,26 ‰/100 m, woran man die Richtigkeit des angenommenen Gradienten von 0,25 ‰/100 m ersehen kann.

In den Fig. 24–26 sind die <sup>18</sup>O-Mittelwerte ausgewählter Quellen sowie der Stollenwasserzutritte, von denen genügend lange Meßreihen vorliegen, unter Berücksichtigung ihrer Austrittshöhe in Bezug zur Steigungsgerade (abgeleitet von den <sup>18</sup>O-Daten des Kaponigbaches sowie des Dösenbaches) aufgetragen. Aus diesen Darstellungen lassen sich für alle Austritte die jeweiligen mittleren Einzugsgebietshöhen ablesen.

In den Tab. 3, 4 und 5 sind für bestimmte Quellgruppen bzw. Zutrittsbereiche im Tunnel die jeweiligen berechneten mittleren Höhenlagen der Einzugsgebiete zusammengefaßt.

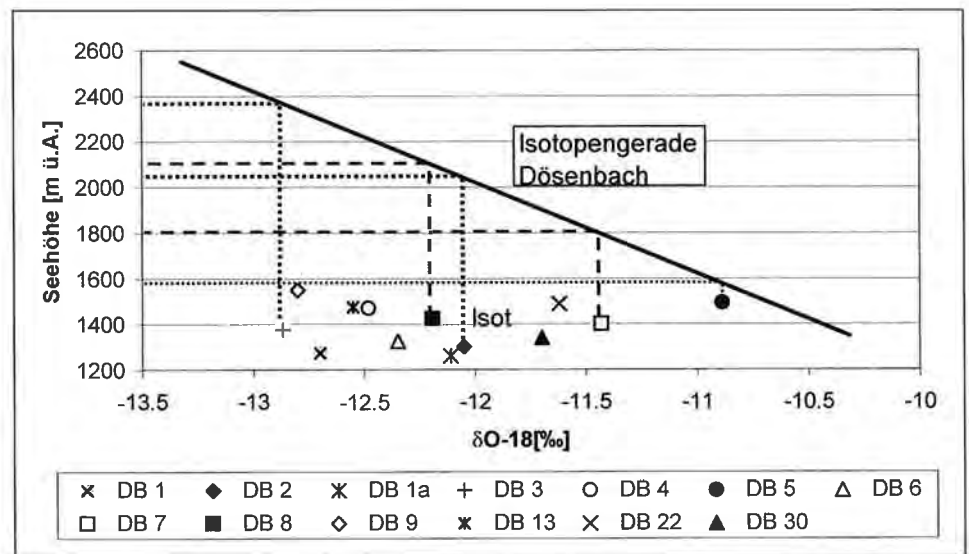


Fig. 24: Zuordnung von mittleren Einzugsgebietshöhen zu ausgewählten Quellen im Dösengebiet.  
Determination of mean altitudes of catchment areas of selected springs in Dösen valley.

Wie aus Tab. 3 hervorgeht, haben die im Bereich Obervellach austretenden Quellen das niedrigste Einzugsgebiet. Diese Quellen dürften den Südabhang des Kaponigs (Bereich Kuchlwald, Sonnseitenwald) entwässern. Deutlich höher reicht das Einzugsgebiet der Quellen, die im Bereich des Hirschheges nördlich von Räuflach situiert sind. Inner-

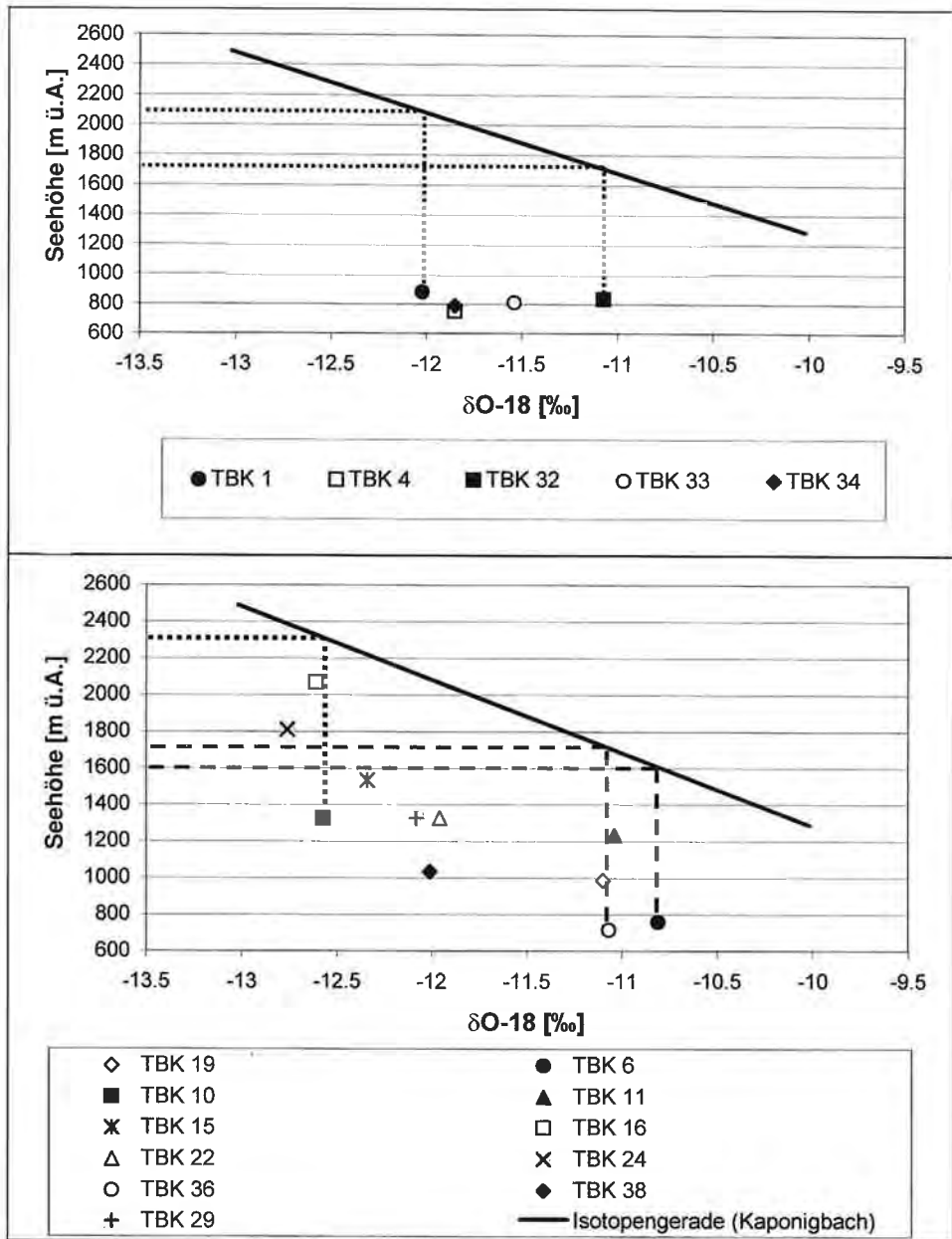


Fig. 25: Zuordnung von mittleren Einzugsgebietshöhen zu Quellen aus dem Bereich Kaponig.  
Determination of mean altitudes of catchment areas of selected springs from Kaponig area.

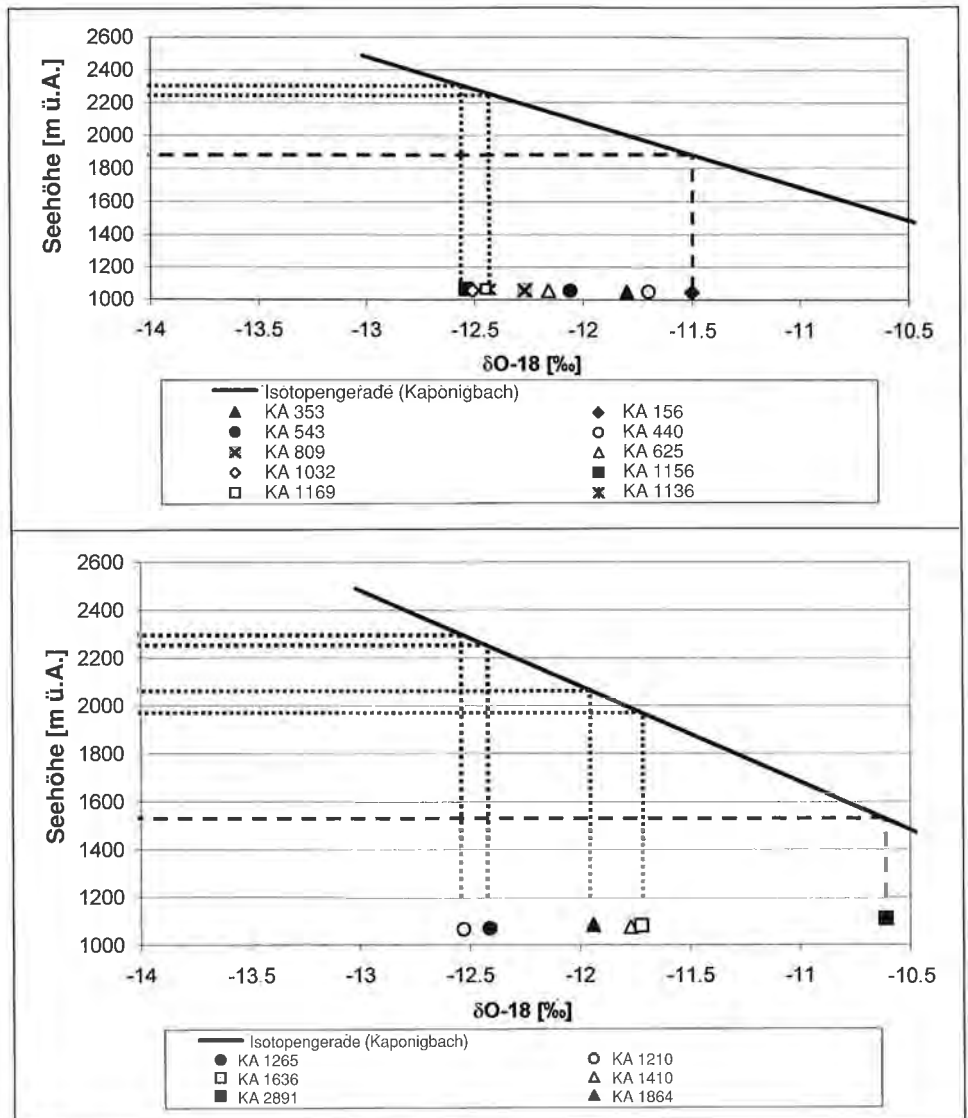


Fig. 26: Zuordnung von mittleren Einzugsgebietshöhen zu ausgewählten Stollenwasserzutritten.  
 Determination of mean altitudes of catchment areas of selected springs in the Kaponig tunnel.

halb dieser Quellgruppe ist wiederum eine deutliche Differenzierung der Einzugsgebietshöhen feststellbar. Die am tiefsten austretenden Quellen haben aufgrund ihrer  $^{18}\text{O}$ -Gehalte das höchst gelegene Einzugsgebiet.

Obwohl die ergiebig schüttenden Quellen TBK 10 und TBK 15 in relativ niedrigen Höhenlagen zu finden sind, reicht ihr mittleres Einzugsgebiet in große Höhen bis in den Bereich des Sickerkopfes.

Die zahlreichen unterhalb der Kaponigwiesen austretenden Quellen beziehen ihr Wasser ebenfalls aus großen Höhenlagen.

Tab. 3: Mittlere Einzugsgebietshöhen von ausgewählten Quellbereichen im Untersuchungsgebiet Kaponig.  
*Mean altitudes of catchment areas of selected springs (Kaponig).*

Quellbereiche	mittlere Einzugsgebietshöhen (Seehöhe m ü.A.)
Hirschgehege (TBK 1, 2, 4, 32, 33, 34)	ca. 1700–2100
Austritte Kaponiggraben (TBK 10, 15)	ca. 2200–2300
Austritte Obervellach (TBK 5, 6, 7, 25, 36)	ca. 1600–1700
Austritte Kaponig (TBK 13, 22, 24, 27, 28)	ca. 2200–2300
Austritte Kaponigwiesen (TBK 16)	ca. 2300
Austritte Lassach (TBK 38)	ca. 2100

Tab. 4: Mittlere Einzugsgebietshöhen von ausgewählten Quellbereichen im Untersuchungsgebiet Dösen.  
*Mean altitudes of catchment areas of selected springs (Dösen).*

Quellbereiche	mittlere Einzugsgebietshöhen (Seehöhe m ü.A.)
DB 1, 1a, 3, 4	ca. 2050–2350
DB 2	ca. 2050
DB 5	ca. 1600
DB 6	ca. 2150
DB 7, 8, 22	ca. 1800–2100
DB 9, 13	ca. 2250–2350
DB 30	ca. 1900

Tab. 5: Mittlere Einzugsgebietshöhen von ausgewählten Zutrittsbereichen im Kaponigtunnel.  
*Mean altitudes of catchment areas of selected springs in the Kaponig tunnel.*

Zutrittsbereiche im Tunnel (Stationierung in m ab Portal Kaponig)	mittlere Einzugsgebietshöhen (Seehöhe m ü.A.)
156–330	ca. 1900–2000
543–809	ca. 2100–2200
1032–1156	ca. 2300
1210–1265	ca. 2300
1410–1864	ca. 2000–2100
2891	ca. 1500

Die jeweiligen berechneten mittleren Höhenlagen der Einzugsgebiete für bestimmte Quellgruppen im Bereich des Dösenbachtals sind in Tab. 4 zusammengefasst.

Wie in Tab. 4 ersichtlich, weisen die beobachteten Quellen eine relativ große Streuung hinsichtlich ihrer Einzugsgebietshöhen auf. Das niedrigste Einzugsgebiet hat DB 5 mit etwa 1600 m Höhe.

Wie schon erwähnt, kann das Wasser dieser Quelle (mittlere Schüttung < 0,1 l/s) nur aus einem lokal begrenzten Gebiet knapp oberhalb ihres Austrittes stammen. Die Einzugsgebiete der übrigen Quellen liegen durchwegs über 2000 m Seehöhe. Die Quellen DB 1, 1a, 2, 3 und 4 entwässern die Südflanke des Auernig sowie das Gebiet zwi-

schen Auernig und Törlkopf. Die Einzugsgebiete der weiter taleinwärts austretenden Quellen DB 6, 7, 8, 9, 13 und 22 reichen ebenfalls in Seehöhen zwischen 1800 und nahezu 2400 m hinauf. Diese Quellen repräsentieren den Abfluß vom Dösner Schönberg südlich des Törlkopfes.

Die Zuordnung der Höhen der Einzugsgebiete der Stollenwasserzutritte (Tab. 5) zeigt eine eindeutige Abhängigkeit von der Stationierung des Zutrittes im Tunnel bzw. von der Mächtigkeit der Überlagerung. Die mittlere Einzugsgebietshöhe der Stollenzutritte bis etwa Stationierung 300 liegt knapp unter 2000 m Seehöhe, den Zutritten im Tunnel bis zur Stationierung 1265 ist eine mittlere Einzugsgebietshöhe um etwa 2300 m zuzuordnen. Diese Einzugsgebietshöhe entspricht etwa der Höhenlage der Einzugsgebiete der Austritte TBK 10 und TBK 15. Die Wässer, die in diesem Abschnitt des Tunnels austreten, stammen aus dem Bereich des Sickerkopfes. Ab der Stationierung 2300 nimmt die Mächtigkeit der Überlagerung des Tunnels wieder ab, die Zutritte zwischen Stationierung 1410 und 1864 haben ein eindeutig niedrigeres Einzugsgebiet, die Einzugsgebietshöhe des Stollenwasserzutrittes bei Stationierung 2891 liegt um weitere 500 m niedriger.

Neben der höhenmäßigen Zuordnung von Einzugsgebieten bestimmter Quellen können über die jahreszeitlichen  $^{18}\text{O}$ -Gänge Aussagen hinsichtlich der Verweildauer der Wässer im Untergrund getroffen werden. Infiltrierende Niederschlagswässer erfahren auf dem Fließweg zum jeweiligen Wiederaustritt an Quellen je nach Sicker- bzw. Fließgeschwindigkeit eine mehr oder weniger große Dämpfung der Amplitude, weiters kommt es in Abhängigkeit von der unterirdischen Fließgeschwindigkeit zu zeitlichen Verschiebungen der jahreszeitlich bedingten Peaks.

Da im Rahmen der gegenständlichen Untersuchungen die einzelnen Niederschlagsereignisse nicht auf ihren  $^{18}\text{O}$ -Gehalt analysiert wurden, können zur Beurteilung kurzfristig gespeicherter Wässer nur Vergleiche mit  $^{18}\text{O}$ -Verläufen von Oberflächengerinnen, die am ehesten kurzfristig gespeicherte Wässer repräsentieren, durchgeführt werden.

Bei der Betrachtung der  $^{18}\text{O}$ -Ganglinien von Quellwässern konnte festgestellt werden, daß die Wässer, denen aufgrund ihrer Tritiumgehalte eine mehrjährige mittlere Verweildauer im Untergrund attestiert wurde, in ihrem  $^{18}\text{O}$ -Gang einen deutlich ansteigenden Trend seit Beobachtungsbeginn im Sommer 1993 bis etwa zum Sommer 1996 aufweisen (P. RAMSPACHER & E. STROBL, 1999).

Dieser Trend ist vor allem an den Ganglinien der Quellen TBK 5, 6, 7, 10 und 15 sowie an mehreren Austritten im Dösengraben zu sehen. Dieser generelle Anstieg der  $^{18}\text{O}$ -Gehalte über mehrere Jahre dürfte auf einen Anstieg der  $^{18}\text{O}$ -Gehalte der Niederschläge zurückzuführen sein. Zur Klärung dieses Phänomens wurden die Langzeitmessungen des  $^{18}\text{O}$ -Inputs einer vergleichbaren Station (Villacher Alpe) mit den Langzeitmessungen der Quellbeobachtung verglichen.

In Fig. 27 sind die Monatsmittel der  $^{18}\text{O}$ -Gehalte der Niederschläge der Station Villacher Alpe seit dem Jahre 1980 dargestellt. Aufgrund der extremen jahreszeitlichen Schwankungsbreite, sind der Anschaulichkeit wegen, die Isotopengehalte der Niederschläge in Form eines dreifach gebildeten gleitenden Mittels über 12 Monate dargestellt. Durch diese Art der Darstellung ist in den Niederschlägen dieser Station ebenfalls ein deutlich ansteigender Trend in der Zeit zwischen 1987 und 1994 zu sehen. Als Vergleich dazu sind die  $^{18}\text{O}$ -Ganglinien der Austritte TBK 10 und DB 5, stellvertretend für das Untersuchungsgebiet, in derselben Abbildung eingetragen. Versucht man nun die Ganglinien der Quellaustritte ohne Berücksichtigung ihres unterschiedlichen Absolutgehaltes mit der Ganglinie des Inputs zur Deckung zu bringen, müßte man beide Quellgang-

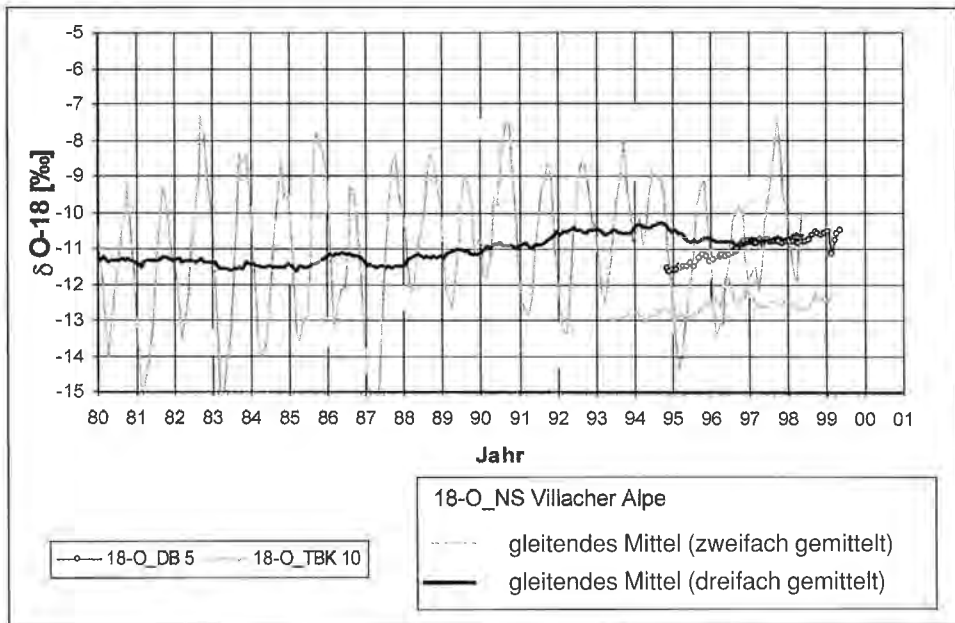


Fig. 27:  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie des Niederschlags der Station Villacher Alpe im Vergleich zur  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie der Quellaustritte TBK 10 und DB 5.

Mean  $^{18}\text{O}$  content of precipitation (long term measurements Villacher Alpe) compared to the  $^{18}\text{O}$  content of springs TBK 10 and DB 5.

linien um mindestens sechs bis acht Jahre nach rückwärts verschieben. Diese Zeitdifferenz könnte der mittleren Verweildauer dieser Quellwässer im Untergrund entsprechen. Die auf diese Art und Weise ermittelte Verweildauer ist lediglich eine grobe Anschätzung, stimmt jedoch größenordnungsmäßig mit den Altersbestimmungen aus den Tritiumanalysen überein.

Im Rahmen der Auswertungen der  $^{18}\text{O}$ -Verläufe der Stollenwasserzutritte konnte festgestellt werden, daß, wie schon die Tritiummessungen zeigten, es sich bei den Stollenwässern durchwegs um gut gespeicherte Wässer handelt. Die lange Verweildauer der Wässer im Untergrund äußert sich in den  $^{18}\text{O}$ -Ganglinien in der Form, daß die natürlichen jahreszeitlichen Amplituden so stark gedämpft sind, daß kein jahreszeitlicher Gang mehr erkennbar ist. Unter Einbeziehung der jahreszeitlichen Variation des Isotopengehaltes der Niederschläge sowie der  $^{18}\text{O}$ -Jahresamplitude der Quell- bzw. Stollenwässer kann die Verweilzeit im Untergrund abgeschätzt werden. Da die Jahresschwankungen eines Großteils der Tunnelwässer innerhalb der Meßgenauigkeit ( $\pm 0,1 \delta\text{‰}$ ) liegen, kann davon ausgegangen werden, daß die mittlere Verweildauer der Tunnelwässer mindestens fünf bis sechs Jahre beträgt.

In Fig. 28 und 29 sind die  $^{18}\text{O}$ -Ganglinien ausgewählter Quellaustritte bestimmter Quellbereiche des Untersuchungsabschnittes Kaponig dargestellt. Die  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie des Austrittes TBK 10 reagiert eindeutig auf Abflußereignisse wie etwa die Schneeschmelze oder auf Abflüsse nach starken Niederschlägen. Obwohl diesem Wasser eine lange mittlere Verweilzeit im Untergrund nachgewiesen werden konnte, scheint phasenweise auch ein beachtlicher Anteil an Frischwasser an dieser Quelle abzufließen. Der Austritt TBK 15 muß aus einem Aquifer mit noch besseren Speichereigenschaften

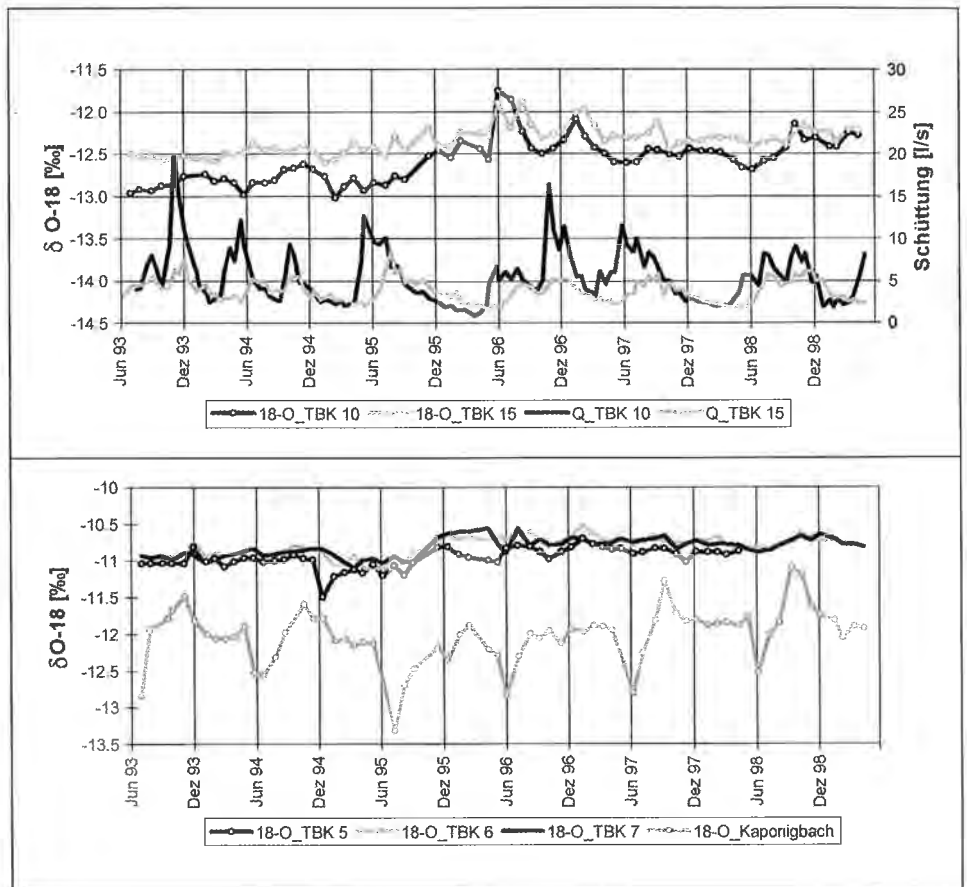


Fig. 28:  $^{18}\text{O}$ -Ganglinien ausgewählter Quellen aus dem Bereich Kaponig im Vergleich zum  $^{18}\text{O}$ -Gehalt des Kaponigbaches.  
 $^{18}\text{O}$  content of selected springs in comparison with  $^{18}\text{O}$  content of Kaponig river water.

stammen. Zum einen ist die Schüttungsganglinie ausgeglichener und weist eine geringere jährliche Schwankungsbreite auf, zum anderen reagiert die  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie praktisch nicht auf Abflussschwankungen als Zeichen eines Abflusses aus einem gut gespeicherten Aquifer.

Die in Fig. 28 ebenfalls dargestellten  $^{18}\text{O}$ -Ganglinien der Wässer TBK 5, 6 und 7, die im Hangfußbereich des Kaponig nördlich Obervellach austreten, weisen ein ähnliches Verhalten auf wie die Ganglinie der Quelle TBK 15. Die geringe jahreszeitliche Schwankungsbreite im Vergleich zur Isotopenganglinie des Kaponigbaches deutet auf gute Speichereigenschaften dieses Aquifers hin.

Sämtliche Quellen, die im Bereich des Hirschgeheges nördlich Räuflach austreten, haben annähernd dasselbe jahreszeitliche Schwankungsverhalten, wie in Fig. 29 ersichtlich ist. Mit einer Verzögerung von etwa zwei Monaten gehen diese Austritte in stark gedämpfter Form mit der Isotopenganglinie des Mallnitzbaches konform. Die jährlichen Maxima repräsentieren jeweils den Abfluß der Schneeschmelze bzw. die Abflüsse nach Starkniederschlägen.



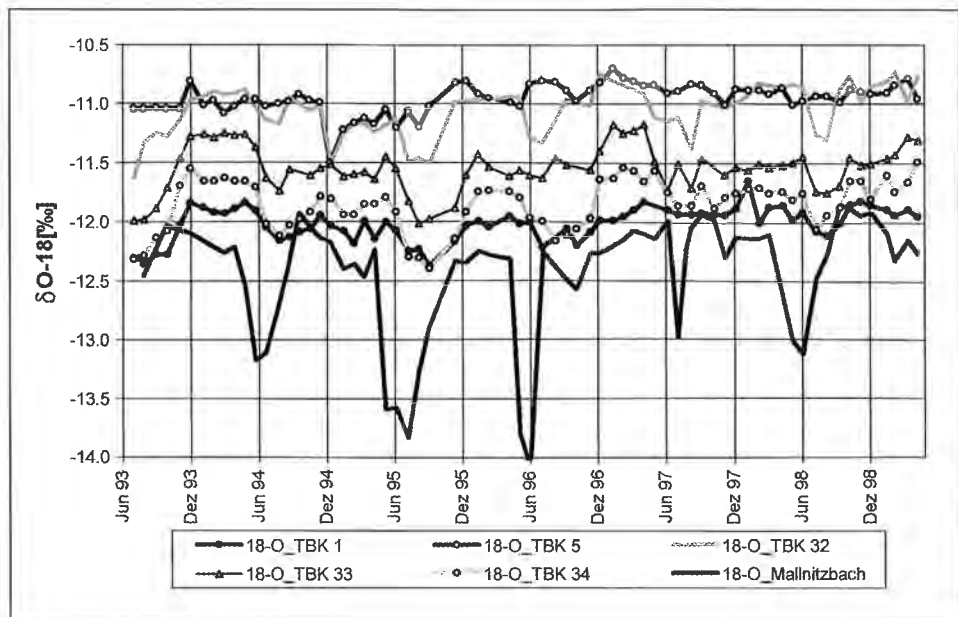


Fig. 29:  $^{18}\text{O}$ -Ganglinien ausgewählter Quellen aus dem Bereich Räuflach im Vergleich zum  $^{18}\text{O}$ -Gehalt des Mallnitzbaches.  
 $^{18}\text{O}$  content of selected springs in comparison with  $^{18}\text{O}$  content of Mallnitz river water.

Die  $^{18}\text{O}$ -Absolutgehalte des Mallnitzbaches unterscheiden sich jedoch deutlich von denen der Quellaustritte. Sämtliche Austritte dieses Quellbereiches entwässern einen Aquifer mit einem wesentlich niedriger liegenden Einzugsgebiet als das des Mallnitzbaches. An den  $^{18}\text{O}$ -Gehalten dieses Bereiches ist auffallend, daß sie sich deutlich voneinander unterscheiden. Dies deutet auf getrennte Abflußsysteme der einzelnen Wässer hin. Es ist weiters festzustellen, daß die am tiefsten austretenden Quellen aus dem höchst gelegenen Einzugsgebiet dieser Quellgruppe stammen. Die Verweilzeit dieser Wässer im Untergrund scheint geringer zu sein als die der vorhin erwähnten Quellen TBK 5, 6, 7, 10 und 15. Hinweise dafür sind die eindeutige Reaktion der  $^{18}\text{O}$ -Verläufe auf die Abflüsse, weiters ist an den  $^{18}\text{O}$ -Gängen kein ansteigender Trend, wie er für länger gespeicherte Wässer typisch ist, feststellbar.

Die Quellen im Dösenbachtal, die aus grobblockigem Bergsturzmaterial austreten, sind in ihrem Schwankungsverhalten sowohl die jährliche Amplitude als auch die zeitliche Verteilung von Extremständen betreffend durch eine auffallende Parallelität zum Isotopengang des Dösenbaches gekennzeichnet. Anhand des Isotopenverlaufes wurde bestätigt, daß Quellabflußereignisse wie etwa Schneeschmelze oder Sommerniederschlagsabflüsse aufgrund der Verweilzeit von nur wenigen Monaten zeitlich mit dem Abfluß des Dösenbaches zusammenfallen.

Die Wässer, die in Bereichen des Bergsturzes mit einem höheren Feinanteil austreten, wie etwa die Quellen DB 4, 5, 6, 8, 9, 13 und 22 zeichnen sich durch einen ausgeglicheneren Jahresgang mit einer wesentlich geringeren Jahresamplitude aus. Extreme Niederschlagsereignisse wie etwa ergiebige Herbstniederschläge (z. B. Herbst 1998) oder Schneeschmelzabflüsse wirken sich durch die längere Verweilzeit im Untergrund nur mehr gedämpft aus.

#### 4.4. Hydrochemische Analysen der Quell- und Tunnelwässer

Die Auswertung von physikalischen und hydrochemischen Geländemessungen sowie von hydrochemischen Laboranalysen von Quellwässern ist Grundlage für die Typisierung von Quell- und Oberflächenwässern und darüber hinaus für die Zuordnung eines lithologischen Einzugsgebiets. Das Schwankungsverhalten der einzelnen Parameter gibt Hinweise über hydraulische Gegebenheiten im Aquifer und das Speicherungsverhalten der Quellen.

Das hydrochemische Verhalten einer Quelle hängt sowohl von den Inputbedingungen im Einzugsgebiet als auch von den chemischen Reaktionen im Untergrund, auf der Fließstrecke zum Quellaustritt, aber auch von der Art und Beschaffenheit des Quellaustrittes ab. Um diese, vor allem jahreszeitlich bedingte Charakteristik der Quellen im Bereich Kaponig zu erfassen, wurden im Rahmen der Beweissicherung im Zuge des Auffahrens des Kaponigtunnels bei ausgewählten Quellen hydrochemische Proben im monatlichen Intervall gezogen.

Neben den im Gelände gemessenen Parametern elektrische Leitfähigkeit, Wassertemperatur und pH-Wert, wurden im Labor die acht Hauptionen  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  und  $\text{SO}_4^{2-}$  bestimmt.

Beim Auffahren des Erkundungsstollens (bis Station 2900) für den Kaponigtunnel wurden Wässer angefahren, die für eine Dauerbeobachtung meßbar gehalten wurden. Der Vortrieb des Tunnelabschnittes vom Fensterstollen Waldmann nach S bzw. nach N erfolgte im Vollausschub, die unbedeutenden Stollenwasserzutritte in diesen Bereichen, gebunden an die Prasinit-Grünschieferfolge konnten jeweils nur kurzfristig beobachtet werden. Durch das Versiegeln mit Spritzbeton wurde der Chemismus bei diesen Austritten nachhaltig verändert, sodaß eine hydrochemische Interpretation nicht möglich war. Für den Bereich des Sondierstollens kann folgende lithologische Zuordnung der einzelnen dauerbeobachteten Stollenwasserzutritte vorgenommen werden (Tab. 6).

Die Stollenwasserzutritte bei 1864, 2795 und 2891 liegen im Bereich der Ochenigstörung (G. RIEDMÜLLER & A. STEIDL, 1995), die die Begrenzung des Talzuschubbereiches darstellt.

Die im Bereich zwischen Kaponigbach im S, Dösenbach im N und Mallnitzbach im W austretenden Quellen, die im Rahmen des Beweissicherungsprogrammes dauerbeobachtet wurden, weisen generell einen karbonatbeeinflussten Chemismus auf. Im Bereich der Quellaustritte wurden die Gesteine mit Hilfe des Salzsäuretests hinsichtlich ihres Karbonatgehaltes untersucht und es zeigte sich, daß bei allen Quellen im engeren Quellaustrittsbereich karbonatführende Gesteine anstehen. Ausnahme sind die Quellen

Tab. 6: Lithologie im Bereich der Stollenwasserzutritte Erkundungsstollen Kaponig.  
Lithology of selected spring areas in the Kaponig tunnel.

Austritt bei Station	Lithologie	Austritt bei Station	Lithologie
156	Quarzit-Quarzitphyllitfolge	1210	Silikatmarmorfolge
353	Quarzit-Quarzitphyllitfolge	1265	Silikatmarmorfolge
440	Quarzit-Quarzitphyllitfolge	1410	Prasinit-Grünschieferfolge
543	Quarzit-Quarzitphyllitfolge	1636	Prasinit-Grünschieferfolge
625	Quarzit-Quarzitphyllitfolge	1864	Silikatmarmorfolge/Phyllit-
809	Silikatmarmorfolge		Glimmerschieferfolge
1032	Silikatmarmorfolge	2795	Phyllit-Glimmerschieferfolge
1156	Silikatmarmorfolge	2891	Phyllit-Glimmerschieferfolge

im Bereich Hirschgehege (TBK 1–TBK 4 und TBK 32–TBK 34), die aus Auernigbergsturzmaterial (Prasinit) austreten und die Quellen in Obervellach (TBK 5–TBK 7 und TBK 36), die im Bereich einer Gneislamelle des Basementkomplexes, die vom Sonnblick ins Mölltal zieht, liegen. Wie auch die geologischen Kartengrundlagen (F. ANGEL & R. STABER, 1952, R. A. CLIFF et al., 1971, G. RIEDMÜLLER & A. STEIDL, 1995) zeigen, wird also der Großteil des Arbeitsgebietes von Gesteinen eingenommen, die einen mehr oder weniger hohen Karbonatanteil aufweisen. Dieser ist lokal sehr unterschiedlich, daher kann eine Zuordnung von enger begrenzten lithologischen Einzugsgebieten nicht vorgenommen werden.

Es wurde aber versucht aufgrund der unterschiedlichen Kalzium- und Magnesiumgehalte der einzelnen Quellwässer eine Charakterisierung vorzunehmen, die auf einer gemeinsamen hydrochemischen Genese basiert.

In Fig. 30 sind die Kalzium- und Magnesiumanalysen der Stollenwasserzutritte und der Quellen im Bereich Kaponigtunnel dargestellt. Auffallend ist die „linear“ ausgerichtete Anordnung der Kalzium-Magnesium-Verhältnisse entlang mehrerer „Mischungsgeraden“. Nicht nur, daß mehrere Quellen an einer „Geraden“ liegen, auch die jahreszeitlich bedingten, unterschiedlichen Kalzium-Magnesium-Gehalte der einzelnen Quellen (bis auf wenige Ausreißer) streuen entlang dieser „Geraden“. Das heißt, die Kalzium-Magnesium-Verhältnisse innerhalb einer Gruppe waren über den Beobachtungszeitraum mehr oder weniger gleichbleibend. Ausnahmen bilden die Quellen TBK 5, TBK 6, TBK 7 und TBK 36 (Quellen im Bereich Obervellach), sie können keiner „Mischungsgeraden“ zugeordnet werden. Es handelt sich hier um gut durchmischte Wässer, deren hydrochemische Zusammensetzung nur gering variiert.

Auch der Stollenwasseraustritt 156 streut. Durch unterschiedliche Kalziumgehalte bei etwa gleichen Magnesiumgehalten kommt es zu deutlich unterschiedlichen Kalzium-Magnesium-Verhältnissen im Beobachtungszeitraum. Erklärt kann dies durch gerin-

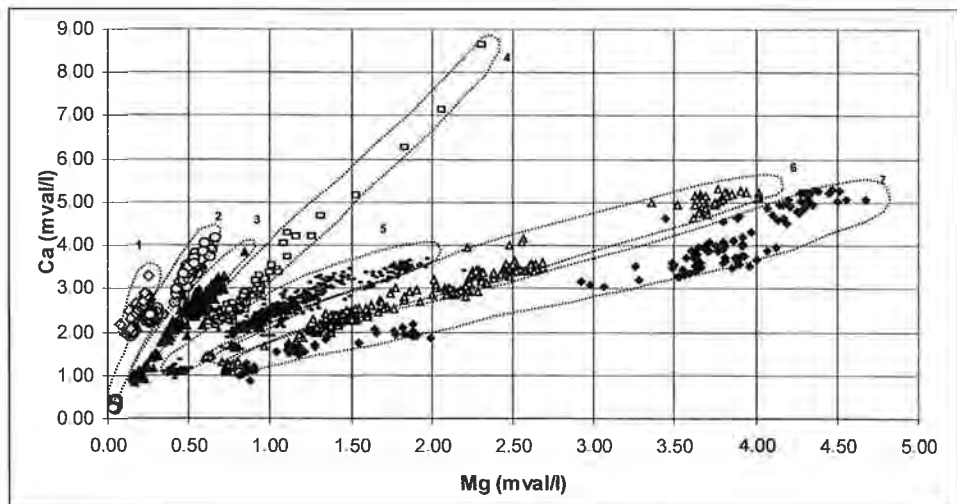


Fig. 30: Kalzium-Magnesium-Verhältnisse von Quellen und Stollenwasserzutritten im Bereich Kaponigtunnel mit „linearer Verteilung“. (Die Ziffern beziehen sich auf die im Text S. 154 beschriebenen Gruppen.)

Calcium-Magnesium ratio of selected springs showing linear relationship. (Numbers are in context with spring groups described in the text p. 154.)

gere Schüttungsanteile geringer mineralisierter Wasserkomponenten werden, die durch die Änderung der hydraulischen Bedingungen im Gebirge infolge der Drainagewirkung des Tunnels nun zu anderen Austritten im Tunnel fließen. Zum Beispiel können geringer mineralisierte Wässer aus höheren Einzugsgebietsteilen bei Austritt 156 nun fehlen.

Ebenso haben die Quellen TBK 21 und TBK 29 eine Sonderstellung. Vom Beginn der hydrochemischen Beobachtung bis zum Trockenfallen dieser Quellen nimmt die Mineralisation zum Teil sprunghaft ab (Fig. 31). Bei den Erdalkalien dokumentiert sich dies, bei mehr oder weniger gleichbleibendem Kalziumgehalt durch einen Rückgang des Magnesiumgehaltes. Das heißt, höher mineralisierte, länger gespeicherte (tiefer zirkulierende) Wasserkomponenten gehen den Quellen zuerst verloren, in weiterer Folge auch die eher jungen, seicht abfließenden Wässer.

Innerhalb der Wässer mit der „linearen“ Anordnung der Kalzium-Magnesium-Verhältnisse können sieben Gruppen unterschieden werden (Fig. 30).

1. Quelle TBK 12, TBK 13, TBK 23 mit Kalzium-Magnesium-Verhältnissen zwischen 11 und 16,
2. Quelle TBK 11, TBK 17, TBK 22, TBK 26, TBK 27 mit Kalzium-Magnesium-Verhältnissen zwischen 6 und 9,
3. Quelle TBK 8, TBK 9, TBK 10, TBK 16 mit Kalzium-Magnesium-Verhältnissen zwischen 4,5 und 5,5,
4. Stollenzutritt 809, 1032, Quelle TBK 38 mit Kalzium-Magnesium-Verhältnissen zwischen 3,2 und 3,5,
5. Stollenzutritt 1210, 1265, 1410, Quelle TBK 1, TBK 2, TBK 3, TBK 4, TBK 15, TBK 24, TBK 25, TBK 30, TBK 32, TBK 33, TBK 34 mit Kalzium-Magnesium-Verhältnissen zwischen 1,9 und 2,9,
6. Stollenzutritt 353, 1156, 1636, Quelle TBK 18, TBK 19, TBK 20, TBK 28, TBK 37 mit Kalzium-Magnesium-Verhältnissen zwischen 1,3 und 1,8,
7. Stollenzutritt 440, 543, 625, 1864, 2795, 2891 mit Kalzium-Magnesium-Verhältnissen zwischen 0,9 und 1,3.

Aussagen durch welche Vorgänge diese Gruppenbildung im Detail gesteuert wird, können nicht getroffen werden, ähnliche lithologische Verhältnisse im Einzugsgebiet und ähnliche thermodynamische Bedingungen zeichnen jedoch dafür verantwortlich.

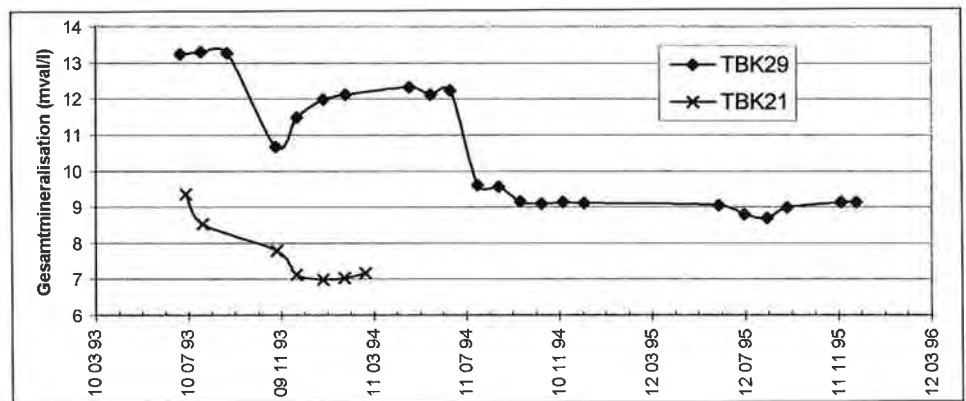


Fig. 31: Jahreszeitlicher Verlauf der Gesamtmineralisation der Quellen TBK 29 und TBK 21.  
Seasonal fluctuation of total mineralisation of springs TBK 29 and TBK 21.

In diesem Zusammenhang ist die hydrochemische Entwicklung einiger Stollenwasserzutritte vom Zeitpunkt der ersten Probenahme (entspricht nicht immer dem des Auffahrens) bis zum Trockenfallen bzw. zum Versiegeln des Austrittes zu betrachten. Obwohl sich der Chemismus einiger Austritte in dieser Zeit stark verändert (Fig. 32), liegen die Kalzium-Magnesium-Verhältnisse weiterhin auf der „linearen Mischungsgeraden“. Das heißt, es kommt zwar zu einer Veränderung der Gesamtmineralisation als Funktion der Verweilzeit der einzelnen Wasserkomponenten, die thermodynamischen Gleichgewichtsbedingungen bleiben jedoch erhalten. Es können drei Entwicklungstendenzen unterschieden werden, solche mit einer Zunahme, solche mit einer Abnahme und solche mit einer gleichbleibenden Mineralisation.

Jene Wässer, die während der Beobachtungszeit keine Veränderung in ihrer Gesamtmineralisation zeigen, treten aus der Prasinit-Grünschieferfolge aus (Austritt bei Station 1410 und 1636).

Wässer mit einer abnehmenden Gesamtmineralisation liegen im allgemeinen vor dem Wassereinbruch bei Station 1169, Wässer mit einer zunehmenden Mineralisation im Bereich des Wassereinbruches oder danach.

Die Wässer, die bei Station 353 und 440 in den Stollen eintreten, entspringen einem Klufwasserkörper in der Quarzit-Quarzitphyllitfolge und zeigen im ersten Jahr (März 1993 bis Sommer 1994) eine kontinuierliche, langsame Abnahme der Gesamtmineralisation, danach unterliegt die Gesamtmineralisation wieder den natürlichen jahreszeitlichen Schwankungen. Das heißt, im ersten Jahr fließen länger gespeicherte, höher mineralisierte Wasserkomponenten aus, die durch das Öffnen des Gebirges beim Auffahren des Erkundungsstollens abflußwirksam wurden. Ähnlich verhält es sich beim Austritt bei Station 625, wobei durch die höhere Überlagerung (dadurch bedingtes größeres Speichervolumen) der Auslaufprozeß bei Ende der hydrochemischen Beob-

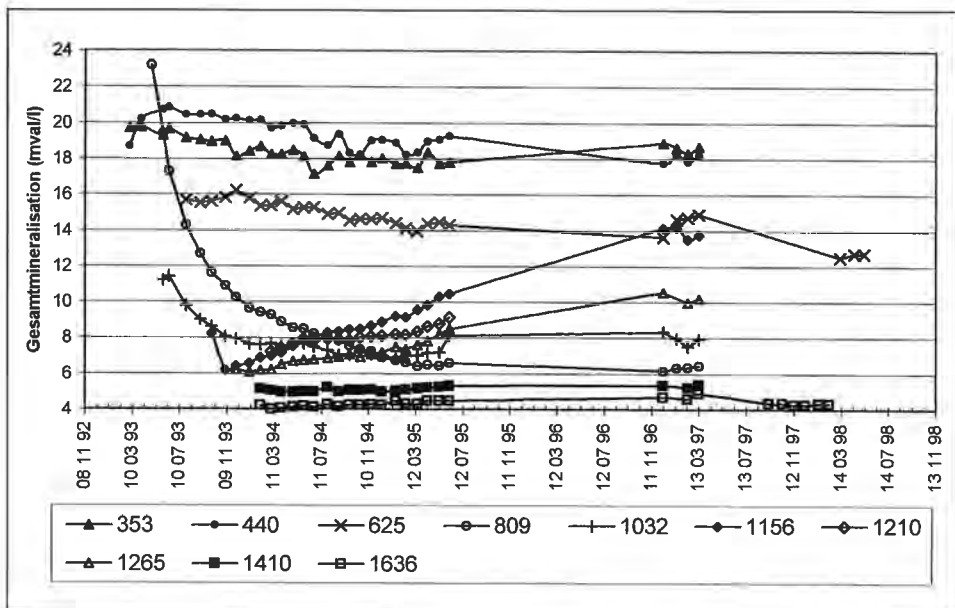


Fig. 32: Jahreszeitlicher Verlauf der Gesamtmineralisation ausgewählter Stollenwasserzutritte.  
Seasonal fluctuation of total mineralisation of selected springs in the Kaponig tunnel.

achtung (Mai 1998) eventuell noch nicht abgeschlossen war. Zu Jahreswechsel von 1996 auf 1997 ist ein kurzer Anstieg der Gesamtmineralisation bei 625 erkennbar, hier werden durch die infiltrierenden Herbstniederschläge – Anstieg der Schüttung – länger gespeicherte Wässer ausgepreßt.

Die Wässer bei Station 809 und 1032 zeigen einen sehr raschen Rückgang in ihrer Gesamtmineralisation, was im Vergleich zu den voranbetrachteten Quellen auf eine andere Speicherdynamik im Aquifer zurückgeführt werden kann. Im Gegensatz zum Kluftaquifer in der Quarzit-Quarzitphyllitfolge weist der Aquifer in der Silikatmarmorfolge weitständige, korrosiv erweiterte Klüfte, aber auch richtige Karstschläuche auf. Beim Auffahren des Gebirges kam es in diesen Bereichen zu starken Wassereintritten (mehrere l/s) mit zum Teil beträchtlichen Einschwemmungen von Feinmaterial. Bei der ersten Probenahme konnten aber durch das rasche Ausfließen des Aquifers nur mehr Schüttungen von 0,1 l/s (809) bzw. 0,2 l/s (1032) gemessen werden. Die Wässer, die hier angefahren wurden, waren mehr oder weniger stagnierende Wässer, was auch durch die niedrigen Tritiumwerte (2,7 TU bzw. 5,2 TU) angezeigt wird, die an der Wasserzirkulation nur gering beteiligt waren. Durch den Vortrieb des Stollens wurde eine Drainage geschaffen, durch die diese Wässer abfließen konnten. Sehr rasch nach dem Auffahren des Gebirges kann die Zunahme einer jungen, geringer mineralisierten Komponente festgestellt werden (auch die Tritiumwerte nehmen zu). Bei Station 1032 ist das Ausfließen der älteren Komponente Ende 1994 abgeschlossen, bei 809 im Frühjahr 1995, danach schütten diese Stollenwasseraustritte junge, deutlich geringer mineralisierte Wässer, die den natürlichen jahreszeitlichen Schwankungen unterliegen.

Die Stollenwasseraustritte 1156, 1210 und 1265 liegen ebenfalls im Bereich der Silikatmarmorfolge. Beim Auffahren dieser Stollenwasserzutritte kommt es zuerst zum Ausfließen der „kürzer gespeicherten“, geringer mineralisierten Wasserkomponente aus den weitständigeren Klüften bzw. aus den Karsthohlräumen. Nach „Entleerung“ dieser, ist nur mehr die höher mineralisierte, „länger gespeicherte“ Komponente aus dem engständigeren Kluftnetz abflußwirksam. In diesem Bereich liegt auch die Station 1169 (Rauchkopfstörmungszone), an der es am 23. bzw. 24. 5. 1993 zu einem Wassereintritt von ca. 300 l/s kam. Eine Dauerbeobachtung von Wasserzutritten im Störungsbereich war durch die baulichen Maßnahmen nicht möglich. Einzelmessungen zeigen aber, daß die Wässer aus der Störungzone derselben hydrochemischen Dynamik wie die Stollenwasseraustritte 1156, 1210 und 1265 unterliegen. Die hydrochemische Entwicklung dieser Stollenwasserzutritte läßt den Schluß zu, daß im Bereich der Rauchkopfstörmung und in den angrenzenden Bereichen der Silikatmarmorfolge ein zusammenhängender Aquifer vorliegt, der in ein tiefreichendes Entwässerungssystem – im Zusammenhang mit der Gebirgszerlegung aufgrund des Talzuschubes – eingebunden ist. Deutlich ist auch zu erkennen, daß vor der Herstellung des Stollens, der ja nun die neue Vorflut für diese Wässer darstellt, die hydrochemische Beschaffenheit in diesem Aquifer eine homogene war. Die ersten Analysen dieser drei Austritte zeigen noch eine sehr ähnliche hydrochemische Zusammensetzung. Durch die geänderten hydraulischen Bedingungen kommt es nach dem Öffnen des Gebirges zu einer Differenzierung von Teileinzugsgebieten, die jeweils für einen Stollenwasserzutritt charakteristisch sind.

Im Bereich zwischen Dösenbach und dem Portal Mallnitz sind die Quellaustritte an die Prasinite bzw. an die Ablagerungen des Auernigbergsturzes, die jedoch auch zum überwiegenden Teil aus Prasinitkomponenten bestehen, gebunden. In Fig. 33 ist die Gesamtmineralisation und deren Schwankung der im Bereich Dösen dauerbeobachteten Quellen dargestellt. Die Sortierung der einzelnen Quellen erfolgte nach der Schwankung der Gesamtmineralisation. Diese Schwankung kann zur Bewertung des

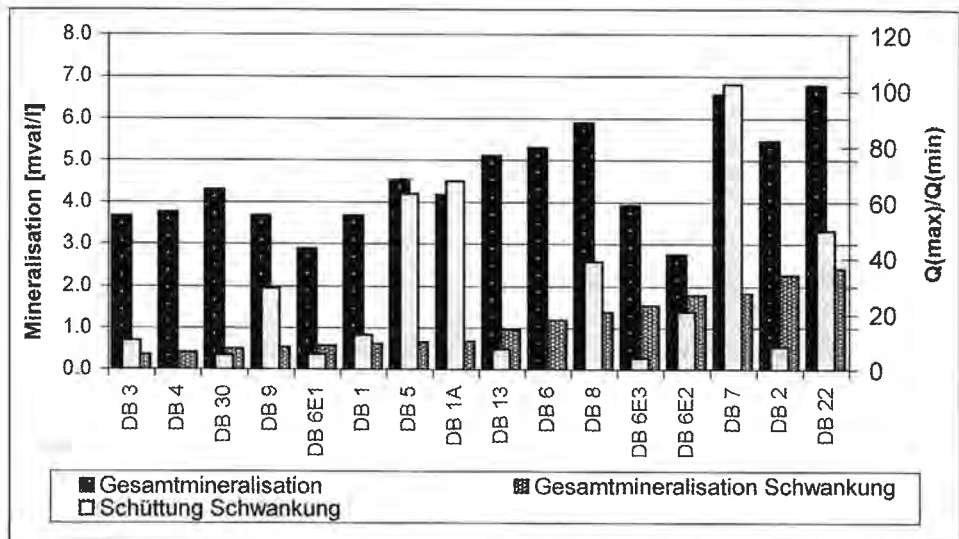


Fig. 33: Gesamtmineralisation und Schwankung der Gesamtmineralisation (primäre Größenachse) der dauerbeobachteten Quellen im Bereich Dösen sowie deren  $Q_{(max)}/Q_{(min)}$ -Verhältnis (sekundäre Größenachse).

Total mineralisation, fluctuation of total mineralisation, fluctuation of discharge ( $Q_{(max)}/Q_{(min)}$  ratio) from observed springs in Dösen area.

Speicherverhaltens der Quellen herangezogen werden. Geringe Schwankungen in der Gesamtmineralisation weisen auf eine bessere Durchmischung von unterschiedlich mineralisierten Wasserkomponenten im Aquifer hin und sind daher ein Maß für die Speicherung. Relativ gut gespeicherte Quellwässer sind daher in Fig. 33 auf der linken Seite, die schlechter gespeicherten Wässer sind rechts angeordnet. Vor allem bei den Quellen DB 8, DB 7, DB 2 und DB 22 sind die Schwankungen auf rasch infiltrierende Niederschlagswässer in der näheren Umgebung der Quelfassung bzw. auf den Zustand der Fassung selbst zurückzuführen.

Daß das Schwankungsverhalten der Gesamtmineralisation der Quellwässer für sich allein betrachtet für die Beurteilung des Speicherverhaltens der Quellen nicht ausreicht, zeigen die ebenfalls in Fig. 33 dargestellten Verhältnisse zwischen maximaler Quellschüttung und minimaler Quellschüttung. Zu beachten ist, daß für die Quellen DB 4 und DB 6 das  $Q_{(max)}/Q_{(min)}$ -Verhältnis nicht eingetragen wurde, da dieses bei DB 4 bei 5000 liegt und in keinem vernünftigen Skalenbereich gemeinsam mit den übrigen Quellen darstellbar bzw. bei DB 6 durch das Trockenfallen nicht berechenbar ist. Der Vergleich der Schüttungsschwankung mit der Schwankung der Gesamtmineralisation weist den Quellen DB 3, DB 30, DB 6E1 und DB 1 gute Speicherbedingungen im Untergrund zu. Die sich im Vergleich zu den Auswertungen der Umweltisotope ergebenden unterschiedlichen, zum Teil konträren Ergebnisse sind auf die unterschiedliche physikalisch-chemische Genese der beurteilten Parameter während der Fließbewegung zurückzuführen. So geht man davon aus, daß sich die isotopische Zusammensetzung der Wässer hinsichtlich Sauerstoff-18-Gehalt vom Infiltrationspunkt bis zum Quellaustritt nur durch Mischung mit anderen Wasserkomponenten ändern kann, aber ansonsten keine Reaktion mit Boden- oder Gesteinskomponenten bzw. Bodengasen erfolgt. Die hydrochemische Zusammensetzung ist jedoch stark vom durchflossenen Medium beeinflusst,

wobei besonders der Gehalt von  $\text{CO}_2$  aus der Pflanzenaktivität für die hydrochemische Genese der Wässer von Bedeutung ist. Da die Produktion dieses Pflanzen- $\text{CO}_2$  naturgemäß starken jahreszeitlichen Schwankungen unterlegen ist bzw. vom Bewuchs, Hangneigung, Exposition etc. abhängig ist, kommt es auch zu durchaus unterschiedlichen Lösungs- bzw. Fällungsvorgängen auf dem Fließweg des Wassers von der Infiltrationszone bis zu den Quellaustritten.

## 5. Zusammenfassende Beurteilung

### 5.1. Bergwasserhältnisse beim Vortrieb und Entwässerungsmodell

Die zu Beginn des Erkundungsstollens auf einer Länge von ca. 650 m angefahrenen Quarzite, Quarzitschiefer und Quarzphyllite stellten sich als stark wasserführend heraus, die Gesamtschüttung der Stollenwasserzutritte aus diesem Bereich erreichte kurzfristig etwa 200 l/s. Die teilweise heftigen Wasserzutritte unmittelbar nach Auffahren des Gebirges, bei denen Einzelschüttungen von 20–50 l/s erreicht wurden, gingen in der Folge jedoch ebenso rasch wieder zurück. Ein Großteil der auf dieser Strecke angefahrenen Austritte versiegte nach etwa drei bis sechs Monaten, die restlichen ergaben nach einem Jahr eine Schüttungsmenge von wenigen l/s. Mit dem Antreffen der Silikatmarmorfolge nahm die Ergiebigkeit der Einzelaustritte vorerst sprunghaft ab. Lagen einzelne Quellschüttungen aus Klüften in der Quarzitfolge in Größenordnungen zwischen 10 und 30 l/s, so wurden an Einzelaustritten in den Karbonatgesteinen nur mehr Schüttungen von  $< 0,5$  l/s gemessen. Ab Station ca. 700 queren steilstehende Störungszonen mit Mächtigkeiten von 3–20 m den Stollen. In diesen inhomogenen Zonen (Station 760, 1050, 1090 und 1164; G. RIEDMÜLLER & A. STEIDL, 1995) wechseln stark zerlegte Silikatmarmore mit weichplastischen Störungsletten in rascher Folge ab. Aufgrund starker Wasserzutritte kommt es häufig zu einem Ausschwemmen von Klüftkörpern und Feinmaterial. Am 23./24. Mai 1993 wurde in den Silikatmarmoren bei Station 1169 eine stark wasserführende Störungszone mit einem anfänglichen Wasserzudrang von knapp 300 l/s angefahren. Innerhalb von drei Wochen ging die Schüttung auf etwa 100 l/s zurück, ein Beharrungszustand mit ca. 50–60 l/s stellte sich ab Mitte 1996 ein. Beim weiteren Vortrieb traten im Kontaktbereich der Silikatmarmorfolge zur Prasinit-Grünschieferfolge einige unbedeutende Wasserzutritte (2–6 l/s) auf. Die Prasinit-Grünschieferfolge war im allgemeinen nahezu trocken, wie auch die bis zum Ende des Erkundungsstollens durchhörte Phyllit-Glimmerschieferfolge. Obwohl der Tunnel zweimal schweifend die Auflockerungzone der „Ochenigstörung“ (Begrenzung der Talzuschubmasse) quert, waren keine nennenswerten Bergwasserzutritte zu verzeichnen, da diese mit der „Rauchenkopfstörung“ an der der Wassereinbruch erfolgte, in hydraulischem Zusammenhang steht und bereits durch den Wassereinbruch (Station 1169) vor-entwässert wurde. Vom Ende des Erkundungsstollens bis zum Portal Mallnitz wurden nur im Bereich der „Dösenstörung“ (knapp nördlich des Dösenbaches) bedeutendere Wasserzutritte im Zehnerliterbereich aufgefunden.

Diese Übersicht über die Wasserverhältnisse im Kaponigtunnel zeigt, daß die großen Wasserzutritte auf Auflockerungszonen in der Silikatmarmorfolge konzentriert sind. Der große Wassereinbruch bei Station 1169 des Erkundungsstollens wird als Folge von tiefreichenden Gefügeauflockerungen des Gebirges im Bereich des Talzschubes südwestlich des Sickerkopfes gedeutet (P. KNOLL et al., 1994).



Für die Vorstellung des Entwässerungsmechanismus des Gebirgsbereiches, der durch den Kaponigtunnel durchörtert wird, stellt Letztgenannter eine wichtige Schlüssel-funktion dar. Die angetroffenen Wasserverhältnisse, die Art der Austritte und das Aus-laufen der Tunnelwässer in Bezug zu Quellaustritten und deren Schüttungsverhalten ermöglichen in Verbindung mit der Erfassung der bedeutenden Trennflächen die Er-stellung eines Entwässerungsmodelles. Der Talzuschub südwestlich des Sickerkopfes wird im E durch den Graben der Oberochenighütte (dieser entspricht der „Ochenig-störung“; G. RIEDMÜLLER & A. STEIDL, 1995) und im N durch den Graben südlich des Rauchenkopfes begrenzt. Nach W und S streicht die Gleitbahn unter dem heutigen Tal-niveau in das untere Mallnitzbachtal bzw. das Mölltal aus.

Der Talzuschub ist in seinem Abrißbereich durch morphologische Besonderheiten wie offene Klüfte, Kluftgassen, ausgedehnte Rinnen- und Muldenstrukturen sowie ver-schiedene Verebnungsflächen gekennzeichnet, die bis in eine Seehöhe von etwa 2100 m reichen. Die morphologischen Formen zeigen lateral eine über weite Strecken verfolgbare Ausdehnung, sind jedoch in Richtung der Gleitbewegung (in Richtung SW) auf wenige Meter räumlich begrenzt. Daraus ist ersichtlich, daß der Talzuschub bereits in seinem Initialstadium stabilisiert wurde. Durch die hangparallele Anordnung der offenen Klüfte, Kluftgassen, ausgedehnten Rinnen und Mulden wurden bevorzugte Infiltrations-bedingungen geschaffen. Der karbonatische Untergrund wurde in diesen Infiltrations-bereichen von den versickernden Niederschlagswässern korrosiv überprägt, sodaß lokal begrenzte Karsterscheinungen wie Einzeldolinen und Dolinenreihen entstehen konnten.

Sämtliche Niederschlagswässer, die auf den Bereich oberhalb dieser Infiltrationszonen fallen, werden über diese in den Untergrund abgeleitet. Beim Vortrieb des Kaponig-tunnels wurden die obertags erkannten geologisch-tektonischen Verhältnisse in der Tiefe wieder angetroffen. Größere Wasserzutritte waren an Strukturen, die in Bezug zum Talzuschub stehen, gebunden. Daraus ist ersichtlich, daß die Auflockerungszonen des Talzuschubes tiefreichende bevorzugte Entwässerungszonen darstellen, die weit unter das Tunnelniveau reichen.

Die Auflockerung des Gebirges im Zuge der tiefreichenden Massenbewegung erfolgte an vorgezeichneten tektonischen Strukturen, die zum einen dem Gebirgsstreichen (NW-SE), zum anderen großen Scherzonen (Rauchenkopfstörung, Fig. 34) und parallel dazu liegenden Störungen folgen. Das steile Einfallen dieser Strukturen unterstützt die Ausbildung von tiefreichenden Auflockerungszonen, die bis unter das heutige Mölltal-niveau reichen. Der Hauptwassereintritt in den Erkundungsstollen erfolgte an der Rauchenkopfstörung, einer NNW-SSE streichenden Scherzone, die sich südlich des Rauchenkopfes mit der Störung, die den Talzuschub begrenzt, schneidet. Aufgrund der Reaktion von Quellen, die mehr als 2 km vom Hauptwasserzutritt bei Station 1169 entfernt liegen und an die nördliche Begrenzungszone des Talzuschubes im Bereich der Ortschaft Lassach gebunden sind, muß ein hydraulischer Zusammenhang zwischen diesen beiden Zonen vorliegen.

Der Vortrieb des Kaponigtunnels hatte zur Folge, daß die Vorflutverhältnisse der-art geändert wurden, daß Wässer, die ursprünglich an der Begrenzungszone des Tal-zuschubes im Bereich Lassach austraten, nun dem Kaponigtunnel als neue Vorflut zu-fließen. Die Schaffung eines neuen Vorflutniveaus führte zu einer Absenkung des Bergwasserspiegels in den hydraulisch miteinander in Kontakt stehenden Auflocke-rungszonen. Die Bergwasserspiegelabsenkung bewirkte ein rasches Trockenfallen der am höchsten austretenden Quelle TBK 14. In weiterer Folge fielen die tiefergelegenen Quellen (TBK 21, TBK 20 und TBK 18 als Folgequelle von TBK 20, TBK 37) entspre-chend ihrem Austrittsniveau zeitverzögert trocken. Die Quelle TBK 38 als tiefster Quell-

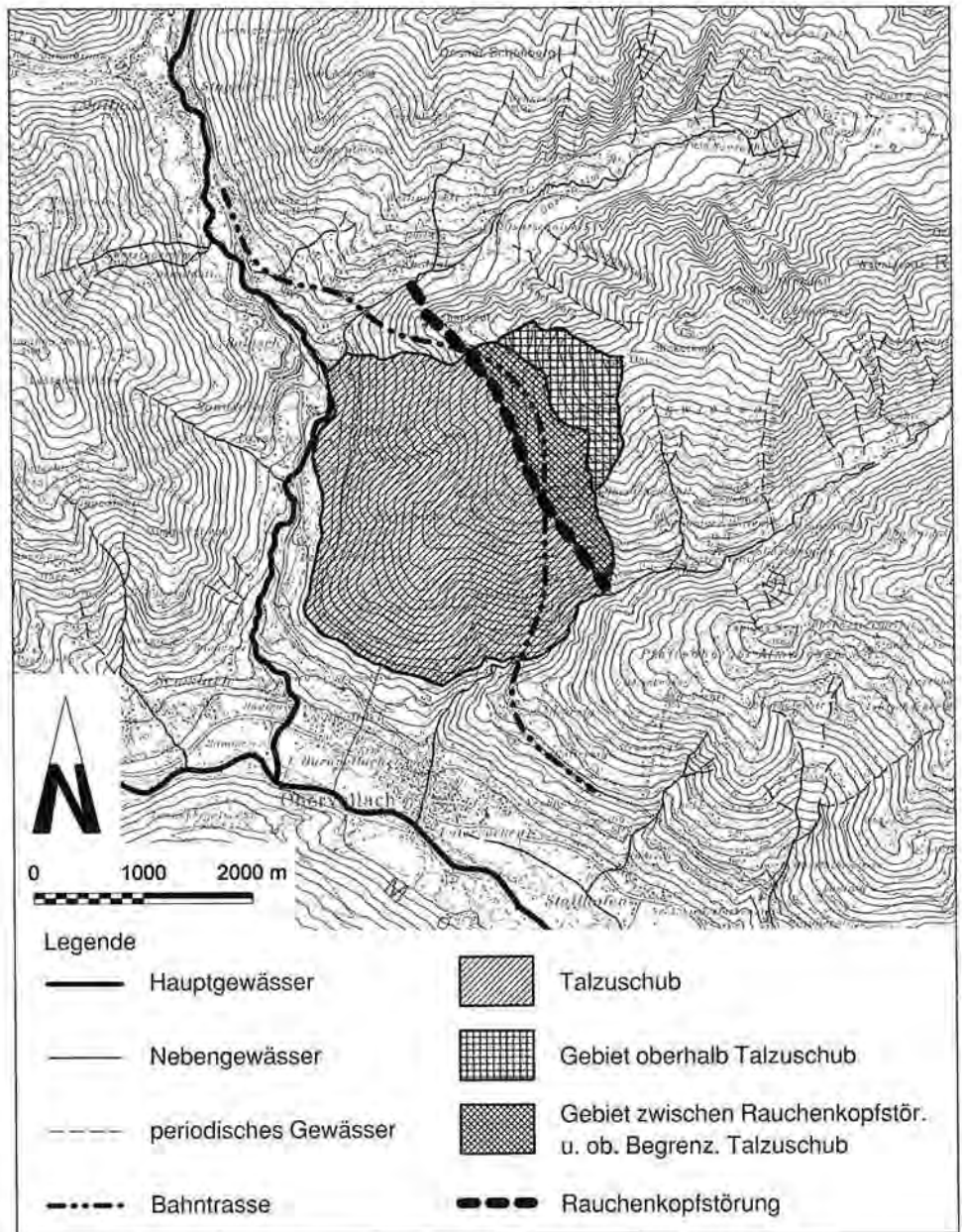


Fig. 34: Übersichtskarte über den Talzuschub Sickerkopf.  
General map of landsliding mass from Sickerkopf.

austritt im Bereich Lassach (ca. 30 m unterhalb des Sohlneaus des Kaponigtunnels bei Station 1169) liegt aufgrund des Schüttungsverhaltens im Schwankungsbereich des neu eingestellten Bergwasserspiegels. Im Vergleich zu den trocken gefallen Quellen versiegt der Austritt TBK 38 nur zeitweise in Abhängigkeit von den Niederschlags-

verhältnissen, ein deutlicher Rückgang der Schüttung zeigt aber auch bei dieser Quelle eine Beeinträchtigung durch den Tunnelvortrieb an.

Das Trockenfallen der Quellen TBK 11 und TBK 29 kann nicht mit dem Versiegen der Quellen im Bereich Lassach in Verbindung gebracht werden. Vielmehr handelt es sich hier um lokale, auch mit dem Talzuschub in Zusammenhang stehende Aquifere, die an ESE-WNW verlaufende, schieferungsparallele Störungszonen gebunden sind.

Eine überschlägige Wasserbilanz soll über die Größenordnung der im Bereich vom Sickerkopf nach SW abfließenden Wasser Aufschluß geben. Das Gesamtgebiet, das von der Linie Unterer Sickerkopf – Rauchenkopf – Lassach – 1000m Isohypse – Kaponigraben – Graben Oberochenighütte – Sickerkopf (Fig. 34 und Beil. 2) begrenzt wird, hat eine Gesamtfläche von etwa 7,5 km<sup>2</sup> und liefert aufgrund der hydrometeorologischen Bedingungen (Tab. 7) einen Abfluß von ca. 250 l/s. Vor Auffahren des Kaponigtunnels konnte dieser Abfluß laut Tab. 8 aufgeteilt werden.

Unter der Bezeichnung Tiefenentwässerung wird jener Teil des Abflusses verstanden, der über die tiefreichenden Auflockerungszonen des Talzuschubes in das untere Mall-

Tab. 7: Grundlagen für die Erstellung der überschlägigen Wasserbilanz.  
Data for water balance calculations.

	Fläche (km <sup>2</sup> )	Niederschlag (mm/J)	Temperatur (Jahresmittel)	ET-reell nach TURC	ET-reell (%)	Neubildung (mm/J)	Abfluß (l/s)
Talzuschub	6,75	1351	2,6	354	26	997	213
Gebiet ober Zuschub	0,80	1740	0	296	17	1444	36
Gebiet zwischen Rauchenkopfstörung und oberer Begrenzung Talzuschub	0,95	1600	0,5	307	19	1293	39
Einzugsgebiet TBK 10	0,20	1300	1	316	24	984	6

Tab. 8: Teilabflüsse vor Errichtung des Kaponigtunnels.  
Partial water quantities at the beginning of the tunnel construction.

Abfluß über Quellen	ca. 36 l/s
Tiefenentwässerung	ca. 214 l/s
Summe	250 l/s

Tab. 9: Teilabflüsse nach Fertigstellung des Kaponigtunnels (Stichtag 30. 4. 1999).  
Partial water quantities after completion of the tunnel construction (for term April, 30<sup>th</sup>, 1999).

1. Abfluß über Quellen	ca. 30 l/s
2. Tunnelabfluß (Mittelwert Beharrungszustand)	ca. 60 l/s
3. Abfluß aus dem Gebiet oberhalb des Talzuschubes	ca. 36 l/s
4. Abfluß aus dem Gebiet zwischen Rauchenkopfstörung und Obergrenze des Talzuschubes	ca. 39 l/s
5. Tiefenentwässerung	ca. 160 l/s
Summe 1 + 2 + 5	250 l/s

nitzbachtal bzw. Mölltal unterirdisch abfließt. Da der Tiefenentwässerungsanteil des Abflusses meßtechnisch (Eintritt direkt in die Talfüllung) nicht erfaßbar ist, kann dieser nur rechnerisch ermittelt werden.

Nach Fertigstellung des Kaponigtunnels läßt sich der Abfluß aus dem oben abgegrenzten Gebiet mit Stichtag 30. 4. 1999, wie aus Tab. 9 ersichtlich, aufgliedern.

Aus Tab. 8 und 9 geht hervor, daß der Anteil des Quellabflusses um ca. 6 l/s abgenommen hat. Davon entfallen ca. 2,5 l/s auf trocken gefallene Quellen und ca. 3,5 l/s auf einen natürlichen Schüttungsrückgang nicht beeinflusster Quellen.

Unter Berücksichtigung des Tunnelabflusses von ca. 60 l/s resultiert ein Anteil der Tiefenentwässerung von ca. 160 l/s. Daraus ergibt sich ein Defizit im Tiefenentwässerungsanteil von ca. 54 l/s im Vergleich zum ursprünglichen Zustand.

Die über den Kaponigtunnel abfließende Wassermenge von 60 l/s (Mittelwert – Beharrungszustand) kann hinsichtlich ihrer Herkunft unterschiedlichen Teilbereichen zugeordnet werden. Zum einen ist dies der Bereich oberhalb des Talzuschubes, dessen abfließende Niederschläge zur Gänze in den bevorzugten Infiltrationszonen im Abrißbereich des Talzuschubes versickern. Dieser Anteil beläuft sich auf eine Größenordnung von ca. 36 l/s. Zum anderen ist dies der Bereich, der von der Begrenzung des Talzuschubes und der Rauchenkopfstörung gebildet wird. Hier werden die infiltrierenden Niederschlagswässer nicht zur Gänze über tiefreichende Auflockerungszonen (Rauchenkopfstörung), sondern über seichtere Systeme einerseits zur Quelle TBK 10 (mittlere Schüttung ca. 5,5 l/s), andererseits auch in den Bereich unterhalb der Rauchenkopfstörung (z. B. zur Quelle TBK 13) abgeführt. Nur ein Anteil von ca. 14 l/s muß dem Kaponigtunnel über Auflockerungszonen zufließen.

Der Bereich unterhalb der Rauchenkopfstörung entwässert ebenfalls über Auflockerungszonen, die durch den Talzuschub bedingt sind. Der Großteil dieser Wässer fließt in tieferreichenden Auflockerungszonen Richtung Mölltal ab, ein geringerer Teil fließt eher seicht ab und tritt an zahlreichen Quellen im Bereich Hirschegehege nordwestlich Räuflach und in Talrandnähe in Obervellach aus.

In Fig. 35 sind der zeitliche Verlauf des Tunnelvortriebes (E. MÖRTL, 1998) nach der Dösenbachquerung und die Bergwasserverhältnisse zwischen Station 4300 und 4370 dargestellt.

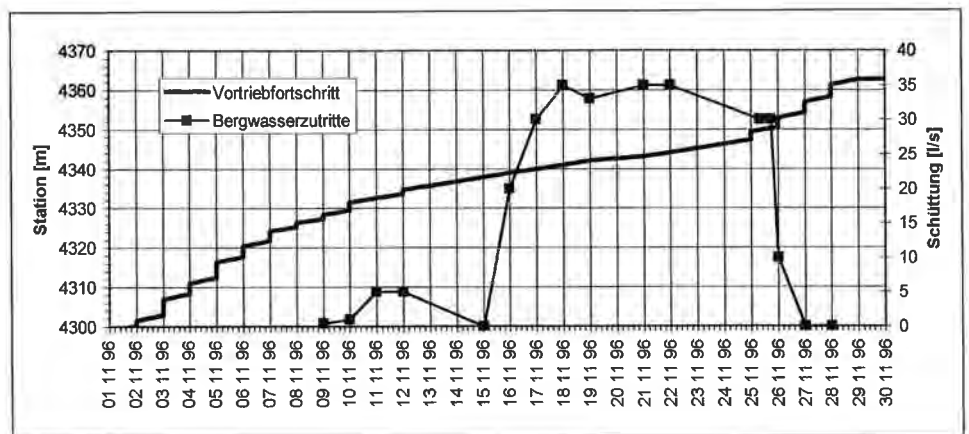


Fig. 35: Vortriebsfortschritt und Bergwasserzutritte im Bereich Station 4300–4370. Progress of heading, water inflow into the tunnel at station 4300–4370.

Die Dösenbachquerung erfolgte in den Lockerablagerungen des Auernigbergsturzes und wurde wegen der geringen Überlagerung zwischen Tunnelfirste und Dösenbach als besonders kritisch eingestuft, was auch mit ein Grund für die längere Beweissicherungsdauer in diesem Bereich war. Sowohl die umfangreichen hydrogeologischen Voruntersuchungen als auch die während dem Auffahren der Ablagerungen des Dösengrabens an zwei Abflußmeßstellen am Dösenbach – oberhalb und unterhalb der Dösenbachquerung – gewonnenen Meßergebnisse zeigten, daß das Dösenbachwasser nicht mit dem Grundwasser in den Bergsturzaflagerungen kommuniziert.

Nach der relativ trockenen Durchörterung der Bergsturzaflagerungen des Auernigbergsturzes wurde in weiterer Folge eine etwa E-W streichende Abfolge verwitterter, zum Teil völlig entfestigter Prasinite angefahren (Ch. SCHÖBER, 1996a). Beim Auffahren der Kalotte zwischen Station 4332,6 und 4334,8 wurden Wasserzutritte bis zu 5 l/s angetroffen, bedeutende störungsgebundene Wasserzutritte bis zu 20 l/s gab es ab Station 4339,0. Mit dem Vortrieb gingen die Wasserzutritte mit und erreichten zwischen Station 4341,0 und Station 4345,3 mit bis zu 35 l/s ihr Maximum. Bis Station 4349,5 kam es zu einem Rückgang der Schüttung auf ca. 30 l/s, bei Station 4350,5 waren es noch 10 l/s, dann war das Gebirge bis zum Portal Mallnitz mehr oder weniger trocken (die Angaben über die Bergwasserverhältnisse sind Ch. SCHÖBER (1996b) entnommen).

Beim Ausbruch der Strosse wurden Wasserzutritte bei Station 4346,3 in der Größenordnung von 15–20 l/s, beim Sohlausbruch bei Station 4351,5 von 10–15 l/s registriert (Ch. SCHÖBER, 1996b). Nach Fertigstellung des Sohlausbruches war dann das neue Vorflutniveau hergestellt, auf das sich der Bergwasserspiegel einstellen konnte. Die beim Auffahren doch relativ ergiebigen Wasserzutritte gingen rasch zurück. Schätzungen des Tunnelgesamtabflusses – Messungen waren aus technischen Gründen nicht möglich – aus dem Bereich Portal Mallnitz bis Waldmannstollen im Herbst und Winter 1998/99 ergaben ca. 3 l/s. Dieser Wert dürfte annähernd dem Beharrungszustand des abfließenden Wassers aus dem Bereich Portal Mallnitz bis Waldmannstollen entsprechen.

## 5.2. Auswirkungen des Tunnelvortriebes auf die Bergwasserverhältnisse

Als Folge des Wassereintruches am 23./24. 5. 1993 bei Station 1169 kam es bei Quellen im Bereich der Ortschaft Lassach zu einer quantitativen Beeinträchtigung. Die Quelle TBK 14 reagierte am raschesten, die Schüttung ging innerhalb eines Monats von 1,1 l/s auf 0 l/s zurück. Auch nach Starkniederschlägen konnte im Beobachtungszeitraum bis April 1999 keine Schüttung gemessen werden. Neben TBK 14 fiel auch die Quelle TBK 20 nach vier Monaten trocken, TBK 18 und TBK 21 reagierten ebenfalls durch starke Schüttungsrückgänge auf den Wassereintruch, nach einem kurzfristigen Schüttungsanstieg aufgrund von Starkniederschlägen im Herbst 1993 (Oktober 1993 erbrachte ca. die vierfache Niederschlagsmenge des langjährigen Monatsmittels) versiegten auch diese beiden Austritte im Frühjahr 1994 endgültig. Auch Quelle TBK 37, die ebenfalls in diesem Bereich liegt, zeigte einen Schüttungsrückgang. Dieser erfolgte aber deutlich langsamer, sodaß die Quelle erst ab März 1995 trocken fiel.

Die Quellen TBK 11 und TBK 29 im Bereich Kaponig, die ca. 700 m bzw. ca. 150 m von der Tunnelachse entfernt liegen, sind nahezu gleichzeitig im Sommer 1996 trocken gefallen, bis zum Ende der Dauerbeobachtung konnten an diesen Quellen keine Wasserzutritte mehr festgestellt werden.

Das Trockenfallen der Quelle TBK 29 kann mit dem Auffahren eines Kluftaquifers im Bereich der Quarzit-Quarzitphyllitfolge etwa im Bereich Station 200 bis 500 in Zu-

sammenhang gebracht werden. Der Vergleich der hydrochemischen Analysen des Stollenwasserzutrittes bei Station 353 und 440 mit denen der Quelle TBK 29 läßt Zusammenhänge erkennen. Der Schüttungsrückgang bei Quelle TBK 29 ist vorerst auf das Fehlen einer höher mineralisierten Wasserkomponente zurückzuführen, diese könnte zu Beginn der Beprobung im Stollen ausgetreten sein (die beiden Kalzium-Magnesium-Verhältnisse von TBK 29 und Austritt 440 liegen zu Beginn der Beprobung in der Gruppe 7; vgl. Kap. 4.4.). Mit fortschreitendem Schüttungsrückgang nimmt die Gesamtmineralisation der Quelle TBK 29 ab und zeigt ein mit jenem von Stollenzutritt bei Station 353 vergleichbares Kalzium-Magnesium-Verhältnis. Der Schüttungsrückgang bei TBK 29 erfolgte relativ rasch, durch Extremniederschlagsereignisse kann sich die Quellschüttung jeweils noch kurzfristig erholen.

Die Schüttung bei TBK 11 ging ab dem Niederschlagsereignis von Herbst 1993 nahezu kontinuierlich zurück, ab dem Sommer 1996 konnte keine Schüttung mehr gemessen werden. Die Entfernung vom Kaponigtunnel und der Umstand, daß diese Quelle aus eher engständigen Klüften innerhab der Quarzit-Quarzitphyllitfolge austritt, ist für das langsame und kontinuierliche Ausfließen der Quelle verantwortlich. Erholungsphasen durch Niederschlagsereignisse sind nicht erkennbar.

Der Quellaustritt TBK 12 im Auergraben war von Beginn des Jahres 1995 bis Juni 1997 trocken. Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß diese Quelle bereits im Sommer und Herbst 1990, zu einem Zeitpunkt, wo eine Beeinflussung durch die Vortriebsarbeiten des Kaponigtunnels ausgeschlossen werden kann, ebenfalls versiegt war. Es stellt sich heraus, daß diese Quelle nur nach extremen Niederschlägen (Herbst 1993) bis zu 0,15 l/s schüttet, ansonsten wie im Sommer 1997 maximal Tropfwasser führt. Auch die Nähe zur sicher nicht beeinträchtigten Quelle TBK 13 spricht dafür, daß das zeitweilige Trockenfallen der Quelle TBK 12 nicht mit der Errichtung des Kaponigtunnels in Verbindung steht.

Ebenfalls im Bereich Lassach liegt die Quelle TBK 38. Diese Quelle wurde erst im November 1993 in das Beweissicherungsprogramm aufgenommen, aus der Zeit davor existieren keine Angaben über die Quellschüttung. Seit Beginn der Meßtätigkeit ging die Schüttung kontinuierlich zurück, im Februar und März 1998 fiel die Quelle sogar trocken. Dieses Schüttungsverhalten kann auf das Ausfließen des bei Station 1169 angefahrenen Aquifers zurückgeführt werden. Im Vergleich zu den anderen trockengefallenen Quellen im Bereich Lassach erfolgt der Schüttungsrückgang in verzögerter Form. Die tiefere Lage des Quellaustrittes und die Entwässerungsdynamik des an die Auflockerungszonen des Talzuschubes gebundenen Aquifers sind für dieses Schüttungsverhalten verantwortlich.

Alle übrigen Quellen und Brunnen, die südlich des Dösenbaches gelegen sind und im Zuge des Beweissicherungsprogrammes für den Vortrieb des Kaponigtunnels beobachtet wurden, zeigen keinerlei quantitative und qualitative Beeinträchtigung.

Die Änderung der Vorflutverhältnisse im Bereich des Dösengrabens bzw. der Dösengrabenstörung bewirkte im Aquifer eine Veränderung der hydraulischen Bedingungen in der Form, daß das Gefälle des Bergwasserspiegels größer wurde. Da die Gebirgsdurchlässigkeiten im Aquifer selbst gleich blieben, mußte sich das Gefälle des Bergwasserspiegels auf das neue Vorflutniveau einstellen. Der sich auf die neue Vorflut einstellende Bergwasserabsenkungsbereich wird daher soweit reichen, bis die natürlichen Verhältnisse des Bergwasserspiegelgefälles wieder gegeben sind. Da es sich um einen äußerst heterogenen Kluft- und Porenaquifer handelt, kann die Ausdehnung dieses Absenkungsbereiches nicht abgeschätzt werden. Vor allem wird die Ausdehnung in unterschiedlichen Richtungen, in Abhängigkeit von den Durchlässigkeitsverhältnis-

sen, variieren. Die geologisch-tektonischen Verhältnisse – etwa E–W streichende Abfolge verwitterter, zum Teil völlig entfestigter Prasinite, überlagert von Bergsturz- und Hangschuttablagerungen – läßt eine maximale Ausdehnung des Absenkungsbereiches in E–W-Richtung annehmen. Die Quelle DB 6 liegt im Bereich dieser theoretischen maximalen Ausdehnung des Absenkungsbereiches.

Die Analyse des Schüttungsganges der Quelle DB 6 zeigt eine deutliche Veränderung des Auslaufverhaltens seit der Absenkung des Bergwasserspiegels in den Bohrungen DÖ 5 und DÖ 12. Daß diese Änderung nicht auf die generelle hydrometeorologische Situation zurückzuführen ist, legt der Vergleich mit anderen Quellen im Bereich Dösen (z. B. DB 22) dar. Die hydrometeorologischen Bedingungen wirken sich nur in der Form aus, daß der Schüttungsrückgang, bedingt durch die Absenkung des Bergwasserspiegels, durch eine geringere Grundwasserneubildung, vor allem durch die geringen Winterniederschläge, beschleunigt wurde.

Es kann daher gesagt werden, daß das Trockenfallen der Quelle DB 6 aufgrund der vorliegenden Meßreihen und Untersuchungen im Zusammenhang mit den Vortriebsarbeiten des Kaponigtunnels zu sehen ist.

Auf Basis der vorliegenden Meßdaten konnte neben Quelle DB 6 bei keinen anderen im Rahmen des Beweissicherungsprogramms im Bereich Dösen beobachteten Quellaustritten eine quantitative bzw. qualitative Beeinflussung durch die Errichtung des Kaponigtunnels festgestellt werden.

Bezogen auf das gesamte Untersuchungsgebiet sind in Tab. 10 jene Quellaustritte zusammengefaßt, an denen eine Beeinflussung durch die Errichtung des Kaponigtunnels nachgewiesen wurde.

Tab. 10: *Quellaustritte, die durch die Errichtung des Kaponigtunnels beeinträchtigt sind.  
Springs quantitatively influenced by the construction of the tunnel.*

Bereich Lassach	TBK 14, TBK 18, TBK 20, TBK 21, TBK 37, TBK 38
Bereich Kaponig	TBK 11, TBK 29
Bereich Dösen	DB 6

## Zusammenfassung

Im Zuge des zweigleisigen Ausbaues der Tauernbahn wurde zwischen Obervellach und Mallnitz (Kärnten) der ca. 5 km lange Kaponigtunnel errichtet. Da ein Bauwerk dieser Größenordnung mit Sicherheit eine Veränderung der Bergwasserverhältnisse mit sich bringt, wurde ein umfangreiches und problemorientiertes Beweissicherungsprogramm erstellt und durchgeführt. Die vorliegende Arbeit ist eine Zusammenfassung der umfangreichen Auswertungen und Interpretationen der im Rahmen der Beweissicherung gewonnenen Daten.

Im Mai 1993 kam es beim Auffahren des Erkundungsstollens zu einem Wassereinbruch, der in direktem zeitlichen Zusammenhang mit dem Trockenfallen von Quellen stand. Der Rückgang der Schüttungen und das teilweise Trockenfallen von zahlreichen Quellen während der Bauphase zeigte eine Änderung der Bergwasserverhältnisse im untersuchten Gebiet an. Das Ziel der Auswertung der Beweissicherungsmessungen war es, natürlich bedingte Schüttungsänderungen von solchen, die durch den Tunnelvortrieb verursacht sind, zu unterscheiden.

Grundlage für den Nachweis der Beeinträchtigung der Bergwasserverhältnisse durch den Tunnelvortrieb war das Erkennen des hydrogeologischen Systems. Neben der im Beweissicherungsprogramm vorgeschriebenen Parameterermittlung und einer umfangreichen Dokumentation der hydrogeologischen Verhältnisse während der Vortriebsarbeiten war dafür auch die Erfassung der geologischen und der klimatisch-meteorologischen Verhältnisse notwendig.

Die Zusammenschau von den Ergebnissen der Auswertungen der einzelnen gemessenen Parameter (Geländemessungen, Hydrochemie und Isotope) und den naturräumlichen Gegebenheiten (Geologie, Niederschlag) ermöglichte eine Differenzierung der durch den Tunnelvortrieb beeinflussten und nicht beeinflussten Quellen.

## Literatur

- ANGEL, F. & R. STABER (1952): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe.– Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, **13**, Innsbruck ( Univ.-Verlag).
- BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN (Hrsg.): ÖK 1 : 50 000, Blatt 181, Obervellach.– Neuaufnahme: 1978, Kartenfortführung: 1993, Wien.
- CLIFF, R. A., R. J. NORRIS, E. R. OXBURGH & R. C. WRIGHT (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps.– Jb. Geol. B.-A., **114/2**, 121–272, 4 Taf., 63 Abb., Wien.
- GLANZER, O. (1983): Lufttemperaturen in Kärnten 1951 bis 1980.– Schriftenreihe für Raumforschung und Raumplanung, **30**, Klagenfurt.
- KNOLL, P., P. RAMSPACHER, G. RIEDMÜLLER & A. STEIDL (1995): Auswirkungen des Stollenvortriebs Kaponig auf die Bergwasserverhältnisse.– Felsbau, **6/94**, 481–485, Glückauf Hessen.
- MÖRTL, E. (1998): Vortriebsdaten Kaponigtunnel, Waldmanngraben – Mallnitz.– ÖBB Bauaufsicht, Mallnitz.
- RAMSPACHER, P., P. MALOSZEWSKI, W. STICHLER & E. STROBL (1999): Discharge of a captured spring as a function of the flow through a nearby gallery detected by isotope and hydrochemical analysis.– Proceedings of the International Symposium on Isotope Techniques in Water Resources Development and Management, Vienna, Austria, 10 to 14 May 1999, IAEA, Vienna.
- RAMSPACHER, P. & E. STROBL (1999): 2-gleisiger Ausbau der Tauernbahn Abschnitt Mallnitz – Lindisch, Beweissicherung Kaponigtunnel.– Endbericht Joanneum Research, 60 S., 35 Abb., 8 Tab., 1 Beil., Anhangband, Graz.
- RAMSPACHER, P. & E. STROBL (2000): 2-gleisiger Ausbau der Tauernbahn Abschnitt Mallnitz – Lindisch, Beweissicherung Kaponigtunnel.– Endbericht Joanneum Research, 51 S., 36 Abb., 1 Tab., 1 Beil., Anhangband, Graz.
- RIEDMÜLLER, G. (1993): Baugeologischer Bericht.– Österreichische Bundesbahnen, Die Neue Bahn, Einreichprojekt 1993, zweigleisiger Ausbau der Tauernbahn, 18 S., 6 Beil., Graz.
- RIEDMÜLLER, G. (1995): Kaponigtunnel.– Geologisch-Geotechnisches Gutachten, Graz.
- RIEDMÜLLER, G. & A. STEIDL (1995): Geologie.– In: GOLSER, J., A. KNITTL, E. KREUZER, P. RAMSPACHER, G. RIEDMÜLLER & A. STEIDL (1995): Baudokumentation Erkundungsstollen Kaponig, Mai 1992 bis August 1994.– Bericht ÖBB, örtliche Bauaufsicht Kaponig, Obervellach.
- SCHÖBER, Ch. (1996a): Geologische Verhältnisse.– Niederschrift über die 6. Baubesprechung, 5–7, Mallnitz.
- SCHÖBER, Ch. (1996b): Geologische Ortsbrustaufnahmen.– Unveröff. geol. Dokumentation Kaponigtunnel, Lochen.
- STEIDL, A. (in prep.). The effects of a deep seated mass movement on the construction of the Kaponig Tunnel.– Diss., TU Graz.
- STROBL, E. (1999): Hydrogeologisches Gutachten Ersatzwasser Dösen – Quatschnigquelle.– Bericht Joanneum Research, 10 S., 5 Abb., 1 Beil., Anhang, Graz.



- TSCHERNUTTER, P. (1982): Niederschläge in Kärnten 1951 bis 1980.– Schriftenreihe für Raumforschung und Raumplanung, 26, Klagenfurt.
- UMFER, T. (1995): Hydrogeologische Untersuchungen an technischen Eingriffen im Hochgebirge am Beispiel des Erkundungsstollens Kaponig (Mallnitz, Kärnten).– Unveröff. Diplomarbeit, 90 S., 40 Abb., 2 Karten, Univ. Graz.

## Summary

In the course of the double-track consolidation of the Tauernrailway the Kaponigtunnel with a length of approximately 5 km was constructed between Obervellach and Mallnitz (Carinthia). A tunnel of this order of magnitude surely effects changes on the groundwater conditions. For this reason an extensive monitoring program was planned and established. This paper is a summary of the extensive evaluations and interpretations of the data won in the context of the monitoring program.

In May 1993 during heading of the pilot tunnel a large amount of water inflow has been encountered, at the same time some springs were characterised by a decreasing discharge, in some cases springs got completely dry. Decrease of discharge of some springs shows an influence of the tunnel construction on the hydrogeological conditions of mountaingroundwater body. The aim of the hydrogeological investigations was to show if springs were influenced by the tunnel construction or not.

Basis for the proof of the impairment of the mountaingroundwater conditions by the tunnel construction was recognizing the hydrogeological system. The recording of the geological and the climatic-meteorological conditions was also necessary besides the parameter inquiry specified in the monitoring program and an extensive documentation of the hydrogeological conditions during the heading of the tunnel.

The synergetic interpretation of the results of the evaluations of the measured parameters (field parameters, hydrochemistry and isotopes) and the natural environment (geology, precipitation) allows a differentiation of springs, which were influenced by the construction of the tunnel and such, which were not influenced.

## Dank

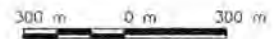
Für die gute Zusammenarbeit sowie für zahlreiche fachliche Diskussionen sei den Österreichischen Bundesbahnen herzlichst gedankt. Gleichzeitig sei auch der Dank für die Möglichkeit der Veröffentlichung des umfangreichen Datenmaterials, das im Rahmen mehrjähriger Untersuchungen angefallen ist, ausgesprochen.

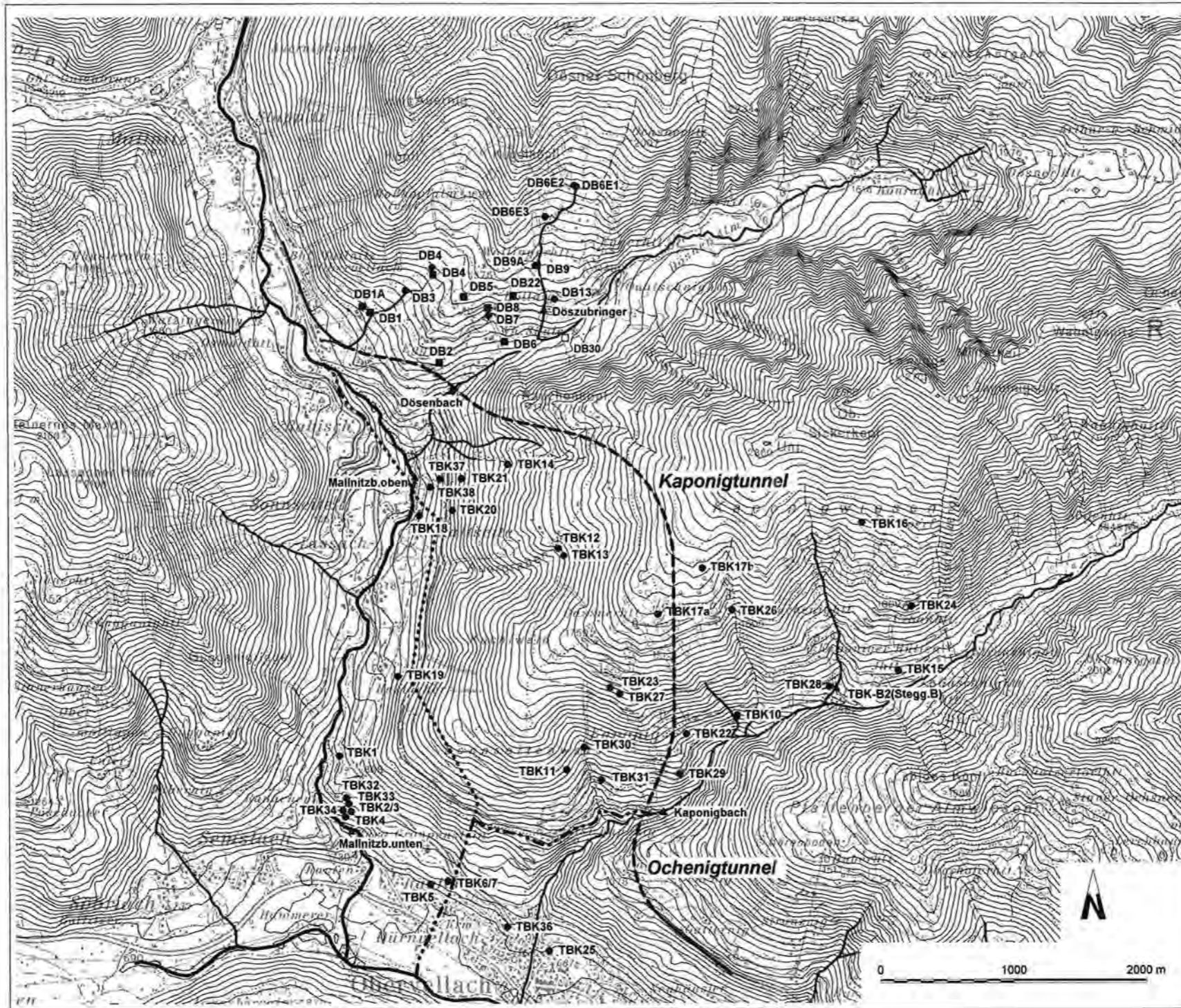
Geologische Karte / Geological Map  
 A.Steidl (in prep.)



LEGENDE

- Glaziale Sedimente
- Bergsturzablagerungen
- Gneise
- Phyllit-Quarzitfolge
- Quarzitfolge
- Silikatmarmorfolge
- Prasinit-Grünschieferfolge
- Chloritphyllit-Phyllitfolge
  
- Störungszone
- Verebnung
- Schuttfächer
- Begrenzung Talzus Schub
- Nackentälchen
- Kluffgassen
- Geländestufe
- Abrisskante
- seichte Massenbewegung
- Quelle
- Vernässung
- Fallzeichen Schieferungsfläche
- Fallzeichen Harnischfläche
- Fallzeichen Faltenachse





Lage der  
dauerbeobachteten  
Quellen und  
Abflußmeßstellen

Location of observed  
springs and  
surface  
run-off measuring sites

- Legende
- Hauptgewässer
  - Nebengewässer
  - - - periodisches Gewässer
  - ..... Freispiegelstollen
  - - - Druckrohrleitung
  - Quelle gefaßt
  - Quelle ungefaßt
  - ▲ Abflußmeßstelle
  - Bahntrasse
  - - - Tunneltrasse