

Hydrogeologie des Förolacher Stollens, Gailtaler Alpen (Kärnten)

Hydrogeology of the Förolach Gallery, Gailtaler Alpen (Carinthia)

P. RAMSPACHER¹⁾, F. RIEPLER²⁾ & H. ZOJER¹⁾ (Graz)
W. STICHLER³⁾ (München)

Inhalt

	Seite
Einleitung	10
1. Geologische Verhältnisse	10
2. Hydrogeologische Aufnahme	16
3. Stollenabfluß	28
4. Hydrochemische Messungen und Umweltisotopenuntersuchungen.....	31
4.1. Hydrochemische Übersicht.....	31
4.2. Dauerbeobachtung	35
4.2.1. Jahresgang	35
4.2.2. Hinweise auf das Einzugsgebiet der Stollenwässer	36
4.2.3. Hinweise auf die unterirdische Speicherung	41
5. Vorbereitung und Durchführung eines kombinierten Markierungsversuches	41
5.1. Einspeisung der Markierungsstoffe.....	42
5.2. Probenahme	43
5.3. Ergebnisse des Markierungsversuches	45
6. Entwässerungsmodell	47
6.1. Niederschlag-Verdunstung-Abfluß-Beziehung.....	47
6.1.1. Niederschlag	47
6.1.2. Verdunstung.....	49
6.1.3. Unterirdische Entwässerung	50
6.2. Abflußspendenmodell	51
6.2.1. Berechnungen der Abflußspende.....	51
6.2.2. Trockenwetterabfluß.....	52
6.2.3. Unterirdischer Abfluß	56
Zusammenfassung	58
Literatur.....	59
Summary	60

¹⁾ Dr. P. RAMSPACHER, Prof. Dr. H. ZOJER, Institut für Geothermie und Hydrogeologie, Forschungsgesellschaft Joanneum Ges.m.b.H., Elisabethstraße 16–18, A-8010 Graz.

²⁾ Dr. F. RIEPLER, gegenwärtige Adresse: Fa. Geoconsult, Sterneckstraße 55, A-5020 Salzburg.

³⁾ Dr. W. STICHLER, gegenwärtige Adresse: International Atomic Energy Agency, Wagramer Straße 5, A-1400 Wien.

Einleitung

Im Rahmen der Erkundung unterirdischer Wasservorkommen in Kärnten hat die Forschungsgesellschaft Joanneum (Institut für Geothermie und Hydrogeologie) in den Jahren 1981 bis 1988 ein hydrogeologisches Untersuchungsprogramm im Bereich der zentralen Gailtaler Alpen durchgeführt. Durch den Vortrieb des Förolacher Stollens, eines mehr als drei Kilometer langen, nunmehr aufgelassenen Bergwerkstollens, wurde eine einzigartige Möglichkeit geboten, Einblick in das Berginnere zu erhalten. Dieser Stollen hat Aufschlußbedingungen geschaffen, wie sie kleinräumig auf wenigen hundert Metern, etwa in der Art der verschiedenen Wasseraustritte oder im Verkarstungsgrad, kaum irgendwo anschaulicher anzutreffen sind.

Die Initiative für dieses Forschungsprogramm setzte Herr Hofrat Dr. U. HERZOG, Landesgeologe von Kärnten, dem die Autoren auch für die stete Diskussionsbereitschaft zu Dank verpflichtet sind. Unser Dank gilt auch den Treibacher Chemischen Werken, die als Eigentümer des Förolacher Stollens die Forschungen in hohem Maße unterstützt haben.

1. Geologische Verhältnisse

Das Untersuchungsgebiet liegt im sogenannten Drauzug, der sich aus den Gebirgszügen der Lienzer Dolomiten, der Gailtaler Alpen und den Nordkarawanken zusammensetzt. Die Nordgrenze wird von der Drau, die Südgrenze von der Periadriatischen Naht gebildet. Stratigraphisch gesehen handelt es sich um eine Kristallinbasis, Reste von einem marinen Paläozoikum, die „Postvariszische Transgressions-Serie“, Mittel-Obertrias, Reste von Jura und Kreide sowie kleineren Tertiärvorkommen.

Im folgenden werden die in den zentralen Gailtaler Alpen vorkommenden und im Förolacher Stollen aufgeschlossenen geologischen Einheiten kurz beschrieben:

Grödener Sandstein (Permoskyth)

Über dem Quarzporphyr des kontinentaldetritischen Perm liegen im gesamten Drauzug diskordant die Grödener Sandsteine. Die Schichtfolge beginnt mit grobklastischen Sedimenten (dicht gepackte Konglomerate, Brekzien). Über den unterschiedlichen basalen Bildungen folgen Sandsteine und hellrote Konglomerate. Die Rotfärbung dieser Folge ist auf den großen Hämatitanteil zurückzuführen. Die hangenden Abschnitte der Grödener Schichten zeigen eine Abnahme der Rotfärbung. Ebenflächige, dickgebankte Sand- und Siltsteine und Konglomerate sind charakteristisch. Die Grenzziehung zu den überlagernden Werfener Schichten ist aufgrund des Mangels an geschlossenen Profilen problematisch.

Werfener Schichten (Oberes Skyth)

Zu den Werfener Schichten ist zu sagen, daß sie durchgehende, konkordante Begleiter des Permoskythsandsteins sind und eine auffallende Beständigkeit sowohl in der Mächtigkeit als auch in der Gesteinbeschaffenheit aufweisen. Sie stellen eine Abfolge von grauen, grau-grünen, bräunlich bis schwärzlichen sandigen Mergeln, Tonsteinen, Siltsteinen und Sandsteinen dar. Im hangenden Teil sind öfters gelblich-braune, mergelige Rauhwacken bzw. hohlraumführende Mergel eingeschaltet.

tet. Teilweise auftretende Gipse deuten auf eine Salinarentwicklung hin. Die grauen und hellbraunen, eisenschüssigen Sandsteinlagen und auch die grünlich grauen, stellenweise etwas rötlich bis violetten Schiefer zeigen oft starke Reaktion auf Karbonat. Der graue Sandstein ist durch einen hohen Tongehalt auffällig mürbe. Im allgemeinen haben die Werfener Schichten eine geringe Widerstandsfähigkeit gegenüber Verwitterungseinflüssen.

Partnach-Wettersteinkalk-Dolomit-Serie (Ladin-Unterkarn)

Der Partnach Plattenkalk ist eine Abfolge aus grauschwarzen, gut geschichteten plattigen Kalken. Etwa in der Mitte dieser Kalke gibt es einen etwa 20 m mächtigen Schiefer, der meist mergelig ist, aber auch tonig und dolomitisch sein kann.

Bei den gut, aber ungleich geschichteten Wettersteinkalken geht die Ebenflächigkeit der liegenden Plattenkalke verloren. Ihre Farbe ist nicht mehr so dunkel wie bei den Partnachkalken. Ab und zu kommen Wühlgefüge nach Art der Wurstelkalke vor. Etwa in der Mitte des Wettersteinkalkes kommt eine ca. 10 m mächtige hellgraue Mergellage vor. Im unmittelbaren Übergang zum hangenden Wettersteindolomit findet man Algen, die oberladinisches bis unterkarnisches Alter haben.

Der auf den Wettersteinkalk folgende Wettersteindolomit ist meist sehr hell und teilweise unterbrochen von dunklen bituminösen Lagen.

Der Förolacher Stollen durchfährt auf einer Strecke von etwa 1200 m die gesamte Wettersteinserie, wovon 316 m auf Wettersteinkalk und 884 m auf den darüber liegenden Wettersteindolomit fallen.

Der Wettersteindolomit zeichnet sich durch eine starke Wasserführung aus, der Großteil der Wasserzutritte erfolgt aus dieser Einheit. Die Klüfte in den Kalken der Wettersteinserie können ebenfalls stark wasserführend sein.

Raibler (Cardita) Schichten (Mittel- und Oberkarn)

Die Raibler Schichten sind durch eine mehrmalige Abfolge von Schiefer- und Karbonatserien gekennzeichnet. Der 1. Schieferhorizont besteht größtenteils aus dunkelgrauen Tonschiefern und Mergeln. Er wird hangend durch eine glimmerführende Kalksandsteinlage abgeschlossen. Darüber folgt die 1. Karbonatserie, die rein dolomitisch ausgebildet ist. Sandig-tonige Beimengungen bewirken eine deutliche Bänderung oder Feinschichtung. Die Farbe ist je nach Bitumengehalt grau bis braun. Der 2. Schieferhorizont unterscheidet sich von den beiden anderen Carditaschichten durch einen hohen Karbonatgehalt. Der überwiegend mergelige Charakter findet seinen Ausdruck auch in seiner hellen, bräunlich-grauen Farbe. An der Basis findet man des öfteren eine muschelreiche Fossilage (Megalodonten). Der Dolomit der 2. Karbonatserie ist im allgemeinen ohne erkennbares Gefüge und auch ohne irgendwelche Biogene, so daß er meist ein homogenes Aussehen aufweist. Der 3. Schieferhorizont ist vor allem durch die liegende sogenannte Groboolithbank wie auch durch einen verhältnismäßig mächtigen Sandstein im Hangenden eindeutig gekennzeichnet. Den vielen Fossilresten in Groboolith ist stellenweise auch auffällig viel Pyrit beigemischt. Die 3. Karbonatserie ist fast ausschließlich kalkig, nur an Stellen, wo die Bankung zurückgeht und die Farbe dabei aufhellt, wird sie dolomitisch. Infolge der dickeren Bankung und damit größeren Kompaktheit widersteht die 3. Karbonatserie auch besser den tektonischen Kräften als die übrigen Teile der Raibler Schichten. Die Schieferhorizonte bewegen sich in ihrer Mächtigkeit um 20 m, die beiden ersten Karbonatserien liegen um 70 m, nur die 3. Karbonatserie scheint stellenweise um mehr als das Doppelte anzuwachsen.

Hauptdolomit (Nor)

Die Obergrenze der 3. Karbonatserie gegen den Hauptdolomit ist meist nicht scharf und wird dort, wo dessen Basisbrekzie fehlt, mit Einsetzen der einheitlichen Dolomitabfolge gezogen. Der Hauptdolomit ist mit bis zu 1700 m die mächtigste triadische Stufe in den Gailtaler Alpen. Vom Liegenden ins Hangende lassen sich folgende Einheiten unterscheiden: bräunlicher, feingeschichteter und laminierter Hauptdolomit, heller, grobgebankter Hauptdolomit und bituminöser Hauptdolomit.

Der teilweise fast reine Dolomit dieser Stufe ist durch einen sehr hohen Karbonatgehalt gekennzeichnet.

Plattenkalk (Nor)

Der Plattenkalk stellt einen Faziesübergang zwischen dem Hauptdolomit und den meist mergelig-kalkigen Kössener Schichten (Nor, Rhät) dar. Dieser Abschnitt wird in einen unteren und oberen Plattenkalk sowie einen dazwischenliegenden Konglomerathorizont unterteilt. Diese Konglomeratbank besteht aus kalkigen bzw. dolomitischen Komponenten, die bis 10 cm groß werden und schlecht sortiert sind.

Der Förolacher Stollen wurde in den Jahren vor und nach dem ersten Weltkrieg als Unterfahrungsstollen von den Treibacher Chemischen Werken A. G. (TCW) errichtet. Der Stolleneingang befindet sich nordöstlich des Pressegger Sees etwa 100 m über dem Gailtalboden in 670 m Seehöhe. Die Vortriebsrichtung verläuft etwa nach

Tab. 1: Die geologischen Einheiten im Förolacher Stollen nach einer Aufnahme von H. HOLLER (1977).

Abschnitt	Stollenmeter	Geologie
1	0,0–33,7	Hangschutt
2	33,7–431,3	heller Dolomit
3	431,3–697,3	Hauptdolomit
4	697,3–1030,0	Carditaschichten
5a	1030,0–1087,0	heller Wettersteinkalk südlich der Sandkluft
5b	1087,0–1221,9	Ausfahrungen im Bereich der Sandkluft
5c	1221,9–1354,0	hangender heller Wettersteinkalk nördlich der Sandkluft
6	1354,0–1438,6	liegender Wettersteinkalk, dunkle bis schwarze Plattenkalke mit hellen Zwischenlagen
7	1438,6–1617,9	vorwiegend brauner, häufig geschichteter Liegenddolomit
8	1617,9–1686,8	dritter Liegendkalk
9	1686,8–1807,0	heller wasserführender, kaum geschichteter Wettersteindolomit
10	1807,0–1857,0	stark gestörter, heller bis graubrauner ungeschichteter Wettersteindolomit
11	1857,0–1920,7	Liegendkalk
12	1920,7–2100,0	heller bis weißer Wettersteindolomit
13	2100,0–2259,5	erster Liegendkalk
14	2259,5–2534,0	liegendster Wettersteindolomit
15	2534,0–2545,6	starke Lehmausfüllung der bevorstehenden Kakstörung
16	2545,6–2595,2	Werfener Schiefer
17	2595,2–2630,1	roter Sandstein (Kakstörung)
18	2630,1–2664,1	beidseits störungsbegrenzte, in die Kakstörung eingeklemmte Wettersteinscholle
19	2664,1–2857,5	Carditaschichten
20	2857,5–2913,0	hangendster Wettersteinkalk
21	2913,0–3228,5	Wettersteinserie bis zum Vorort

NNW, querschlägig zum Graslitzenkamm und wurde abgesehen von einigen kleineren Änderungen bis zur Ortsbrust (3228 m) beibehalten.

Die bergbaulichen Erwartungen, die Erzzone nördlich des Graslitzenkammes anzufahren, trafen nur zu einem geringen Teil ein, ab km 2,9 kam man in immer liegendere Schichten des Wettersteinkalkes, von denen man vom Bergbau Bleiberg wußte, daß sie nicht erzführend sind. In weiterer Folge gelangte man in den stark wasserführenden Wettersteindolomit, dieser Umstand sowie bergbauliche und besitzrechtliche Gründe führten dazu, daß der Stollenvortrieb bei km 3,228 eingestellt wurde.

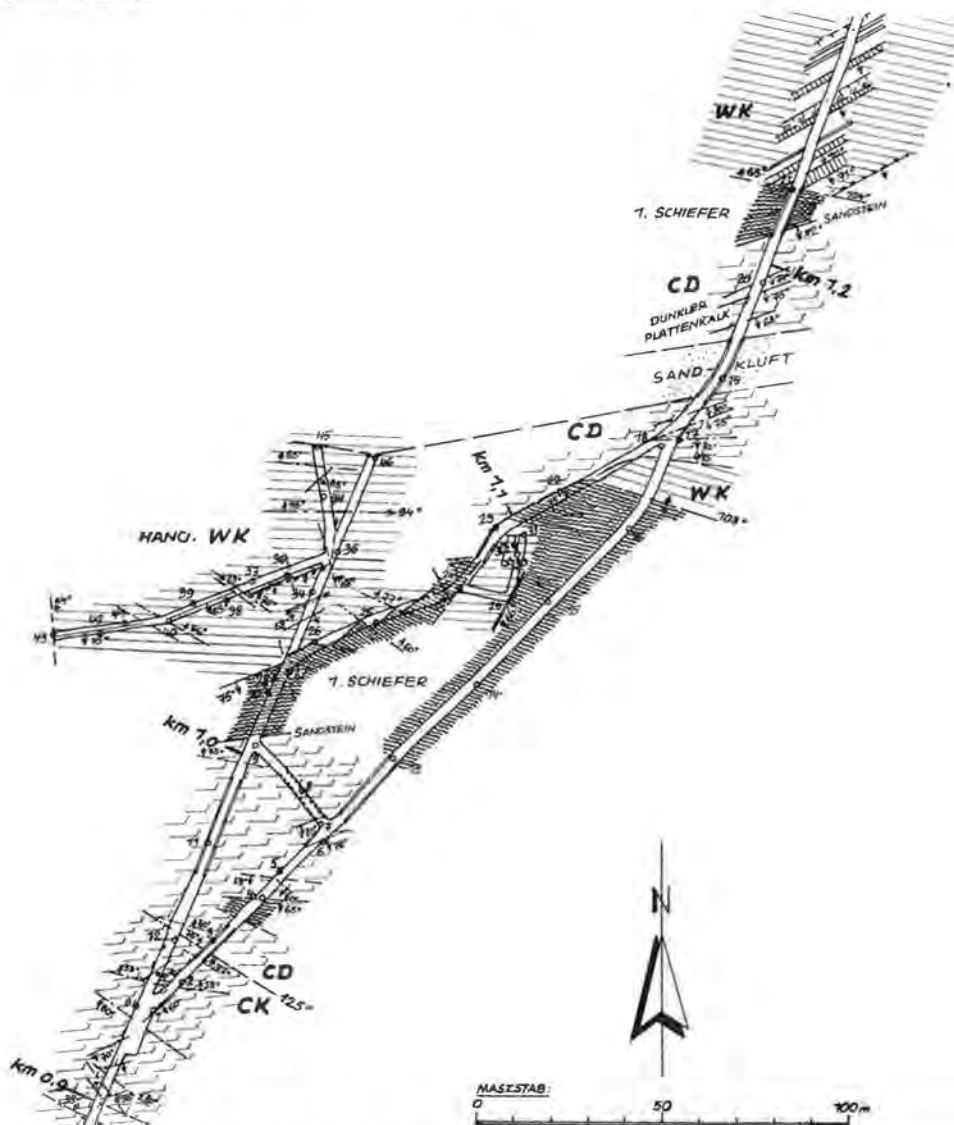


Fig. 1: Geologisch-tektonische Aufnahme des Förolacher Stollens (aus H. HOLLER, 1977); siehe auch Tab. 1.

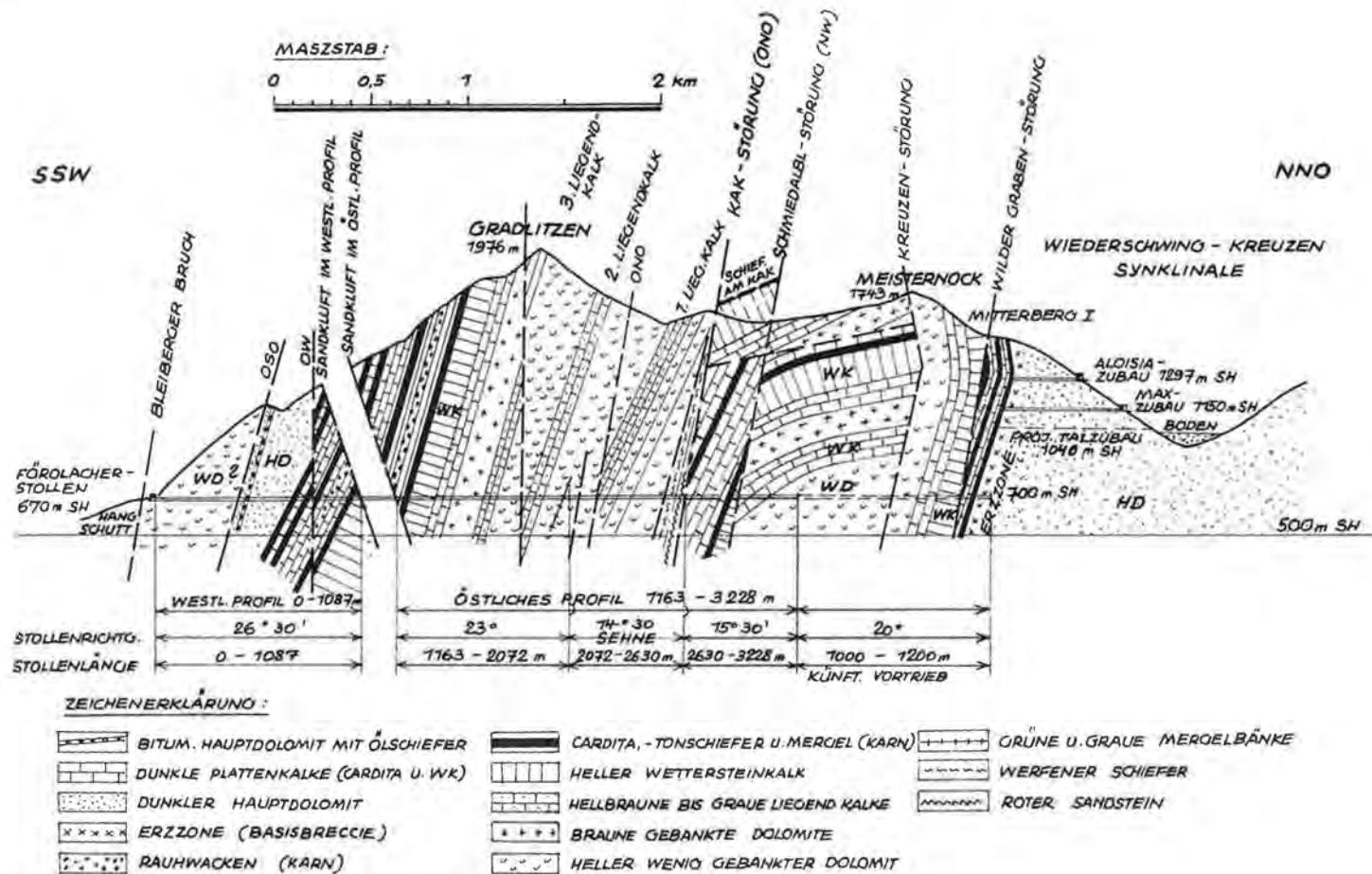


Fig. 2: Profil durch den Förolacher Stollen (bei der Sandkluft nach ENE verstellt) aus H. HOLLER (1977).

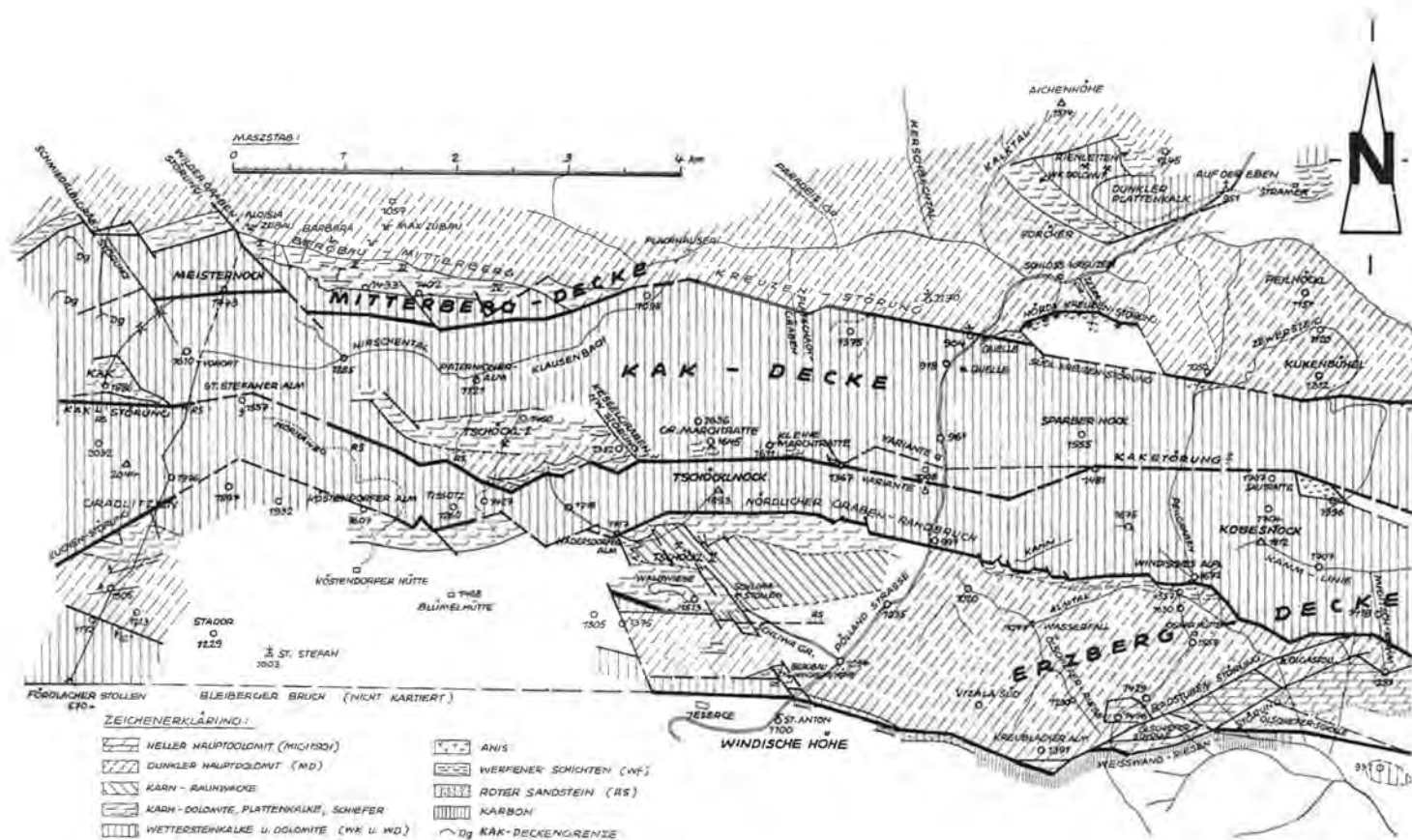


Fig. 3: Geologisch-tektonische Aufnahme im Bereich der östlichen Gailtaler Alpen (aus H. HOLLER, 1977).

Wie schon einleitend erwähnt, mußte die Vortriebsrichtung mehrmals abgeändert werden, die erste Abweichung erfolgte bei etwa 1100 m, sie wurde durch einen Schwimmsandeinbruch im Bereich der sogenannten „Sandkluft“ erzwungen. Eine nach NE angesetzte Ausweichstrecke machte es möglich, die Sandkluft zu durchörtern. Ab km 2,0 wurde die Vortriebsrichtung noch dreimal, jedoch ohne sichtbare Veranlassung, geändert.

Die durchschnittliche Steigung des Stollens beträgt etwa 10‰, vom Mundloch (670 m) steigt der Stollen bis zur Ortsbrust auf 700 m an.

Die verschiedenen geologischen Einheiten sind in Tab. 1 sowie in Fig. 1 zusammengefaßt.

Aus dem nach Tag- und Stollenaufschlüssen gezeichneten Profil durch den Förolacher Stollen (Fig. 2) ergibt sich ein generelles steiles Südfallen der einzelnen geologischen Einheiten.

Wie in Fig. 3 ersichtlich, liegt der Stollen im Bereich mehrerer der Streichrichtung folgenden Störungen, die den Vortrieb empfindlich störten und auch im Stollen eindeutig ersichtlich sind.

Die südlichste Störung, der Bleiberger Bruch, kann im geologischen Profil des Stollens aufgrund der Überdeckung mit Gehängeschutt nicht angegeben werden, er müßte jedoch knapp südlich des Mundloches W-E streichen.

Bei km 1,807 führte der Vortrieb im wasserführenden Wettersteindolomit zur Erschöpfung des „Zuchenflusses“, einem ergiebigen Wasserzutritt in der Sohle des Stollens, wobei der schon obertags bekannte Zuchenfluß im Zuchengraben zum Versiegen kam. Dieser Wasseraustritt im Stollen liegt im Bereich der Zuchenstörung, einem System mehrerer ENE-streichenden Störungen, welche im Gelände dem scharfen ENE-verlaufenden oberen Zuchengraben im W des Förolacher Stollens, die Richtung gaben.

Die schon erwähnte Sandkluft bei km 1,087 stellt nur eine lokale Störung dar und kann nicht in das großtektonische Störungsnetz einbezogen werden.

Recht kompliziert gestaltet sich der geologische Bau ab etwa km 2,6 bei der Durchörterung der größten Störungslinie im Förolacher Stollen, der Kakstörung, welche durch rote Sandsteine gekennzeichnet ist. Sie entspricht einer ebenfalls stark rote Sandsteine als Gleitmaterial führenden Überschiebungsbahn über Tage, 800 m westlich der Stollenachse im Kaksattel. Entlang dieser Störung wurde die Graslitzenscholle auf die Kakscholle aufgeschoben. Im Bereich dieser Störung stoßen die hangenden Anteile der Graslitzenscholle mit Wettersteinkalk und Raibler Schichten unmittelbar an die Grödener Sandsteine und Werfener Schichten, welche das Liegende der Kakscholle bilden.

Die Kakstörung ist über der Stollenachse als enge Klammer ausgebildet, sie diente bei späteren Untersuchungen als Einspeisungsstelle für Markierungsstoffe, die im Rahmen eines die Untersuchungen abschließenden Markierungsversuches zur Versickerung gebracht wurden.

2. Hydrogeologische Aufnahme

Die hydrogeologische Aufnahme sämtlicher Stollenwasserzutritte wurde in der Zeit vom 26. Jänner bis 10. Februar 1982 während einer Niederwasserperiode im Stollenabfluß durchgeführt.

Bei der Aufnahme wurde die genaue Lage der Stollenwasserzutritte, unterschieden nach ihrem Austritt vom linken bzw. rechten Ulm, von der Firste oder Sohle festgelegt. Sie wurden fortlaufend – beginnend vom Mundloch stolleneinwärts – nummeriert und weiters mit einer Stationierung in Metern versehen.

Sofern es technisch durchführbar war, ermittelte man die Quellschüttung mittels Gefäßmessung, ein großer Teil der Quellen mußte jedoch bezüglich der Schüttungsangabe geschätzt werden. Ergänzend wurden die Wassertemperatur und die elektrolytische Leitfähigkeit gemessen sowie von ausgewählten Austritten eine Wasserprobe für die hydrochemische Übersicht entnommen.

Sämtliche Quellaustritte sind in Tab. 2 zusammengefaßt. Die Lage der Quellaustritte sowie die Schüttung und Quelltemperatur sind in einem Grundrißstollenplan in Fig. 4 dargestellt.

Tab. 2: Übersicht über sämtliche Quellaustritte mit Angabe von: fortlaufender Nummer des Wasserzutrittes; Lage des Austrittes im Stollen (F = Firste, L = linker Ulm, R = rechter Ulm, U = unten, O = oben, Q = Quellgruppe, S = Seitenschacht, So = Sohle, M = Mitte); Wassertemperatur ($^{\circ}\text{C}$); elektrolytischer Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/20^{\circ}\text{C}$); Schüttung (l/s); Stationierung (Angabe in Meter vom Mundloch); Kurzbeschreibung des Austrittes (Krak = großes Korrosionsloch). (Fortsetzung S.18–21).

Nr.	Austritt	T ($^{\circ}\text{C}$)	el. Leitf. ($\mu\text{S}/20^{\circ}\text{C}$)	Q (l/s)	Stationierung (m)	Kurzbeschreibung
1	F	8,7	299	n.m.	227	Kluft, Quelfassung
2	SR	8,4	342	6,5	478	Kluft, großer Zufluß, Tropfen von Firste
3	F	8,0	360	0,13	646	große Kluft, zieht sich über First
4	F	8,0	387	0,17	685	Korrosionsloch an Firste
5	LU	8,0	313	2,0	723	Austritt mit hohem Druck aus feiner Kluft (mit Blech verdeckt)
6	LO	7,8	294	~ 0,2	903	Austritt aus Kluft
7	RO	7,8	294	1,5	907	Austritt aus Kluft
8	RU	8,0	326	0,25	945	Austritt aus Kluft
9	F	7,7	281	0,5	949	Austritt mit Blech verkleidet
10	LU	8,0	360	~ 1	951	Austritt aus Kluft, Sohle
11	S	7,5	269	~ 3	1300	Sammelwasser aus Seitenschacht
12	SFR	7,8	301	0,2	1075	Austritt aus Firste
13	LU	7,3	264	5,0	1314	mehrere Austritte entlang einer starken Kluft
14	LM	7,4	311	0,13	1331	kleinere Austritte entlang einer feinen Kluft
15	LU	7,3	347	~ 0,8	1342	Austritt aus Kluft nahe Sohle
16	RU	7,2	306	~ 1,5	1374	starke Querkluft

Nr.	Austritt	T (°C)	el. Leitf. ($\mu\text{S}/20^\circ\text{C}$)	Q (l/s)	Stationierung (m)	Kurzbeschreibung
17	LM	7,0	238	0,4	1376	Austritt entlang derselben Kluft wie Nr. 16
18	LO	7,0	350	0,003	1424	Austritt aus Kluft (an Firste)
19	RM	7,0	350	0,05	1430	Austritt aus stark zerklüftetem gebanktem Kalk
20	LO	7,0	238	0,27	1453	Kluftaustritt, wegen Zimierung nicht sichtbar
21	FM	6,8	225	0,05	1578	kleiner Austritt, verdeckt mit Blech
22	RM	6,9	257	0,7	1689	zahlreiche Austritte aus Korrosionslöchern
23	LO	6,8	218	1,0	1703,5	Korrosionskluft, teilw. mit Brett verdeckt
24	LU	6,8	216	1,0	1705,5	Austritt aus verkarstetem Dolomit
25	RM	6,9	216	1,0	1705,5	runder Krak, Durchmesser 15 cm
26	LM	6,8	223	2,3	1710	Austritt aus Kluft
27	Q	?	?	~ 3	1715	flächenhafte Austritte entlang einer Kluft
28	LO + LM	6,8	225	~ 3,5	1719	entlang der Kluft wie Nr. 27, daneben Krak Durchmesser 30 cm inaktiv
29	LM	6,8	225	1,5	1721	gleich wie Nr. 27, ca. 1 m oberhalb aus Korrosionsloch Durchmesser 10 cm
30	LU	6,8	225	1,0	1726	Austritt aus Kluft, 1 m davor 2 kleine Austritte aus Korrosionsloch
31	LMU	6,8	225	0,3	1728,5	Ende der großen Quellgruppe N 22–31, auf gesamter Strecke zahlreiche Korrosionserscheinungen
32	RM	7,2	244	2,0	1743	großer Krak Durchmesser 20–25 cm
33	LM	7,2	230	0,3	1766	großer Krak Durchmesser 30 cm
34	Q	7,2	251	~ 2,5	1800	Quellgruppe 1975–1805 m
35	RM	7,4	264	6,0	1809	Austritt aus Korrosionsloch
36	FRO	7,3	250	2,0	1825	breite Kluft, 10 cm
37	LSO	7,1	252	~ 75	1828	Zuchenfluß, Austritt in Sohle
38	LO	6,8	221	0,3	1868	Austritt aus Krak

Nr.	Austritt	T (°C)	el. Leitf. ($\mu\text{S}/20^\circ\text{C}$)	Q (l/s)	Stationierung (m)	Kurzbeschreibung
39	F	7,2	223	0,12	1879	Austritt verdeckt mit Blech
40	F + LU	6,8	218	~ 0,5	1888	Kluft über ganzen Gang
41	LO	6,6	205	~ 15	1893	Austritt entlang einer Kluft, Korrosionsloch Durchmesser 15 cm
42	FM	6,7	205	0,33	1910	Austritt aus Kluft an Firste, Blechverdeck
43	RM	6,8	225	1,8	1923	Krak (1916 m: Korrosionsloch, trocken)
44	RM	6,8	232	0,22	1943	Austritt aus Korrosionsloch
45	FM	6,8	232	85	1944	2 Austritte aus Korrosionslöchern
46	RM	6,8	240	2,0	1960	Korrosionsloch (1957 m: trockenes Korrosionsloch)
47	RM	6,8	254	0,33	1964	Kluft
48	LM	6,7	226	0,17	1965	Kluft gegenüber Nr. 47
49	LU + Fm	6,8	233	0,17	1970	2 Austritte aus Korrosionslöchern
50	FM	6,8	261	1,0	1977	Korrosionsloch
51	LSO	6,4	308	~ 5,5	1979,5	Austritt von Sohle
52	RM	6,8	427	3,0	1990	Austritt aus großem Krak
53	LU	6,6	387	~ 10	1995	vorher und nachher zahlreiche inaktive Krake
54	RU	6,7	355	~ 1	2024	Austritt aus Krak, stark verkarstet
55	FM	6,7	325	0,12	2032	große Kluft über Firste
56	RU	6,7	352	0,4	2035	Krak
57	LU bis M	7,0	399	~ 2	2051	
58	LO	7,0	400	~ 12,5	2052	Krak, verdeckt
59	LO	6,8	359	0,1	2064	4 m weiter großer inaktiver Krak
60	LU	6,6	310	0,08	2099	kleiner Krak
61	RM	6,9	392	0,86	2100	große Kluft, 10 cm breit
62	FL	6,8	400	~ 0,4	2154	großer Krak, senkrecht
63	LO	6,6	327	4,0	2201	großer Austritt, verdeckt
64	RM	7,0	395	2,0	2208	Krak, verdeckt
65	So + RM	6,9	386	2,0	2221	große Kluft rechts

Nr.	Austritt	T (°C)	el. Leitf. ($\mu\text{S}/20^\circ\text{C}$)	Q (l/s)	Stationierung (m)	Kurzbeschreibung
66	LM	6,6	329	5,0	2221	Austritt verdeckt, erweiterter Kluftgang
67	RM	6,4	341	~ 0,2	2223,5	erweiterter Kluftgang, braune Sedimentfüllung
68	RM+F	6,3	308	1,5	2241,5	von Firste starkes Tropfen
69	RO	6,7	336	4,5	2249	Austritt aus Krak (starker Druck)
70	LO	6,3	303	0,8	2256	Krak
71	LU + LM	6,4	307	3,0	2265	Krak
72	LU + LM	6,4	308	~ 1,3	2267	Quellgruppe
73	LO	6,4	307	61	2269	Krak
74	QLU	6,4	310	3,0	2273–2276	2 Hauptaustritte
75	LM	6,2	304	2,0	2289	Austritt aus feiner Kluft
76	LU + So	6,5	316	~ 1,5	2292–2294	
77	LU	6,2	314	1,0	2302	große Kluft
78	RO	6,7	301	> 20	2329	starker Zufluß von Firste, rechts große Kluft
79	LU	6,2	306	~ 1	2332	
80	RU	5,9	341	0,8	2332	
81	FM	6,0	344	~ 2	2337,5	große Kluft
82	LU	6,0	345	5,0	2344	bei 2343: kleiner Austritt
83	FM	5,8	332	20,0	2348	große Kluft über gesamten Stollen
84	LO	5,9	304	2,0	2354	verkarstete Kluft
85	FM LM	6,1 5,9	337 326	2,0 0,8	2372–2375	stark verkarstete Strecke
86	LM	6,1	328	~ 1,5	2393,5	Krak, 2 m weiter starke Tropfen von Decke
87	RM	5,8	352	~ 5	2410	2 Austritte
88	R	6,5	256	> 40	2436	2 Austritte aus Kluft, großlumiger Hauptzufluß
89	LO	6,3	259	4,0	2438	verdeckt
90	RU	6,2	264	3,0	2441,5	Austritt aus Kluft
91	RM	6,4	260	> 40	2444	große Kluft
92	RU	6,1	266	~ 1	2494–2496	2 Austritte aus feiner Kluft
93	RU	5,8	252	0,5	2647	Krak
94	LM	5,9	252	0,5	2656	
95	RM	5,7	284	0,8	2678	Krak

Nr.	Austritt	T (°C)	el. Leitf. ($\mu\text{S}/20^\circ\text{C}$)	Q (l/s)	Stationierung (m)	Kurzbeschreibung
96	LU	6,8	321	~ 0,3	2703	Krak ca. Durchmesser 20 cm
97	FM	6,8	320	~ 0,4	2723	Korrosionsloch
98	RM	6,8	318	~ 0,5	2745	Beginn der Zimmerung, starke Tropfen von Decke
99	LO + LU	6,9	320	~ 0,5	2790	
100	FM	6,9	320	1,0	2831	mehrere Austritte aus Klüften
101	SR	6,9	315	~ 1	2865	Sammelwasser aus Querschlag rechts
102	LO	6,8	317	1,0	2893	Austritt hinter Zimmerung
103	S	6,7	309	2,0	2915	Sammelwasser aus Querschlag
104	RU + FRO	6,7	309	2,0	2942	6 m danach starkes Tropfen von Deckenzimmerung
105	RM + O	6,8	316	4,0	2976	Krake entlang feiner Kluft
106	RM	7,1	309	3,0	2995	Krak Durchmesser 30 cm
107	FM	6,9	232	0,3	2995	Krak in Firste
108	FM	7,1	343	1,0	3007	Austritt hinter Zimme- rung
109	LU	6,8	210	> 0,5	3015	Austritt hinter Zimme- rung
110	F	6,8	317	~ 1,5	3036	Austritt von Firste hinter Zimmerung
111	F	6,7	325	~ 4	3083	Austritt von Firste hinter Zimmerung
112	FL	6,6	326	~ 15	3225	Austritte von Firste

Der Großteil der Stollenwasserzutritte konzentriert sich auf die Strecke von etwa 1700–2500 m, einem Bereich, der vorwiegend aus Wettersteindolomiten aufgebaut wird. Die Quellaustritte weisen eine Vielfalt auf, die von Wässern aus feinsten Klüften, weiten Klüften über wallerartig ausgebildeten Quellen bis zu verschiedenartigen Zutritten aus großlumigen Karstöffnungen reichen.

Zwischen dem Mundloch und der Stationierung bei etwa 1700 m treten bis auf wenige Ausnahmen (Nr. 2, 5, 11, 13) Quellen aus, die zusammen weniger als 1 l/s schütten.

Eine erste größere Quellgruppe liegt zwischen 1700 und 1730 m und umfaßt neun Austritte, deren Schüttung zusammen ca. 15 l/s beträgt. Der helle Wettersteindolomit in diesem Bereich ist stark verkarstet, sämtliche Austritte dieser Quellgruppe stellen gut ausgeprägte Korrosionslöcher dar, deren Durchmesser von einigen

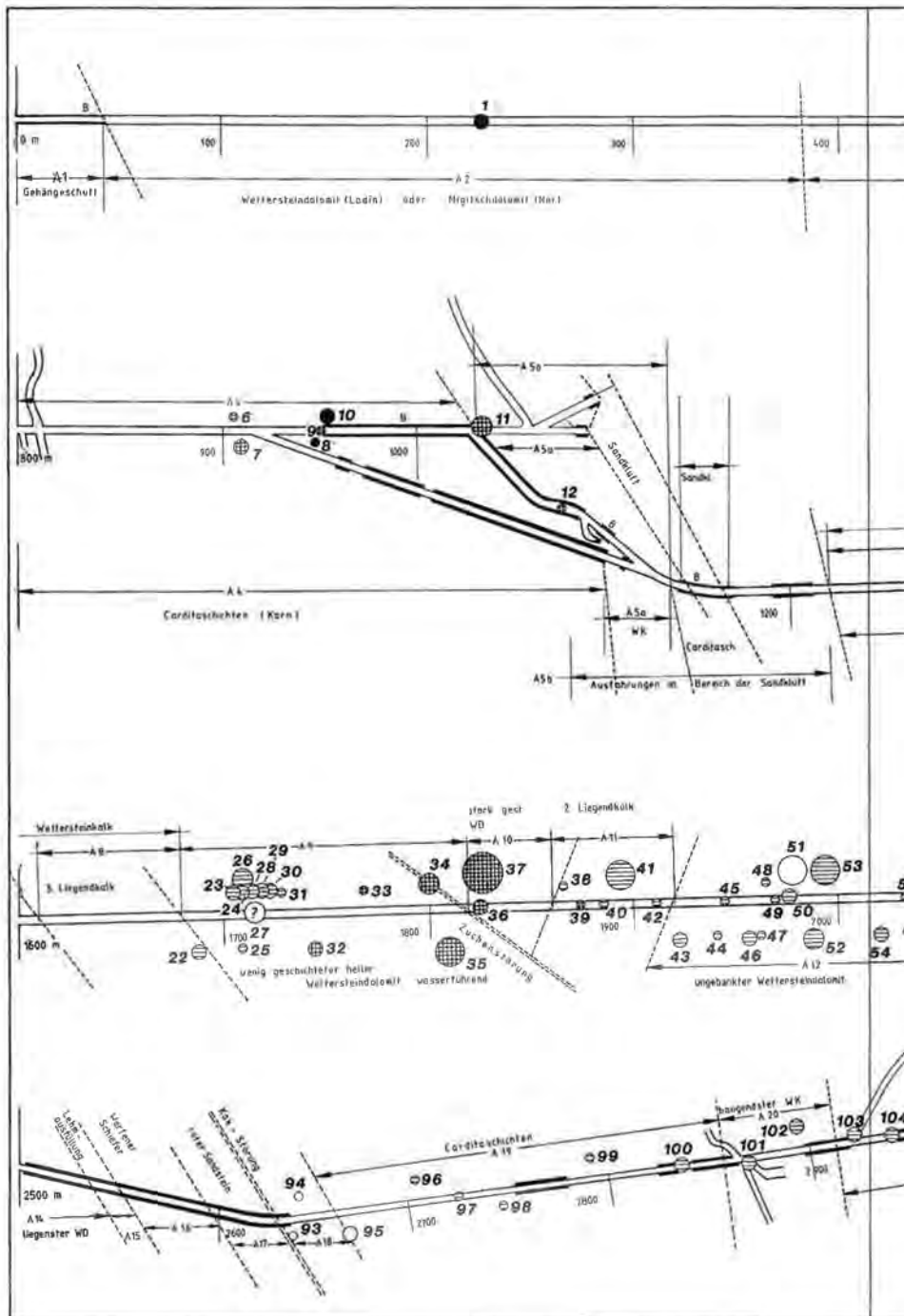


Fig. 4: Grundrißplan des Förolacher Stollens, Lage der Quellaustritte, Schüttung, Temperatur (Geologie aus H. HOLLER, 1977). A=geologische Abschnitte in Tab.1 (Fortsetzung S. 23).



Zentimetern bis 30 cm reicht. Neben aktiven wasserführenden Karstschläuchen kommen in der Nähe dieser Quellgruppe zahlreiche inaktive trockene Karstöffnungen vor.

Im Bereich der Zuchenstörung, knapp nach 1800 m, wurde der sogenannte „Zuchenfluß“ angefahren, einer der größten Zuflüsse im Förolacher Stollen, dessen Schüttungsmenge zur Zeit der Quellaufnahme etwa 75 l/s betrug (Fig. 5).



Fig. 5: Stollenaustritt Nr. 37, Zuchenfluß, stark gestörter Wettersteindolomit, Stationierung 1828 m (Foto: P. RAMSPACHER).

Durch den Stollenvortrieb kam der obertägig fließende Zuchenbach zum Versiegen. Der Austritt des Zuchenflusses im Stollen dürfte die Fortsetzung eines möglicherweise senkrecht nach oben führenden Karstschlotes darstellen.

Im Bereich der Zuchenstörung treten einige weitere Quellen aus, die zusammen mit dem Zufluß Nr. 37 (Fig. 5) annähernd 100 l/s schütten.

Im geologischen Abschnitt 11, dem 2. Liegendkalk, ist der Quellaustritt Nr. 41 (Fig. 6) dominierend. Dieser Stollenwasserzutritt stellt einen ausgeprägten Korrosionsgang mit ca. 15 cm Durchmesser dar, der sich entlang einer Kluft erweitern konnte.

Zwischen 1920 und 2100 m liegen im teilweise stark verkarsteten ungebankten Wettersteindolomit 18 Quellaustritte mit einer Gesamtschüttung von 40–50 l/s. Auffallend für diesen Bereich sind die durchwegs punktförmigen Wasserzutritte aus gut ausgebildeten Korrosionslöchern. Die Quelle Nr. 51 tritt wallerartig mit einem starken Wasserzudrang von der Sohle aus.

Der Zutritt Nr. 61 aus einer wenig wasserführenden ca. 15 cm breiten Kluft dürfte im Kontaktbereich zwischen ungebanktem Wettersteindolomit und 1. Liegendkalk liegen.



Fig. 6: Austritt Nr. 41, Korrosionsloch entlang einer Kluft am linken Ulm oben, Liegendkalk, Stationierung 1893 m (Foto: P. RAMSPACHER).

Wie der Abschnitt 11 ist auch der Abschnitt 13 (Liegendkalk) relativ trocken, unmittelbar an der Grenze zum liegendsten Wettersteindolomit beginnt jedoch eine ausgedehnte Quellgruppe (Nr. 71–77), die mit zwei weiteren großen Quellgruppen (Nr. 78–85 und Nr. 86–92) die Hauptzutritte im Förolacher Stollen darstellen. Die Quellaustritte Nr. 71–92 (Fig. 7, Quelle Nr. 91) schütten zusammen etwa 250 l/s. Diese Menge beträgt 35–40% des gesamten Stollenabflusses.

Auf der Strecke zwischen 2265 und 2302 m erfolgen die Wasserzutritte durchwegs aus feinen Kluftsysteimen, die zum Unterschied von Abschnitt 12 flächenhaft vorliegen.

Die nächste große Quellgruppe (Nr. 78–85), die in derselben geologischen Einheit liegt, weist wiederum größere Klüfte bzw. Korrosionslöcher für Quellaustritte auf.

Der Bereich zwischen 2500 und 2850 m, in dem sich auch die Kakstörung befindet, ist relativ trocken und weist keine nennenswerten Stollenwasserzutritte auf.



Fig. 7: Austritt Nr. 91, einer der Hauptaustritte, stark wasserführende Kluft am rechten Ulm unten, liegendster Wettersteindolomit, Stationierung 2444 m (Foto: P. RAMSPACHER).

In der Wettersteinserie von ca. 2900 m bis zum Vorort entspringen ungefähr 35 l/s, wobei der Quellaustritt Nr. 112 mit ca. 15 l/s den größten Wasserzudrang aufweist.

Die Messungen der Wassertemperatur der einzelnen Austritte im Jänner/Februar 1982 zeigen eine – abgesehen von kleineren Abweichungen – relativ gleichmäßige Abnahme vom Mundloch stolleneinwärts bis etwa 2700 m von ungefähr 9° C auf knapp unter 6° C (Fig. 4 und 8). Ab 2700 m nimmt die Wassertemperatur wieder geringfügig zu und bleibt bis zum Vorort relativ konstant.

Eine Abweichung dieser Temperaturabnahme ist im Bereich der Zuchenstörung erkennbar, wo die Quellaustritte Nr. 32–39 einen leichten Temperaturanstieg erfahren. Der Versuch, diese Temperaturzunahme auf eine unmittelbare Verbindung des Zuchenflusses mit der Oberfläche und demnach auf eine relativ rasche Durchströmung von der Oberfläche zum Stollenniveau zurückzuführen, kann kaum zutreffen, da die Kartierung der Stollenwasserzutritte im Winter erfolgte und

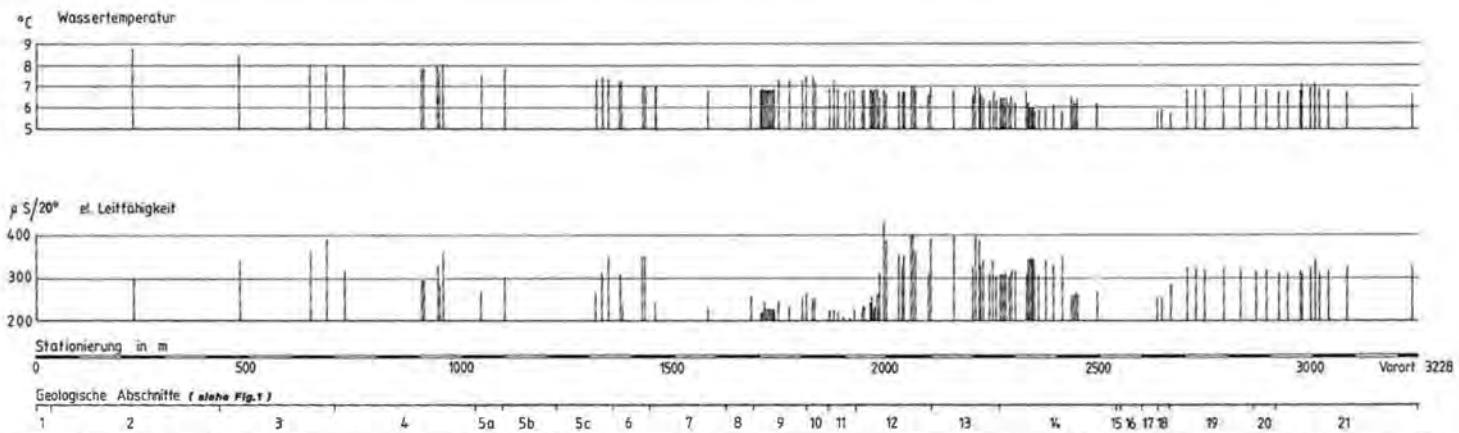


Fig. 8: Darstellung der Wassertemperatur und Leitfähigkeit aller im Stollen aufgenommenen Austritte (geologische Abschnitte aus H. HOLLER, 1977).

demnach diese angenommene Verbindung zur Oberfläche eine Temperaturverminderung zur Folge haben müßte. Vielmehr kann angenommen werden, daß im Bereich der Zuchenstörung ein tektonisch stark beanspruchter Abschnitt mit einer Einschaltung feiner Sedimente und Mylonit vorliegt, die keine allzugroßen unterirdischen Fließgeschwindigkeiten zulassen. Die leichte Temperaturerhöhung könnte deshalb auf die Speicherung von in der warmen Jahreszeit infiltrierten Wässern zurückzuführen sein. Im Bereich der Carditaschichten ab etwa 2650 m und der gesamten Wettersteinserie bis zur Ortsbrust steigt die Wassertemperatur wieder auf über 7,0° C an, eine Tatsache, die ebenfalls auf einen Speichereffekt zurückzuführen sein dürfte. Auffallend ist, daß zumeist an größeren Quellen oder Quellgruppen leichte Anomalien von den generellen Temperaturverhältnissen auftreten.

Die Messungen der elektrolytischen Leitfähigkeit zeigen weniger Unterschiede als man erwarten konnte, die auf 20° C korrigierten Werte bewegen sich im Schwankungsbereich von ca. 200–400 μS (Fig. 8).

Auffallend ist, daß in den einzelnen Schichten des Wettersteindolomits Unterschiede auftreten, die möglicherweise auf eine verschieden schnelle Fließbewegung des Wassers im Gesteinskörper hindeuten. So weist z.B. der Abschnitt 9, der extrem verkarstete Wettersteindolomit, ausschließlich niedrige Leitfähigkeitswerte (um 225 μS) auf, wogegen der Großteil der Quellaustritte aus dem Wettersteindolomit des Abschnittes 12 die höchsten Werte überhaupt erreicht. Die Wässer im Abschnitt 11, dem Liegendkalk, denen erwartungsgemäß hohe Leitfähigkeitswerte eigen sein sollten, erreichen solche von weniger als 225 μS .

3. Stollenabfluß

Der Abflußgang des Förolacher Stollengerinnes ist in Form einer 10jährigen Reihe (1954 bis 1963) in Fig. 9 dargestellt. Die in dieser Abbildung dargestellten Schüttungen repräsentieren mittlere monatliche Durchflüsse beim Kraftwerk Förolach. Der Abflußgang weist im Detail einen unruhigen Verlauf auf, dieser Umstand dürfte darauf zurückzuführen sein, daß die jeweiligen Schüttungsmonatsmittel aus der jeweiligen monatlichen Stromerzeugung rückermittelt wurden. Etwaige kurze Betriebsstillstände dürften für die teilweise hohen monatlichen Schüttungsdifferenzen verantwortlich sein.

Die Schüttungsganglinie des Gesamtabflusses aus dem Förolacher Stollen zeigt im Vergleichszeitraum nur sehr wenig Konformitäten mit Oberflächengerinnen im Bereich des vermutlichen Einzugsgebietes der Stollenwässer (Klausenbach, Tscherniheimerbach). Auch wirken sich größere Niederschlagsereignisse nicht direkt auf den Stollenabfluß aus. Auffallend ist ein Ansteigen des Stollenwasserabflusses jeweils im Winter 1956/57, 1958/59 und 1960/61, zu einer Zeit, in der eine Oberflächeninfiltration auszuschließen ist. Diese Erscheinungen könnten länger verzögerte Abflußmaxima, verursacht durch die Schneeschmelze oder größere Niederschlagsereignisse im Sommer, anzeigen.

Im Februar 1982 wurden am Förolacher Stollengerinne insgesamt vier Schreibpegelanlagen an den Stationierungen 120, 1560, 1850 und 2465 m zur kontinuierlichen Registrierung der Wasserstände errichtet. Nach einer Beobachtungszeit von mehr als zwei Jahren konnten zusätzliche Informationen bezüglich der Charak-

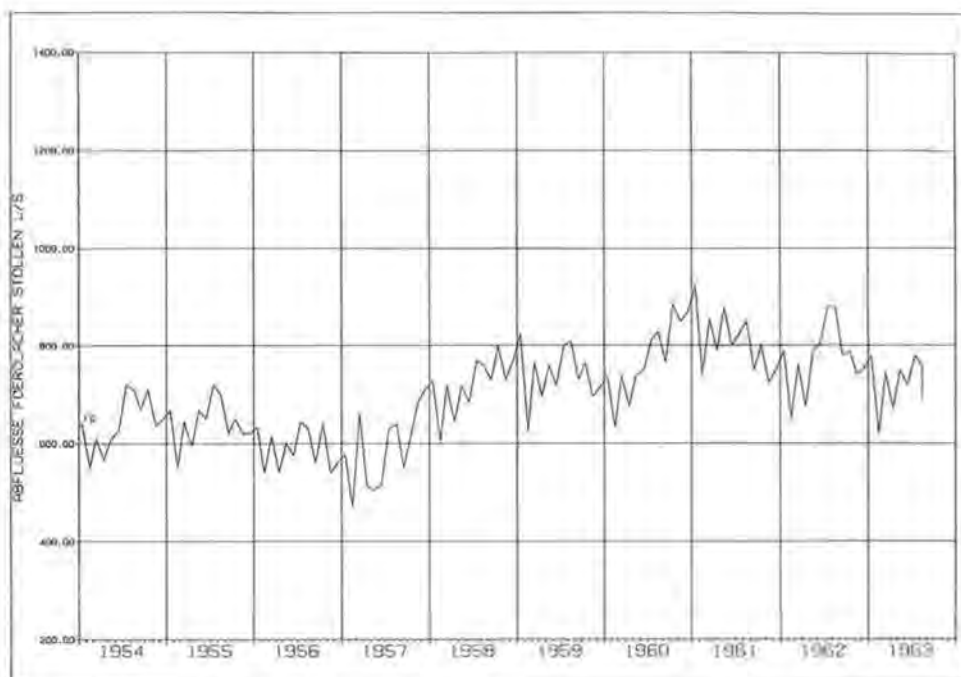


Fig. 9: Mittlerer monatlicher Abfluß (1954 bis 1963) aus dem Förolacher Stollen, ermittelt über die Stromerzeugung im Kraftwerk Förolach.

teristik des Abflußverhaltens in den verschiedenen Stollenabschnitten gewonnen werden.

Die Jahre 1983 und 1984 zeichnen sich im Vergleich zur Meßserie der Dekade 1954 bis 1963 durch einen wesentlich ausgeglicheneren Schüttungsverlauf aus (Fig. 10). Kann aufgrund der starken Schüttungsschwankungen in der Beobachtungsperiode 1953 bis 1964 ein Schüttungsmaximum im Sommer lediglich erahnt werden, so kommt ein ausgeprägtes Abflußmaximum im Sommer in den Jahren 1982 und 1983 deutlich zum Ausdruck. Neben dem Sommermaximum ist aber ein weniger ausgeprägter Schüttungsanstieg in den Wintermonaten deutlich ausgebildet. Dies könnte ein Zeichen für zeitlich verzögerte Abflüsse der Schneeschmelze sowie der Sommerniederschläge sein. Das Abflußjahresmittel am Stollengesamtabfluß der Jahre 1983 und 1984 betrug 637 l/s, das 10jährige Mittel von 1954 bis 1963 betrug 700 l/s. Der Gesamtabfluß schwankte zwischen Februar 1982 und März 1984 zwischen 610 und 670 l/s. Bei der relativ geringen Abflußmenge während der letzten Untersuchungen muß man berücksichtigen, daß im Winter 1983/84 extremes Niederwasser im Gefolge des Trockenjahres 1983 vorherrschte.

Die Abflußmenge am Pegel III bei der Stationierung 1850 m entspricht etwa zwei Dritteln des Gesamtabflusses, was dazu führte, daß die Abflußganglinien des Pegels II und des Pegels I am Stollenausgang in ihrem Verlauf nahezu ident sind. Aber auch der Pegel IV (2465 m) machte dieselbe Bewegung, jedoch in abgeschwächter Form, mit.

Die über einen Zeitraum von 26 Monaten dauernde Abflußkontrolle beim Pegel IV ergab nur geringe Schwankungen zwischen 130 und 150 l/s. Durch ihn

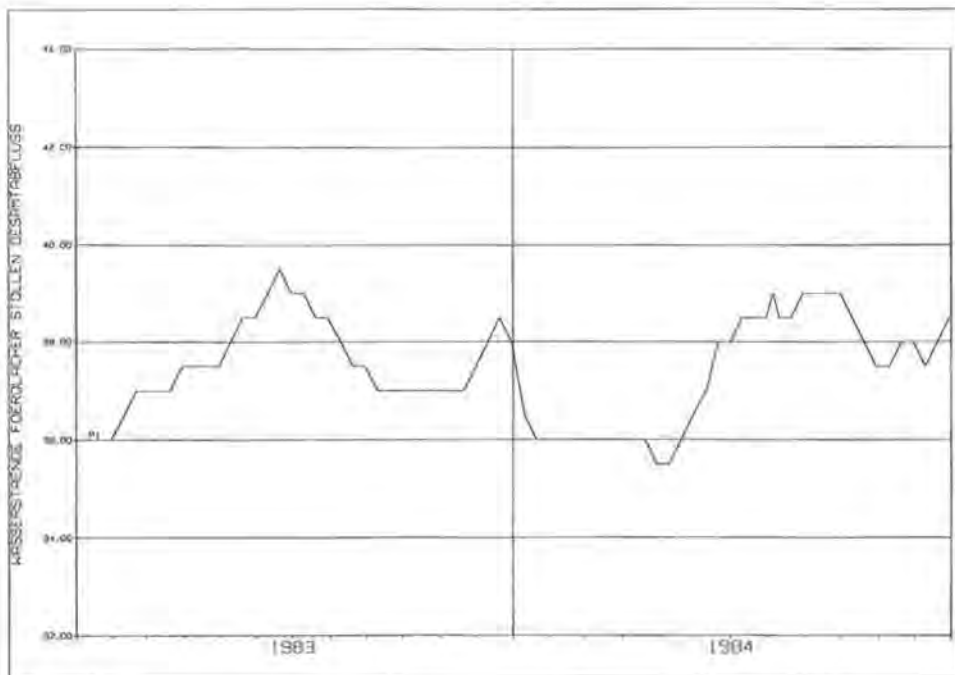


Fig. 10: Tagesmittel des Wasserstandes (1983 bis 1984) am Pegel I (Stollengesamtabfluß).

werden alle Stollenwasserzutritte nördlich der Kakstörung, in deren Verbindung Permoskythsandsteine im Stollen anstehen, erfaßt. Der mittlere Abfluß beträgt hier 138 l/s.

Die bedeutendsten Zutritte liegen zwischen den Pegeln III und IV aus einer Wechselfolge von Wettersteinkalken und -dolomiten. Der mittlere Abfluß beim Pegel III liegt bei 470 l/s, das entspricht einer Gesamtschüttung der Stollenwässer zwischen der Zuchen- und der Kakstörung von 332 l/s. Allein die Zutritte Nr. 88–91 schütten über 200 l/s. Ebenso gering wie in den hinteren Stollenbereichen sind die Abflußschwankungen in diesem Abschnitt, die Amplitude übersteigt hier nicht 30 l/s.

Zwischen den Pegeln II und III liegen die Wasserzutritte vor allem im Bereich der Zuchenstörung, die im Wetterseindolomit angelegt ist. Im Mittel fließen aus diesem Abschnitt 100 l/s ab, die jahreszeitlichen Schwankungen sind im Vergleich zu den oben erwähnten mit 90–150 l/s etwas höher.

Mit dem Pegel I kann nicht nur der Gesamtabfluß, sondern auch die Menge der Stollenwässer im vordersten Abschnitt kontrolliert werden. Schon aus der geringeren Gebirgsüberlagerung ist die im Vergleich mit den anderen Abschnitten beträchtliche Schüttungsschwankung zwischen 30 und 100 l/s abzuleiten, im Mittel fließen hier etwa 70 l/s ab. Im Hauptdolomit und in den Carditaschichten ist die Wasserwegigkeit etwas beschränkt, die größeren Zutritte stellen sich hier erst im Wettersteinkalk (ab Stationierung 1040 m) ein.

Die Tab. 3 gibt eine Zusammenfassung der Abflußverhältnisse im Förolacher Stollen.

Tab. 3: Abfluß Förolacher Stollen.

	Abschnitt A hinter Pegel IV	Abschnitt B zwischen Pegel III+IV	Abschnitt C zwischen Pegel II+III	Abschnitt D zwischen Pegel I+II	gesamt
MQ (l/s)	138	332	100	67	637
MQ (%)	22	52	16	10	100
Q-Schwankungen (l/s)	130–150	320–350	90–150	30–100	610–670
Q-Schwankungen (%)	20–24	50–55	14–24	5–16	

4. Hydrochemische Messungen und Umwelteisotopen- untersuchungen

Die Frage nach der Lage von Quelleinzugsgebieten und der Speicherung unterirdischer Wässer ist eine der bedeutendsten hydrogeologischen Problemstellungen, die in vielen Fällen durch die Untersuchung von Umwelttracern geklärt werden kann.

4.1. Hydrochemische Übersicht

Gleichzeitig mit der Kartierung der 112 Wasserzutritte erfolgte eine Probenahme für hydrochemische Laboruntersuchungen hinsichtlich der Ionen Calcium, Magnesium, Natrium, Kalium, Hydrogencarbonat, Chlorid und Sulfat.

Die signifikantesten chemischen Parameter wurden in Fig. 11 dargestellt:

- die Kationensumme aller 112 Stollenwasserzutritte (durch Linien miteinander verbunden) und
- eine Kreisdarstellung der einzelnen Ionen von jenen Stollenwässern, die für eine Dauerbeobachtung ausgewählt wurden.

Für die Interpretation der Kationensumme ist zu vermerken, daß sie fast ausschließlich den Ca- und Mg-Gehalt darstellt, da die Alkalien kaum repräsentiert sind und daher vernachlässigt werden können.

In den äußeren Stollenbereichen stellt sich eine hohe Mineralisierung der Wässer ein, die fallweise über 5 meV/l hinausgeht. Diese hohen Werte reichen vom Hauptdolomit über die anschließenden Carditaschichten bis zur Sandkluft bei etwa 1100 m. Im plattigen Wettersteinkalk steigt die Ionensumme nochmals über 4 meV/l an (Nr. 14–18).

Extrem niedrig ist die Ionenkonzentration in den Wettersteindolomiten (Nr. 22–37; ca. 3 meV/l), in den in diesen Dolomiten eingeschalteten Wettersteinkalken sinkt die Kationensumme über eine kurze Strecke sogar unter 3 meV/l ab (bei etwa 1900 m). In den darauffolgenden Kalken und Dolomiten bis zur Kakstörung bei 2600 m pendelt sich die Konzentration auf 3–3,5 meV/l ein, ohne allerdings größeren Schwankungen unterworfen zu sein. Nach der Kakstörung in den Carditaschichten und Wettersteinkalken bleiben die Werte bei 3 meV/l, während im

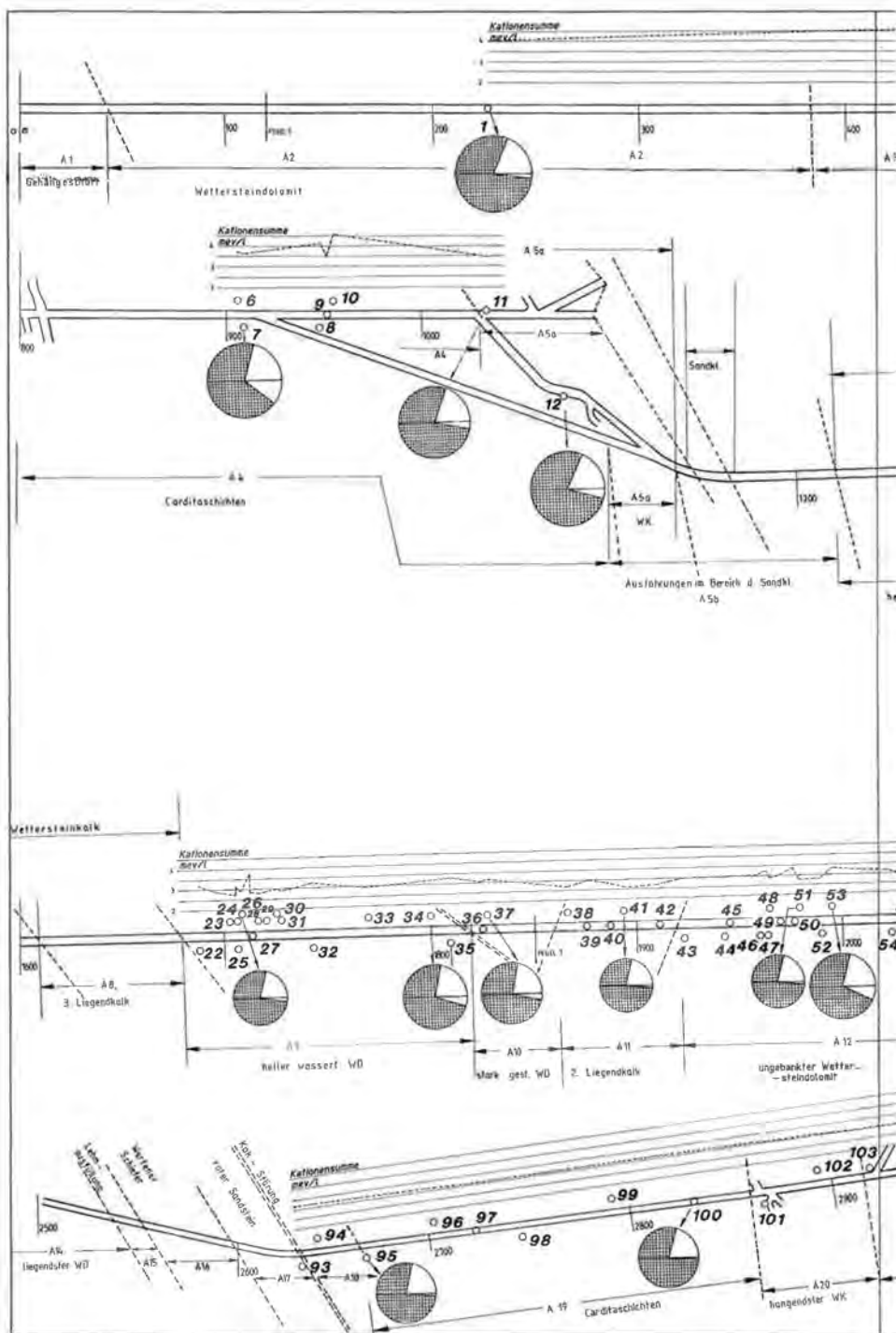


Fig. 11: Stollenwasserzutritte mit hydrochemischer Charakterisierung (Fortsetzung S. 33).

letzten Stollenabschnitt, in den Wettersteindolomiten, die Kationensumme noch einmal geringfügig ansteigt.

Bei der Beurteilung der einzelnen Ionen gibt das Ca/Mg-Verhältnis nur äußerst spärliche Auskünfte. Dies wohl auch deshalb, weil keine klaren Abgrenzungen zwischen den Kalken und Dolomiten der Wettersteinserie vorhanden sind und das von der Oberfläche infiltrierte Wasser in Kontakt sowohl mit Kalken als auch mit Dolomiten gerät. Das Ca/Mg-Verhältnis liegt im zentralen und hinteren Stollenbereich generell zwischen 1,3 und 1,4, was auf einen im allgemeinen relativ hohen Dolomitanteil im durchströmten Bergleib hinweist. Lediglich in den ersten Carditaschichten zwischen 700 und 1030 m ist das Calcium stärker dominant (Ca/Mg ca. 1,6). Die kaum unterschiedliche Calcium-Magnesium-Relation ist auch in der Darstellung der Hydrochemie in Form von Kreisen entlang des Stollens deutlich sichtbar.

Von den einzelnen Ionen schwankt der Sulfatgehalt am meisten. Allerdings sind die örtlichen Sulfatunterschiede nicht direkt mit den geologischen Abschnitten entlang der Stollentrasse in Einklang zu bringen. So steigt die Sulfatkonzentration im äußersten Abschnitt bis zu den Carditaschichten nahe der Sandkluft kontinuierlich von 6 auf 56 mg/l an. Das absolute Maximum liegt zwischen 1300 und 1400 m, wo die Wettersteinkalke plattig ausgebildet sind. Es folgt sodann bis gegen 2000 m eine sulfatarme Zone in nahezu ungestörten Wettersteinkalken und -dolomiten. Im Gegensatz dazu sind die Kalke zwischen 2000 und 2200 m stark gestört, was mit einem kräftigen Anstieg der Sulfatwerte von Wässern dieses Bereiches einhergeht. Fast sulfatfrei ist der letzte Abschnitt in den Carditaschichten und im Wetter-

Tab. 4: Die wichtigsten Stollenabschnitte und die chemischen Parameter ihrer Wasserzutritte.

geologischer Abschnitt und Stationierung (m)	Probenzahl	Ca/Mg (Abweichung)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)
Hauptdolomit 431-697	3	1,46 (0,40)	54-61	23-25	249-276	15-21
Carditaschichten 697-1030	7	1,56 (0,10)	42-55	16-23	171-210	10-56
Wettersteinkalk 1221-1438	8	1,45 (0,26)	41-52	16-23	161-184	4-56
Wettersteindolomit 1438-1857	16	1,34 (0,14)	31-36	14-17	154-171	4-15
Wettersteinkalk 1857-1920	5	1,36 (0,04)	31-33	13-15	146-158	2-9
Wettersteindolomit 1920-2100	16	1,39 (0,05)	34-41	14-18	153-170	6-39
Wettersteinkalk 2100-2259	12	1,31 (0,08)	31-42	14-18	150-170	3-29
Wettersteindolomit 2259-2545	14	1,29 (0,08)	30-37	15-17	152-176	4-10
Carditaschichten 2545-2857	8	1,34 (0,08)	35-36	16-17	170-177	1-5
Wettersteindolomit 2913-3228	7	1,33 (0,07)	34-36	16-17	168-198	1-2

steindolomit, was auch auf die Wässer im weiteren Bereich der Werfener Schichten zutrifft, die in der Kakstörung angefahren wurden.

Da die erhöhten Sulfatkonzentrationen in den Wettersteinserien auftreten, könnten sie Anzeichen für eine Vererzung sein, da die hier bekannten Vorkommen sulfidische Lagerstätten sind. Besonders hervorzuheben ist der Umstand, daß die höchsten Sulfatwerte in jenen Wässer zu finden sind, die in besonders störungsintensiven Stollenabschnitten zutreten.

Die chemische Beschaffenheit der Wässer, bezogen auf die geologischen Formationen ihrer Zutritte, bietet Tab. 4.

4.2. Dauerbeobachtung

Auf der Grundlage der aufgenommenen Stollenwasserzutritte wurden für monatliche Analysen 26 Beprobungspunkte ausgewählt (Tab. 5).

Tab. 5: Für die Dauermessungen im Förolacher Stollen ausgewählte Wasserzutritte.

Nr.	Stationierung (m)	Schüttung (l/s; geschätzt)	geologischer Abschnitt
1	227	n.m.	Hauptdolomit
2	478	6,5	Hauptdolomit
4	685	0,2	Hauptdolomit/Cardita
5	723	2,0	Cardita
7	908	1,5	Cardita
11	1030	3	Cardita/Wettersteinkalk
12	1075	0,2	Wettersteinkalk
13	1317	5	Wettersteinkalk hell
16	1374	1,5	Wettersteinkalk dunkel
26	1710	2,3	Wettersteindolomit
35	1809	6	Wettersteindolomit
37	1829	80	Wettersteindolomit/Zuchenstörung
41	1893	15	Wettersteinkalk (2. liegend)
51	1980	6	Wettersteindolomit
53	1995	10	Wettersteindolomit
58	2052	15	Wettersteindolomit
66	2221	5	Wettersteinkalk (1. liegend)
78	2329	20	Wettersteindolomit
83	2348	20	Wettersteindolomit
88	2436	> 50	Wettersteindolomit
91	2444	> 50	Wettersteindolomit
92	2495	1	Wettersteindolomit
95	2678	0,8	Wettersteinkalk/Cardita
100	2831	1	Cardita
105	2976	4	Wettersteinkalk
112	3225	15	Wettersteindolomit

4.2.1. Jahresgang

Für die Interpretation der Meßwerte stehen 16 Meßreihen zwischen Februar 1982 und September 1983 zur Verfügung (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} ; Sauerstoff-18).

Ca/Mg-Verhältnis

Die in der Nähe des Stollenausgangs austretenden Wässer weisen sowohl eine höhere Ca/Mg-Relation als auch eine größere Schwankungsbreite auf. Erst etwa ab der Stationierung 1400 m, wo sich das Ca/Mg-Verhältnis auf 1,2–1,3 stabilisiert, stellt sich ein außerordentlich gleichmäßiger Jahresgang ein. Bei den Stollenwasserzutritten Nr. 88 und 112 steigt das Ca/Mg-Verhältnis im Juli bis 1,4 an, ansonsten sind keine nennenswerten Unterschiede erkennbar. Die Ursache könnte darin liegen, daß die beiden Erdalkalien unterschiedlich in Lösung gehen. Die höhere Löslichkeit des Calciums kann dabei ein Ausdruck vermehrter Infiltrationswässer wie Schneeschmelze oder Starkniederschläge sein.

Sulfatgehalt

Der Jahresgang dieses Ions verläuft bei nahezu allen Probenahmestellen ziemlich ausgeglichen. Geringfügige Änderungen einer Konzentrationserhöhung im Winter weisen auf eine Verminderung der Infiltration hin, was eine erhöhte Lösungsmöglichkeit des im Bergleib gespeicherten Wassers in den Gipslagen zur Folge hat. Dieser Konzentrationsanstieg, der mit Ausnahme des Austrittes an der Ortsbrust bei allen übrigen Wässern erkennbar ist, liegt in der Größenordnung von ca. 5 mg/l.

Temperatur

Auch der Temperaturverlauf ist sehr ausgeglichen, wenn man vom ersten Stollenwasserzutritt (Stationierung 227 m) absieht, der ein deutliches Maximum im September erreicht. Hier ist der Einfluß der geringen Überlagerung noch klar erkennbar. Bei einigen übrigen Wässern stellt sich eine geringfügige Erhöhung im Jahresgang Anfang November ein, während die niedrigsten Temperaturen generell in den März fallen. Allerdings übersteigt die Schwankungsbreite kaum 0,3° C, so daß man keineswegs von Extremwerten sprechen kann.

Sauerstoff-18

Durch diesen Parameter ist es möglich, infolge des Temperatureffektes die Infiltrationsbedingungen zu erfassen. Da die Winterniederschläge gegenüber den Sommerregen isotopisch leichter sind, bilden die jahreszeitlichen ¹⁸O-Schwankungen der Stollenwässer eine Funktion ihrer unterirdischen Durchmischung. Bei den Stollenwasserzutritten Nr. 2 und Nr. 11 fällt das Maximum des ¹⁸O-Gehaltes in den späten September, was auf eine kürzerfristige unterirdische Speicherung hinweist, da sich zu diesem Zeitpunkt schon die Sommerniederschläge – allerdings in abgeschwächter Form – auswirken. Dies ist beim Stollenwasserzutritt Nr. 2 aufgrund der nicht allzu mächtigen Gebirgsüberlagerung leicht erklärbar, zusätzlich liegt dieser Austritt in der Nähe einer Störung im Hauptdolomit (Fig. 12). Andere Stollenwässer, wie Nr. 37 oder 88, dürften erst im November/Dezember Mischwässer führen, die merkbare Anteile am Sommerniederschlag haben.

In ähnlicher Weise kann auch der Isotopengehalt der Winterniederschläge interpretiert werden. So sind die Auswirkungen der Schneeschmelze – ausgedrückt durch ein ¹⁸O-Konzentrationsminimum – bereits im Mai/Juni erkennbar (Nr. 2, Nr. 13), während isotopisch leichte Wasserkomponenten bei anderen Stollenwasserzutritten erst im September durchschlagen (z.B. Nr. 37, 95).

4.2.2. Hinweise auf das Einzugsgebiet der Stollenwässer

Umwelttracer eignen sich in hohem Maße zur groben Anschätzung der Lage von Quelleinzugsgebieten. Ihr Wert wird noch dadurch gesteigert, wenn längerzeitige

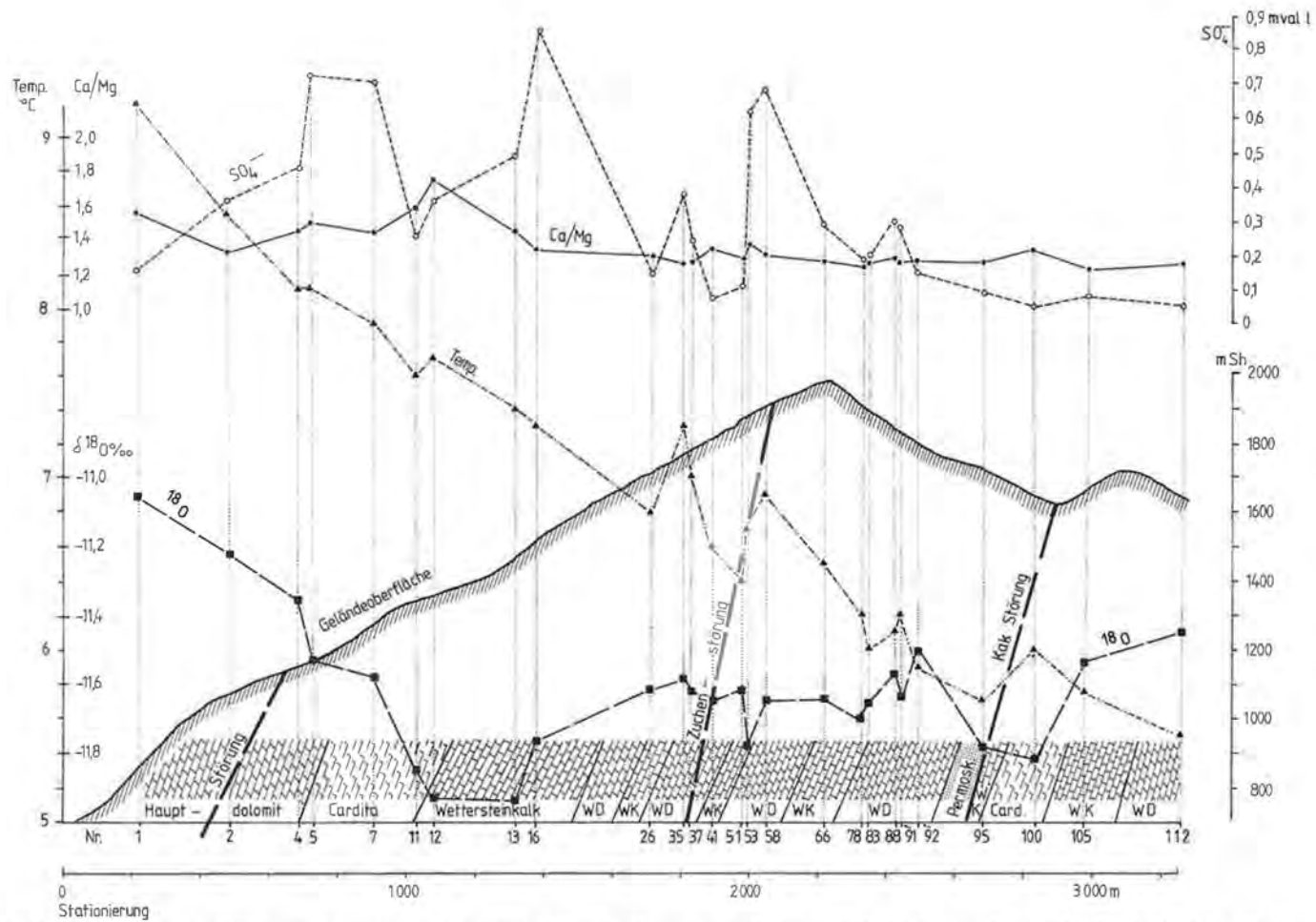


Fig. 12: Mittelwerte verschiedener Parameter von ausgewählten Stollenwässern (Februar 1982 bis September 1983); Geologie siehe Fig. 2.

Meßreihen, wie auch im Förolacher Stollen, vorliegen. In Fig. 13 wurde der mittlere Sulfatgehalt zum Ca/Mg-Verhältnis in Beziehung gesetzt, wobei die Schwankungen der Ca/Mg-Relation mitberücksichtigt wurden. In dieser Darstellung ist ersichtlich, daß ein erhöhter Sulfatgehalt (bis etwa 41 mg/l) nicht durchwegs einer bestimmten geologischen Einheit zuzordnen ist. Seine Verteilung kann in drei Gruppen zusammengefaßt werden:

- Den Hauptteil der Stollenwässer nehmen solche mit vorwiegend dolomitischem Einfluß und niedriger SO_4 -Konzentration ein. Sie sind im Detail nicht mehr differenzierbar.
- Diesen stehen die Wässer Nr. 1, 11 und 12 mit einem höheren Calciumanteil gegenüber, der aber mit einem niedrigen Sulfatgehalt verbunden ist. Beim Stollenwasserzutritt Nr. 1 ist letzteres verständlich, nicht aber der hohe Calciumanteil aus dem Hauptdolomit. Eine Erklärung dafür könnte in der Stationierung dieses Austrittes nur knapp 200 m vom Mundloch entfernt liegen. Durch die geringe Gebirgsüberlagerung wird die Lösung von Hangschutt an der Oberfläche in der chemischen Zusammensetzung des Wassers vermehrt wirksam, da hier der Kalkgehalt viel höher ist als im anstehenden Hauptdolomit. Dies wird z.B. dadurch bestätigt, daß dem Austritt Nr. 2 (ebenfalls im Hauptdolomit) ein bedeutend geringeres Ca/Mg-Verhältnis eigen ist. Die Wässer Nr. 11 und 12 entspringen aus Hangendpartien des Wettersteinkalkes.
- Wie schon erwähnt, sind die Wässer mit den höchsten Sulfatwerten nicht an bestimmte Stollenabschnitte gebunden. So liegen die Austritte Nr. 53 und 58 im Wettersteindolomit, Nr. 5 und 7 in Carditaschichten und Nr. 16 im Wettersteinkalk. Da vor allem durch die starke tektonische Beanspruchung dieses Teiles der Gailtaler Alpen der geologische Bau außerordentlich kompliziert ist, erscheint die weite Streuung des Sulfatgehaltes nicht verwunderlich.

Hinweise auf Stollenwassereinzugsgebiete bietet auch die Verteilung gemittelter Meßwerte einiger hydrologischer Parameter entlang des Stollens (Fig. 12). Es handelt sich dabei um Ca/Mg, SO_4^{2-} , Temperatur und ^{18}O , die im Vergleich mit den lithologischen Einheiten im Stollenlängsschnitt dargestellt wurden, wobei sich in dieses Bild auch die hydrogeologische Funktion der Hauptstörungen und die Gebirgsüberlagerung einbinden lassen. So liegen die Hauptaustritte an der Zuchenstörung (Nr. 37) und im hangenden Wettersteindolomit der Permoskyth-Folge an der Kakstörung (Nr. 88, 91). Ziemlich einheitlich sind die Mittelwerte des Ca/Mg-Verhältnisses über die gesamte Stollenlänge verteilt. Sie liegen zwischen 1,2 und 1,7, doch sind die höheren davon auf die Wässer Nr. 11 und 12 beschränkt, die in der Nähe der sogenannten „Sandkluft“, einer Mylonitzone, austreten (Fig. 1).

Die Temperatur der Stollenwässer nimmt bergwärts von knapp 9°C kontinuierlich auf etwa $5,5^\circ\text{C}$ ab, wobei sich die jahreszeitlichen Schwankungen in einem sehr schmalen Band bewegen und außer bei den ersten drei Zutritten (Nr. 1, 2, 4) $0,3^\circ\text{C}$ nicht überschreiten.

Eine besondere Rolle dürfte die Durchlüftung des Bergleibes spielen, was kaum mit der Gebirgsüberlagerung oder mit der Höhe des Einzugsgebietes korrelierbar ist. Wie die hydrogeologische Aufnahme des Stollens zeigt, gibt es eine Reihe trockener Karstschläuche, die eine Luftzirkulation garantieren. Die Temperaturabnahme entlang der Stollenachse verläuft allerdings nicht gleichmäßig, sondern ist mit sekundären Spitzen bestückt, die im Bereich der Zuchenstörung, bei den Austritten Nr. 53 und 58 sowie bei den Großquellen Nr. 88 und 91 eine bemerkenswerte

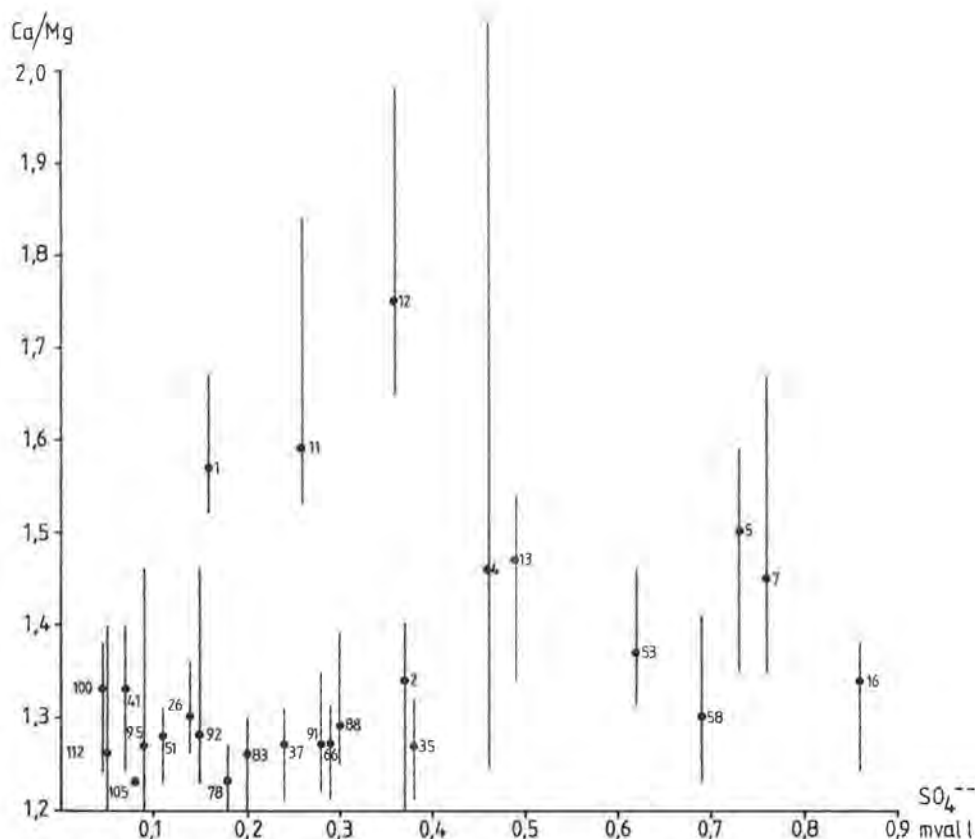


Fig. 13: Verhältnis $SO_4 : Ca/Mg$.

Parallelität mit dem Sulfatgehalt aufweisen. Da eine höhere Sulfatkonzentration mit einem Temperaturanstieg zusammenfällt, stehen diese Temperaturspitzen mit energetischen Vorgängen bei der Gipslösung in Zusammenhang, die eine Erwärmung des Wassers zur Folge haben.

Erhöhte Sulfatwerte stehen in den äußeren Stollenabschnitten mit Carditaschichten und dunklen Plattenkalken der Wettersteinserie in Zusammenhang, ab der Zuchenstörung sind solche Gehalte eher an dolomitreiche Serien gebunden.

Eine Zuordnung der Stollenwässer zur mittleren Höhe ihres Einzugsgebietes läßt die Auswertung der Sauerstoff-18-Werte zu, weil der Höheneffekt durch eine repräsentative Mittelwertbildung und durch ein akzentuiertes Oberflächenrelief klare Aussagen erlaubt.

Die Stollenwässer im Hauptdolomit (Nr. 1, 2, 4) sind stärker angereichert, ihr Einzugsgebiet liegt daher an der Südflanke der Graslitzen. Die mittlere Höhe ihres Einzugsgebietes dürfte daher bei einer durchschnittlichen Sauerstoff-18-Konzentration von $-11,2 \text{ ‰}$ in 1100–1200 m Seehöhe liegen.

Die Wässer aus den Carditaschichten und ihrer Grenzbereiche machen stolleneinwärts einen markanten Abfall des Sauerstoff-18-Gehaltes mit (von $-11,5$ bis

-11,9 ‰), was konform mit dem Anstieg des oberirdischen Einzugsgebietes am Südhang der Graslitzten verläuft. Die mittlere Höhe dieser Gesteinsfolge in ihrem oberbärgigen Ausstreichen liegt knapp über 1400 m.

Die absolut tiefsten Sauerstoff-18-Werte repräsentieren die Stollenwässer aus dem folgenden Wettersteinkalk (Nr. 12, 13). Ihnen müßte daher das höchstliegende Einzugsgebiet im unmittelbaren Bereich des Hauptkammes zukommen. Das ist allerdings trotz des Südeinfallens der Gesteinsschichten aus dem geologischen Profil nicht ablesbar (Fig. 12), so daß anzunehmen ist, daß hier eine nennenswerte seitliche Zuströmung von Infiltrationswässern aus den Höhenbereichen des Spitzegels-Graslitzten-Zuges die niedrigen Sauerstoff-18-Werte hervorruft. Der Sauerstoff-18-Gehalt von -11,9 bis -12,0 ‰ würde einer mittleren Höhe von 1700–1800 m entsprechen.

Bemerkenswert ist der Sauerstoff-18-Anstieg in der Wettersteindolomit-Wettersteinkalk-Folge um die Zuchenstörung. Ihre Wässer sind ähnlich hoch angereichert wie jene der Großaustritte Nr. 88–92 im Wettersteindolomit über der Kakstörung. Während das Einzugsgebiet letzterer Stollenwasserzutritte in der orographisch gegenüber dem Hauptkamm eingetieften Mulde der St. Stefaner Alm liegen dürfte, muß der hohe Sauerstoff-18-Gehalt der Zuchenwässer wohl mit einer starken Verschuppung der fast saiger stehenden Gesteinspakete in Verbindung gebracht werden. Da die Störung im Streichen des Gebirges liegt, ist hier mit einem langgestreckten W-E-gerichteten Einzugsgebiet zu rechnen.

Die Stollenwässer nördlich der Kakstörung (Nr. 95, 100) dürften aufgrund des Sauerstoff-18-Abfalles aus dem Bereich des Meisternockes stammen, während die letzten bis zur Ortsbrust (Nr. 112) schon vom Bodental her beeinflusst werden.

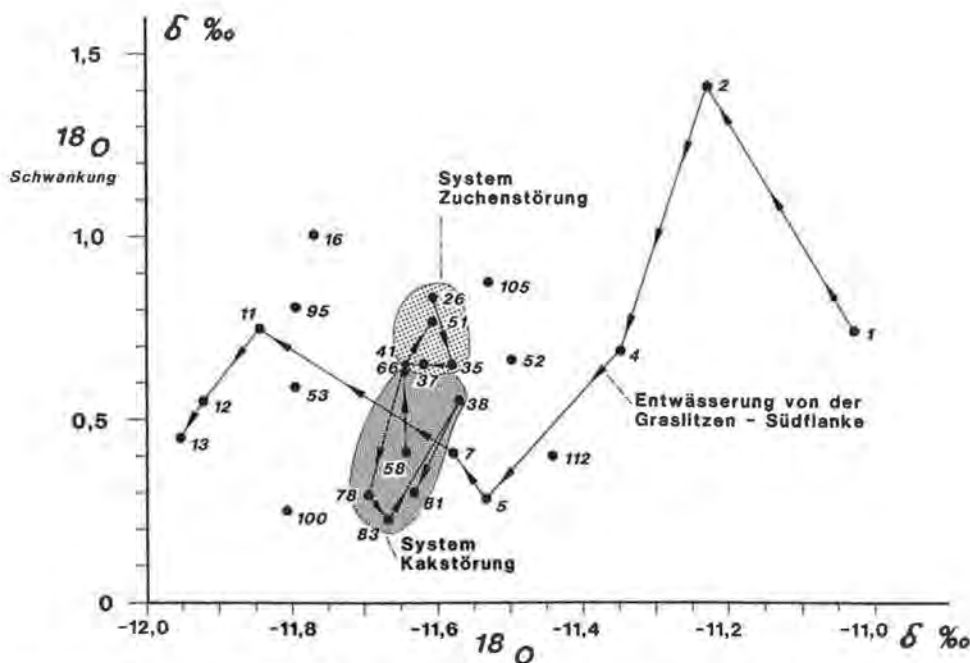


Fig. 14: Klassifizierung von Stollenwässern aufgrund von ^{18}O -Untersuchungen.

Eine Charakterisierung der Entwässerungssysteme zeigt auch die Gegenüberstellung der Sauerstoff-18-Mittelwerte zu ihrer Schwankungsamplitude während der Beobachtungszeit (Fig. 14). Wie schon in Fig. 11 ersichtlich, nimmt der Sauerstoff-18-Gehalt bis zum Zutritt Nr. 13 kontinuierlich ab. Die große Schwankung bei Nr. 2 weist überdies auf die geringe Speichertätigkeit der Störung im Hauptdolomit hin.

Gut charakterisieren lassen sich die beiden Hauptsysteme der Stollenwässer, deren Einzugsgebiete in ähnlichen Höhenlagen situiert sind. Das System Zuchensörung, aus dem 25–30% der Gesamtmenge abfließen, wird dabei etwas schneller entwässert als das System Kakstörung, das etwa 40% des Stollenabflusses alimentiert. Diese Bewertung gilt jedoch nur für das gesamte System, Einzelschneidungen wie z.B. Nr. 37 und Nr. 88 können dabei durchaus eine ähnliche Sauerstoff-18-Schwankungsbreite erreichen.

4.2.3. Hinweise auf die unterirdische Speicherung

Aufgrund des ausgeglichenen Sauerstoff-18-Jahresganges bei den Stollenwässern ist für die Berechnung ihrer unterirdischen Verweildauer die Anwendung des Exponentialmodells möglich. Sie beruht auf dem Amplitudenverhältnis zwischen Output und Input, und die Dämpfung des Jahresganges stellt somit bei den untersuchten Stollenwässern eine Zeitfunktion der unterirdischen Speicherung dar.

Die ältesten Wässer, die eine mittlere Verweilzeit von ca. fünf Jahren erreichen, sind über die gesamte Stollenlänge verteilt. In den vorderen Stollenabschnitten stammen sie aus ziemlich engscharigen Klüften der Carditaserie mit geringer Schüttung (ca. 700–1000 Stollenmeter). Ähnliche Speichereigenschaften weisen auch die Carditageschiebe im hintersten Stollenabschnitt auf, die durch den Austritt Nr. 100 repräsentiert werden.

Ein beachtliches Ausmaß unterirdischer Speicherung kommt auch jenem Wettersteindolomit zu, der den durch die Kakstörung emporgepreßten Permoskythsandstein überlagert. Auf der anderen Seite ergaben die Berechnungen des mittleren Alters für die äußeren Stollenwässer (etwa bis 600 Stollenmeter) wegen der nur geringen Überdeckung Werte, die durchwegs unter zwei Jahren liegen.

Die Berechnung der unterirdischen Verweildauer läßt sich gut mit den jahreszeitlichen Sauerstoff-18-Schwankungen korrelieren. So fällt bei den Wässern im vorderen Stollenabschnitt das Minimum durchwegs in den Mai/Juni, bei den ältesten Zutritten kann man die Auswirkungen der Schneeschmelze – wenn überhaupt – erst im September erkennen.

5. Vorbereitung und Durchführung eines kombinierten Markierungsversuches

Der Förolacher Stollen, der den Hauptkamm der Gailtaler Alpen in über 3 km Länge unterfährt, übt über die gesamte Länge die Funktion einer Drainage des Gebirges aus. Steilstehende triadische Dolomite und Kalke erfuhren eine tiefreichende Verkarstung, die auch heute noch teilweise aktiv ist. Die umfangreichen Langzeituntersuchungen hinsichtlich Hydrochemie und Umweltsotope haben Hinweise über Speicherung und Einzugsgebiet der Stollenwässer gebracht. Um das Bild auch methodisch abzurunden und um die Wertigkeit der hydrogeologischen Aussagen

noch zu erhöhen, wurde ein kombinierter Markierungsversuch mit obertägigen Einspeisungen im Bereich der Stollentrasse durchgeführt. Beim Markierungsversuch bzw. der Auswahl der Einspeisungsstellen ging es vor allem darum, zu ergründen, ob der sehr steil nach S fallende ($79-80^\circ$), nahezu W-E-verlaufende Permoskythsandstein im Bereich der Kakstörung hydrogeologisch als Schürze wirksam ist. Die steil südfallende Kakstörung trennt den im Stollen auf einer Länge von etwa 35 m aufgeschlossenen roten Sandstein im N von dem in die Störung eingeklemmten hellweißen Wettersteinkalk. Dieser Störungsbereich im Stollen entspricht einer ebenfalls roten Sandstein als Gleitmaterial führenden Überschiebungsbahn über Tage, etwa 800 m westlich der Stollennachse im Bereich des Kaksattels unweit der St. Stefaner Alm. Um die mögliche abdichtende Wirkung der Kakstörung mit ihren begleitenden Gesteinseinheiten (Sandstein, Mylonit) nachzuweisen, wurde je eine Farbeinspeisung beiderseits der Kakstörung vorgesehen.

Der Nachweis einer dichtenden Wirkung dieser Sandsteine an der Basis der Trias könnte auch weitreichende Folgen nach sich ziehen, die durch die bisherigen Untersuchungen nicht geklärt werden konnten: ob nämlich Karstwasser, das aus dem Bereich nördlich dieser Störung stammt, in das Gailtal abströmen kann. Ein Hinweis, daß dies sehr wohl der Fall sein dürfte, könnte dadurch gegeben sein, daß die Basis der Verkarstung auch nördlich der Kakstörung unterhalb des Stollenniveaus liegt und die Entwässerung auch hier auf eine tiefere Vorflut ausgerichtet sein muß, die nur das Gailtal oder eventuell das Drautal sein können.

Eine dritte Einspeisung etwa 1,5 km östlich der Stollennachse sollte Hinweise liefern, wie weit sich die drainagierende Wirkung des Stollens in östliche Richtung auswirkt.

5.1. Einspeisung der Markierungsstoffe

Am 11. Juli 1986 wurde nach vorheriger Erkundung des Terrains die Einspeisung der drei Farbracer Rhodamin, Uranin und Eosin vorgenommen. Die Lage der Eingabestellen ist aus Fig. 15 zu entnehmen, zwei von ihnen liegen direkt oberhalb der Stollentrasse, eine weitere wurde etwas weiter im E im Bereich des Hauptkammes ausfindig gemacht. Es war auch geplant, eine vierte Stelle im Bereich der Förolacher Alm, westlich des Kak, auszuwählen, doch scheiterte dies mangels einer geeigneten Versickerungsstelle sowie an der schlechten Zugänglichkeit für den Wassertransport.

Da an keiner der drei Eingabestellen ein natürlicher, kontinuierlicher Zufluß vorhanden war, mußte der Großteil des für die Eingabe notwendigen Wassers antransportiert werden. Aus diesem Grunde war für eine Vorspülung zur Aktivierung der Wasserwege nur eine begrenzte Wassermenge zu Verfügung.

Einspeisungsstelle 1: Graben westlich der St. Stefaner Alm

In diesem Graben ist der Permoskythsandstein aufgeschlossen. Die nahezu W-E-verlaufende Grabennachse wird von dem etwa 20 m mächtigen Permoskythaufruch in spitzem Winkel gequert. Die Sandsteine bewirken an der orographisch linken Grabenseite den Austritt einer kleinen Quelle, die für die Trinkwasserversorgung der St. Stefaner Alm verwendet wird. Das Überwasser dieser Quelle versickert unterhalb der Querung des Sandsteinbandes in dem südlich des Sandsteines liegenden Karbonatgestein. Bei größerer Wasserführung fließt das Wasser dieses Grabens oberflächlich in Richtung Klausenbach ab. Zur Zeit der Einspeisung

herrschen Niederwasserverhältnisse, die versickernde Wassermenge betrug wesentlich unter 0,1 l/s. Die Eingabe des Tracers erfolgte an der Grabensohle südlich der Permoskytheinlagerung, für die Nachspülung wurde Wasser aus dem Trinkwasserreservoir verwendet.

Eingabedaten:

- 11. Juli 1985, 9.30–10.00 Uhr,
- Seehöhe: 1640 m,
- Tracer: 2 kg Amidorhodamin B 200.

Einspeisungsstelle 2: Bärenalgraben

Dieser flache Graben, ca. 500 m nördlich der ersten Einspeisungsstelle, der größtenteils mit Hangschutt bedeckt ist, war zur Zeit der Einspeisung vollkommen trocken. In den vom episodisch fließenden Gerinne ausgeformten Erosionsrinnen ist örtlich der anstehende Wettersteindolomit aufgeschlossen. In einer dieser Stellen wurde im Rahmen eines Sickerversuches eine geeignete Eingabestelle gefunden. Die Situation, daß der Graben vollkommen trocken war, erforderte den Antransport des gesamten Spülwassers.

Eingabedaten:

- 11. Juli 1986, 10.25–10.30 Uhr,
- Seehöhe: 1620 m,
- Tracer: 2 kg Uranin,
- Vorspülung: 1000 l, 10.20–10.25 Uhr,
- Nachspülung: 5000 l.

Einspeisungsstelle 3: Stollen oberhalb der Schnabelhütte (Köstendorfer Alm)

Dieser aufgelaassene Bergbaustollen ist etwa 30 m lang, gut begehbar und weist einige kurze Abzweigungen auf. Er schließt einen kompakten Dolomit auf, der nur von wenigen Klüften aufgelockert ist. Die Einspeisung erfolgte in eine Schichtfuge in der Nähe der Ortsbrust, für die Nachspülung standen nur etwa 20 l Wasser zur Verfügung, das sich in der Nähe der Einspeisungsstelle in einer kleinen Vertiefung aus Tropfwasser gesammelt hatte. Ein zusätzlicher Wassertransport für die Einspeisung war nicht möglich, da der Stollen lediglich über sehr steiles Gelände zu Fuß erreichbar ist.

Eingabedaten:

- 11. Juli 1986, 15.00 Uhr,
- Seehöhe: 1722 m,
- Tracer: 2 kg Eosin gelblich.

5.2. Probenahme

In Fig. 15 ist neben den Eingabestellen auch die Lage der Probenahmestellen dargestellt, diese gliedern sich in:

- a) Quellen: THQ Quelle Tscherniheim,
GT72 Pöllandquelle,
QFS Quellfassung Sussawitsch,
QAS Quelle Siebenbrunn,
QFK Quellfassung Köstendorf.

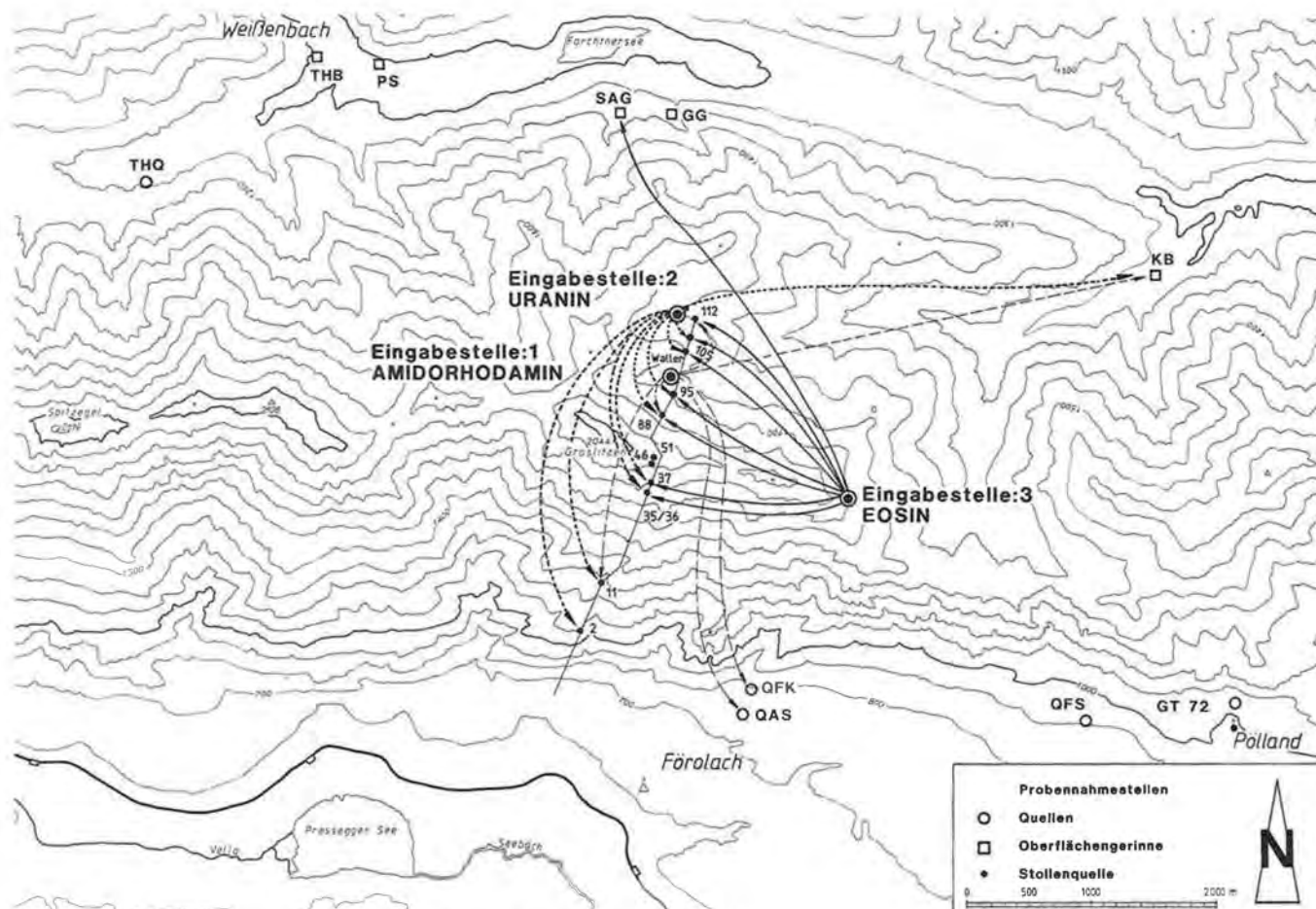


Fig. 15: Lage der Einspeisungs- und Probenahmestellen, Farbstoffnachweise.

- b) Oberflächengerinne: THB Tscherniheimerbach,
PS Seebach,
SAG Schmiedalplgraben,
GG Großer Graben,
KB Klausenbach.

Darüberhinaus wurden folgende Zutritte im Förolacher Stollen beprobt: 2, 11, Stollenabfluß bei Stationierung 1,7 km, 35/36, 37, 46, 51, 88, 89, 95, 105, 109, 112.

Die Beprobung für den Tracernachweis erfolgte aufgrund der teilweise schwierig durchzuführenden Probenahme, vor allem im Stollen, größtenteils mittels Aktivkohle. Ebenso wurden die Quellaustritte sowie die Oberflächengerinne im Winter mittels Aktivkohle beprobt. Die Aktivkohle wurde die ersten drei Monate alle zwei Wochen ausgewechselt, danach betrug die Einhängedauer bis nach Ablauf des ersten Beobachtungsjahres ca. ein Monat. Bis Ende des Jahres 1988 erfolgte der Wechsel der Aktivkohle etwa alle zwei Monate, im Winter blieben in den exponiert gelegenen Probenahmestellen die Aktivkohlesäckchen länger eingehängt. Im Rahmen der Aktivkohlenprobenahme wurden jeweils auch Direktproben zum Tracernachweis im Labor gezogen.

5.3. Ergebnisse des Markierungsversuches

Das **Uranin**, das nördlich der Kakstörung eingespeist wurde, konnte schon etwa ein Monat später in zwei Austritten nahe der Ortsbrust (109, 112), die im Stollen nahezu senkrecht unterhalb der Einspeisungsstelle liegt, nachgewiesen werden. Sämtliche Tracernachweise sind in Fig. 15 dargestellt. Zur selben Zeit tauchte das Uranin in den Quellaustritten 35 und 36, im Zuchenfluß (37) sowie in den Austritten 88 und 89 auf. Nachdem das Uranin an diesen Beobachtungsstellen etwa sechs Wochen nach dem ersten Auftreten nicht mehr nachgewiesen werden konnte, stellte sich am Austritt 95 ein etwa sechsmonatiger Uranindurchgang, mit dem Konzentrationsmaximum im Oktober, ein. Unter Berücksichtigung der etwa gleich langen Einhängedauer der Aktivkohlen ist es möglich, die einzelnen aus der Aktivkohle ermittelten Farbstoffintensitäten untereinander zu vergleichen. Dabei zeigt sich, daß mit Abstand die höchste Farbstoffintensität (4900) am Zuchenfluß (37) gemessen werden konnte. Die nächst höhere Farbstoffintensität (Intensitätsmaximum 857) erreichte der Austritt 95, die restlichen Austritte lagen in ihren Intensitäten (100–150) deutlich darunter. Eine Korrelation der Farbstoffintensitäten mit den einzelnen Schüttungen der Stollenwasserzutritte konnte nicht festgestellt werden. Aufgrund des hohen Farbstoffgehaltes sowie der großen Schüttungsmenge (75 l/s) und des raschen Farbdurchganges am Zuchenfluß (Austritt 37) kann man annehmen, daß dieser Austritt einen der Hauptabflüsse im gesamten Abflusssystem darstellt.

Der an den erwähnten Austritten im hinteren Stollenbereich austretende Farbstoff Uranin konnte in dementsprechend verdünnter Form im Gesamtabfluß des Stollens nachgewiesen werden.

Es sei an dieser Stelle erwähnt, daß sich die Auswertung des Markierungsversuches von vornherein auf qualitative Aussagen konzentrierte und aus diesem Grunde den Aktivkohlenenergebnissen besondere Bedeutung zukam. Für quantitative Aussagen hätte es eines aufwendigen, schwer durchzuführenden Abflußmeßprogrammes sowie eines dichteren Direktprobenmeßprogrammes bedurft. In Anbetracht des

wesentlich ausgedehnteren finanziellen Umfanges solcher Untersuchungen mußte sich die Auswertung auf die Ergebnisse der Aktivkohlen beschränken.

Wie schon erwähnt, wurden im Rahmen des Aktivkohlewechsels jeweils auch Direktproben gezogen, die Direktprobenanalysen bestätigen größtenteils die Ergebnisse der Aktivkohle. An den Austritten, an denen die Aktivkohle lediglich Spuren des Farbstoffes anzeigte, verlief die Direktprobenanalyse meistens negativ. Dieser Umstand ist auf die Aufsummierung geringster Farbstoffkonzentrationen in der Aktivkohle bei längerer Einhängedauer zurückzuführen, wogegen die geringen Farbspuren in der Direktprobe unter der Nachweisgrenze liegen können.

Nachdem die Uranindurchgänge an den Austritten im hinteren Stollenabschnitt mit Ausnahme des langgezogenen Durchganges am Austritt 95 zu Beginn der Wintermonate 1986/1987 abgeklungen waren, kam es Anfang Mai 1987, zu Beginn der Schneeschmelze, bei einigen Austritten (35/36, 105, 112) zu einem abermaligen Uranaustritt, der jedoch im Vergleich zum ersten Auftreten wesentlich geringer ausfiel.

Zur gleichen Zeit (Anfang Mai 1987) trat das Uranin in relativ hohen Intensitäten im vorderen Stollenabschnitt an den Austritten 2 (Intensität 5100) und 11 (Sammelwasser aus einem Querschlag, Intensität 450) aus. Ab dem Sommer 1987 konnte das Uranin schließlich an keinem Stollenzutritt mehr nachgewiesen werden.

In den gesamten obertägigen Quellaustritten bzw. Oberflächengerinnen, die einer Beobachtung unterzogen worden waren, konnten lediglich geringe Uraninspuren in der Klausenbachquelle, etwa vier Monate nach der Einspeisung, registriert werden. Diesen Weg dürfte das Wasser größtenteils geflossen sein, bevor durch die Errichtung des Stollens eine neue Vorflut, mit einem Hauptabfluß in südliche Richtung, geschaffen wurde.

Das **Amidorhodamin** aus der Einspeisung südlich des Permoskythsandsteines (Kakstörung) kam nahezu zeitgleich mit dem Uranin etwa vier Wochen nach der Einspeisung in den Stollenzutritten 95, 88 und 112 zum Vorschein. Es ist dieses Auftreten insofern bemerkenswert, da diese Austritte mit Ausnahme des Austrittes 88, im hinteren Stollenabschnitt, nördlich der Kakstörung liegen. Nach einem weiteren Monat konnte das Amidorhodamin Anfang September im vorderen Stollenbereich im Austritt 11 (Sammelwasser) nachgewiesen werden.

Etwa drei Monate nach dem ersten Auftreten war das Amidorhodamin an keinem Austritt im Stollen mehr nachzuweisen. Mit Beginn der Schneeschmelze 1987 blieb eine zweite Farbstoffausbringungsphase, wie im Falle des Uranins, aus. Lediglich im Austritt 95, der im Vergleich zum Gesamtabfluß mit einer Schüttung von weniger als 1 l/s eine unbedeutende Rolle spielt, war das Amidorhodamin bis zum Ende der Beprobungen im November 1988 noch nachzuweisen.

Wie beim Uranin kam es auch beim Amidorhodamin zu einem teilweisen Abfluß in den Klausenbach. Wie diese Verbindung beweist, müssen auch aus den Bereichen südlich der Kakstörung noch Wasserwegigkeiten in Richtung Klausenbach trotz geänderter Hauptvorflut aktiv sein, die ein teilweises Abfließen nördlich des Hauptkammes der zentralen Gailtaler Alpen ermöglichen.

Der Abfluß des Markierungsstoffes Amidorhodamin in Richtung S erfolgte nicht ausschließlich über den Förolacher Stollen, der Farbstoff gelangte vier Monate nach der Einspeisung auch in die Quellfassungen von Köstendorf (QFK) und Sussawitsch (QAS), die am Hangfuß der Gailtaler Alpen etwa 1,5 km östlich des Stollens liegen.

Die Einspeisung des dritten Markierungsstoffes **Eosin** erfolgte etwa 1,5 km östlich der Stollenachse unweit der Köstendorfer Alm in einem aufgelassenen Bergbaustollen. Geologisch-tektonisch gesehen liegt diese Eingabestelle im Wettersteindolomit im Bereich der südlich der Kakstörung liegenden Zuchenstörung.

In dem alten Stollengebäude konnte zwar eine Stelle für die Eingabe des Markierungsstoffes ausfindig gemacht werden, die Versickerungsrate war jedoch sehr gering, für die Nachspülung standen nur wenige Liter Wasser zur Verfügung. Umso überraschender war die Tatsache, daß das Eosin, wie die beiden anderen Markierungsstoffe, schon vier Wochen nach der Einspeisung, zwar relativ gering konzentriert, in den Austritten 88 und 95 nachgewiesen werden konnte. Die Eosinkonzentrationen nahmen an beiden Austritten jedoch sehr rasch wieder ab, über die Wintermonate war das Eosin an keinem Stollenausritt nachzuweisen. Ab Mai 1987 trat das Eosin an allen beobachteten Stellen im Stollen ab der Stationierung 1,8 km bis zur Ortsbrust aus. Gegenüber den anderen Farbstoffen blieben die einzelnen Eosinintensitäten deutlich zurück, die einzelnen Durchgänge waren jedoch wesentlich länger und dauerten an allen Beobachtungsstellen knapp über ein Jahr. Die relativ lange Eosinausbringung dürfte auf die geringe Infiltration im Stollen zurückzuführen sein, in dem der Markierungsstoff eingebracht wurde.

An den Beobachtungsstellen außerhalb des Stollens konnte das Eosin in der Aktivkohle, die über den Winter und teilweise noch im Frühjahr 1987 eingehängt war, in einem Quellaustritt südlich des Farchtnersees festgestellt werden.

Die Eosinnachweise im südlichen Stollenabschnitt sowie in Austritten südlich des Graslitzenkammes verliefen ausnahmslos negativ.

Sämtliche Markierungen haben gezeigt, daß die großen Störungslinien hydrogeologisch nicht in der Form wirksam sind, daß sie eine abdichtende Funktion haben. Bezüglich der Verweilzeiten konnte festgestellt werden, daß ein Teil des Wassers relativ rasch abfließt, daß aber ein wesentlicher Anteil längerfristig gespeichert wird, wie dies anhand der Isotopenuntersuchungen mit mittleren Verweildauern bis zu fünf Jahren sehr deutlich zum Ausdruck kam. Eine große W-E-Erstreckung der Einzugsgebiete, die sich anhand der Isotopenauswertung angekündigt hatte, konnte durch die Eosinnachweise aus der Einspeisung östlich der Stollenachse bestätigt werden.

6. Entwässerungsmodell

Um den unterirdischen Abfluß aus dem Großbereich des Förolacher Stollens bilanzieren zu können, wurden Wasserhaushaltsuntersuchungen nach verschiedenen Grundlagen (Niederschlag – Verdunstung; Abflußspende) angestellt.

6.1. Niederschlag-Verdunstung-Abfluß-Beziehung

6.1.1. Niederschlag

Die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge zeigt eine Dominanz im Sommer, wie es für das mitteleuropäisch-alpine Niederschlagsgeschehen typisch ist (Fig. 16). Der mediterrane Einfluß, der sich in Form erhöhter Herbst- und Winterniederschläge äußert, ist im Gailtal deutlich bemerkbar, ergiebige Nieder-

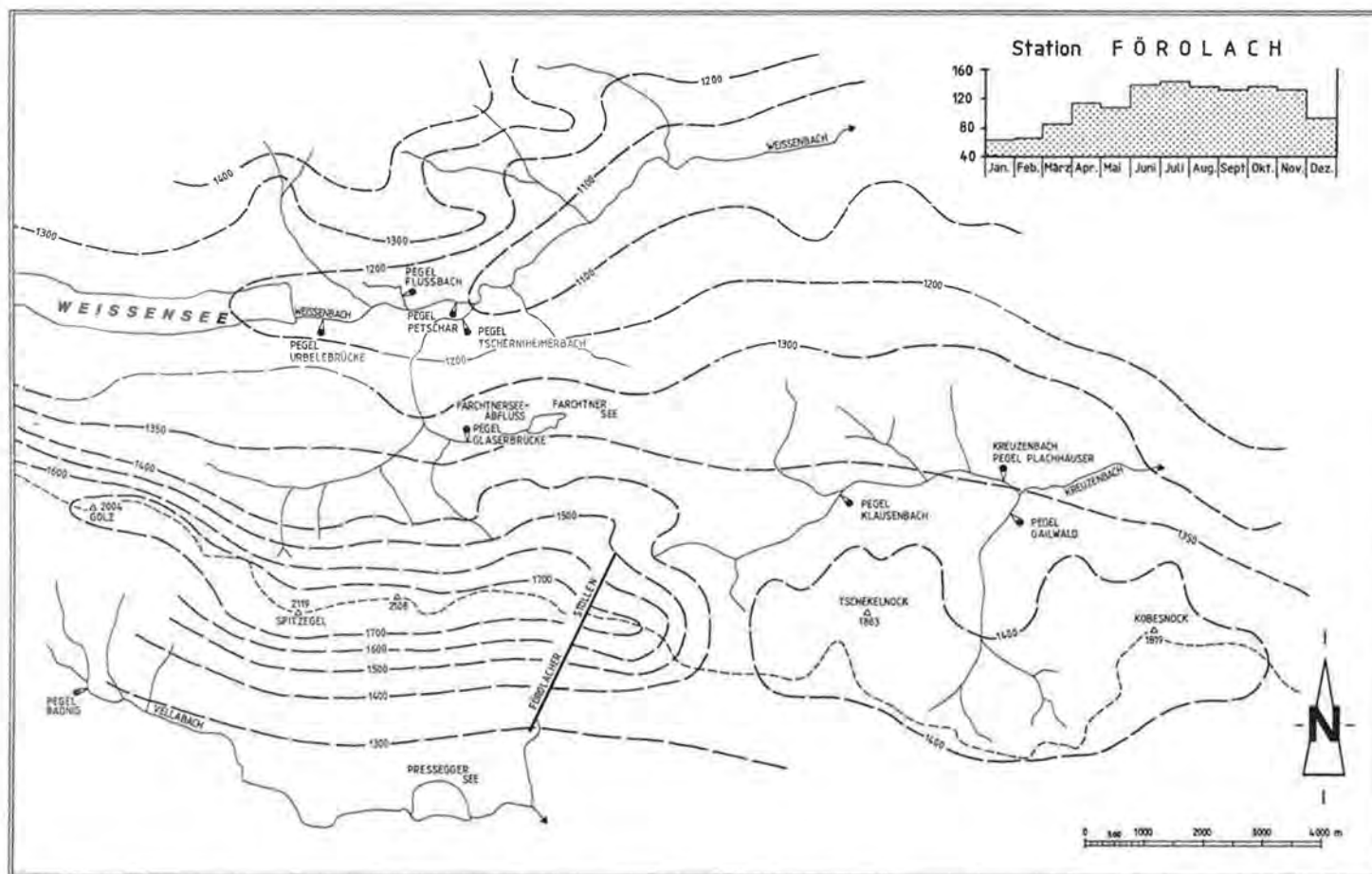


Fig. 16: Jahresniederschlag (in mm) in den zentralen Gailtaler Alpen, Jahresniederschlagsverteilung der Station Förolach.

schlagsmengen im Winter bei der Meßstation Farchtnersee zeigen jedoch, daß sich dieser mediterrane Einfluß auch in abgeschwächtem Maße in den zentralen Gailtaler Alpen auswirkt.

Die mittlere Niederschlagshöhe der einzelnen Bacheinzugsgebiete wurde aus der Niederschlagskarte von F. TSCHADA (1965) entnommen. Anhaltspunkte für die Berechnung des vertikalen Niederschlagsgradienten liefert der östlich des Untersuchungsgebietes gelegene Dobratsch. Eine Niederschlagszunahme von 26 mm/100 m läßt sich aus der Niederschlagsmeßstation Arnoldstein (Seehöhe 580 m, 1321 mm) und der Station Villacher Alpe (Seehöhe 2135 m, 1731 mm) errechnen. Für die Niederschlagserfassung im Untersuchungsgebiet konnte demnach eine Menge von ca. 1700 mm für die Gipfelregionen des Spitzegelzuges (mittlere Höhe ca. 2000 m) kalkuliert werden, was einem Niederschlagsgradienten von ca. 30 mm/100 m von S (Vergleichsstation Förolach, Seehöhe 565 m, 1259 mm, 10jähriges Mittel von 1954 bis 1963) bzw. 36 mm/100 m von N (Vergleichsstation Farchtnersee, Seehöhe 990 m, 1334 mm) entspricht. Als Berechnungsgrundlage in Bezug auf eine Anschätzung der Wasserbilanz ergeben sich für die einzelnen Teileinzugsgebiete die in Tab. 6 angegebenen mittleren Niederschlagshöhen bzw. Niederschlagsspenden (nur unter Berücksichtigung der orographischen Einzugsgebiete).

Tab. 6: Mittlere Niederschlagshöhen und -spenden in Teileinzugsgebieten der zentralen Gailtaler Alpen (1954 bis 1963).

Einzugsgebiet	Größe (km ²)	mittl. NS-Höhe (mm)	mittl. NS-Spende (l/s · km ²)
Gailwaldbach	13,0	1430	45,4
Klausenbach	11,9	1430	45,4
Tscherniheimerbach	33,2	1346	43,0
Weißbach (Urbelebrücke)	48,4	1247	39,6
Südflanke Spitzegel	19,6	1453	45,5

6.1.2. Verdunstung

Einen Unsicherheitsfaktor bei der Quantifizierung einer Wasserbilanz stellt die Verdunstung dar. Exakte Verdunstungsberechnungen sind jedoch nur möglich, wenn man ausreichende meteorologische Parameter zur Verfügung hat. Dies trifft jedoch für die im Untersuchungsgebiet liegenden Meßstationen nicht zu. Bei der Verwendung weniger Berechnungsgrößen ist man darauf angewiesen, Verdunstungswerte lediglich aufgrund der Niederschlagshöhe und der mittleren Jahreslufttemperatur für einen längeren Zeitraum (ab einem Jahr) anzugeben. So wurde auf der

Tab. 7: Verdunstungsberechnungen.

Einzugsgebiet	NS-Höhe (mm)	Verdunstung (% des NS) (mm)	
Klausenbach	1430	36	515
Weissenbach (Urbelebrücke)	1247	40	495
Tscherniheimerbach	1346	36	485
Gailwaldbach	1430	36	515
Südflanke Spitzegel	1433	35	502

Basis der Methode von TURC für die Station Techendorf am Weißensee eine Verdunstung von 495 mm berechnet, dieser Wert entspricht ca. 40% des Niederschlages.

Unter Zuhilfenahme der Berechnungen für benachbarte Stationen wurde die Verdunstung für Teileinzugsgebiete extrapoliert (Tab. 7).

6.1.3. Unterirdische Entwässerung

Aufgrund der vorliegenden Unterlagen und Berechnungen wurde versucht, ein Entwässerungsschema der zentralen Gailtaler Alpen zu entwickeln.

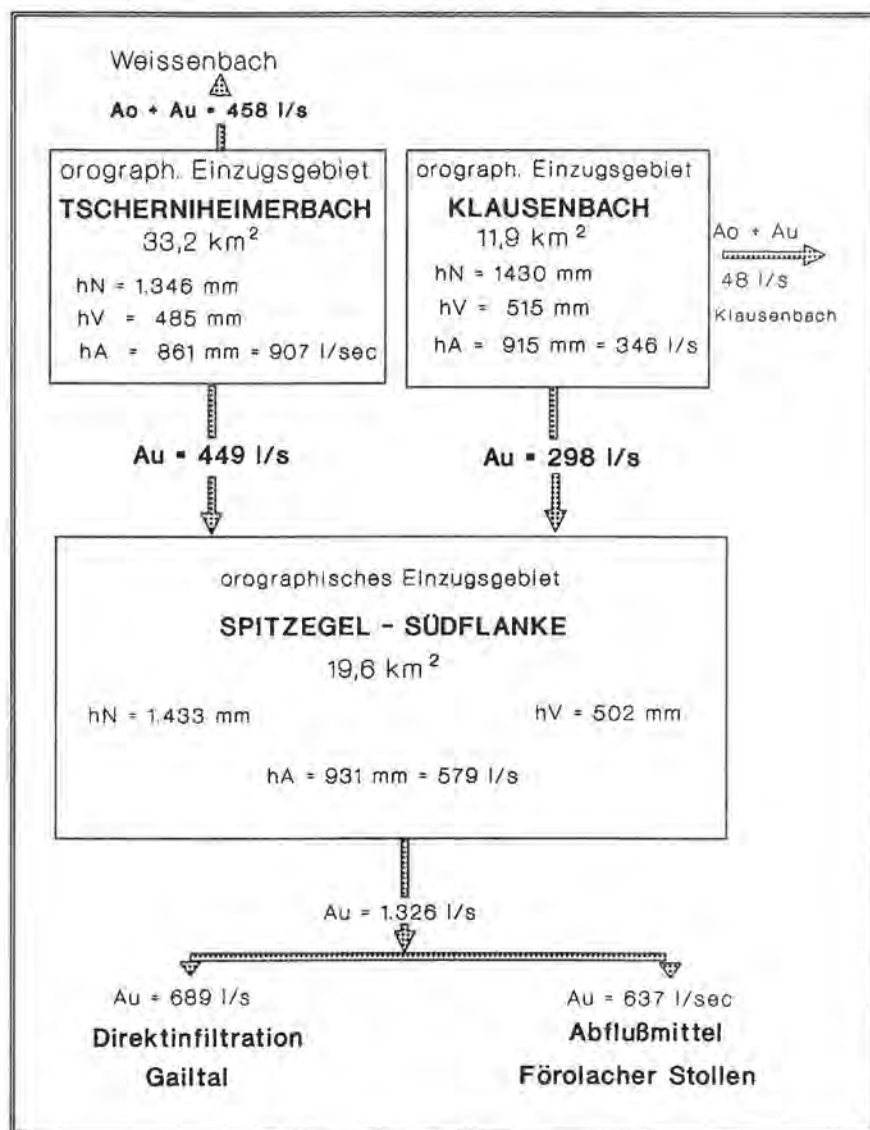


Fig. 17: Entwässerungsmodell der zentralen Gailtaler Alpen auf der Grundlage von Niederschlag-Verdunstung-Abfluß-Berechnungen.

Berücksichtigt man die Niederschlags- und Verdunstungsberechnungen, fließen aus dem orographischen Einzugsgebiet des Tscherniheimerbaches insgesamt 907 l/s ab (Fig. 17). Da der aus dem Tscherniheimertal abfließende Weißenbach aber nur eine mittlere Wasserführung von 458 l/s aufweist, verbleibt eine Restwassermenge von 449 l/s, die aus diesem Talbereich ausschließlich unterirdisch abströmt, wobei aus geologischen Überlegungen dafür vornehmlich der S in Frage kommt.

Noch extremer ist das Mißverhältnis zwischen der orographischen Fläche des Einzugsgebietes und dem Abfluß beim Klausenbach. Das Abflußmittel beträgt lediglich 48 l/s gegenüber 346 l/s für das aus der Niederschlag-Verdunstung-Relation berechnete oberflächlich abgegrenzte Abflußsystem. Fast 300 l/s versickern und fließen sodann unterirdisch außerhalb des Klausenbachsystems – wahrscheinlich auch nach S – ab.

Berücksichtigt man nun noch eine Infiltrationsrate von berechneten 579 l/s auf der Südflanke des Spitzegel-Graslitzen-Kammes, so würden aus diesem Raum inklusive der Bodentalfurche insgesamt durchschnittlich 1326 l/s nach S in das Gailtal abströmen. Da die Wasserführung im Förolacher Stollen im Mittel bei 637 l/s liegt, läßt sich eine Restwassermenge von 689 l/s errechnen, die zum Großteil westlich des Förolacher Stollens direkt über den z.T. mächtigen Hangschuttmantel (z.B. Khünburger Schuttkegel) in die Talsedimente infiltriert. Hinweise dafür sind Auftriebe im Pressegger See, wie sie schon F. KAHLER (1978) beschrieben hat.

6.2. Abflußspendenmodell

6.2.1. Berechnungen der Abflußspende

Untersuchungen der Abflußspende können sich in den zentralen Gailtaler Alpen zwischen dem Gailtal und Weißensee lediglich auf das orographische Einzugsgebiet von Gerinnen beziehen.

Grundsätzlich kann die Abflußspende unter Kenntnis des Einzugsgebietes zu zwei voneinander unabhängigen Schlüssen führen:

- a) langfristig: Bei Abflußbestimmungen, die langjährige Mittelbildungen zulassen, berücksichtigt sie ohne Zweifel den Gesamtabfluß (ober- und unterirdischer Abfluß).
- b) punktuell: Wird aus einmaligen Abflußmessungen die Abflußspende berechnet, so hängt es davon ab, zu welchen hydrologischen Bedingungen diese durchgeführt werden. Derartige Untersuchungen während einer längeren Trockenperiode würden dann wohl nur den unterirdischen Abfluß umfassen.

Es sei vorweggenommen, daß die Berechnung einer mittleren Abflußspende für die zentralen Gailtaler Alpen nur schwer möglich ist. Die komplizierten geologischen Verhältnisse mit dem Vorherrschen karbonatischer Gesteinsserien verhindern von vornherein eine Eingliederung von Einzugsgebieten in orographische Grenzen. So haben bereits kurzfristige Untersuchungen den Nachweis erbracht, daß die Wasserscheide der Bäche zum Gailtal hin nicht orographisch über den Spitzegel-Graslitzen-Kamm verläuft, sondern weiter nach N verschoben ist. Der gegenüber den ladinischen und karnischen Serien geringer verkarstete Hauptdolomit bettet in dessen Einzugsgebiet den Weißensee ein, der einen bedeutenden oberirdischen Retentionskörper darstellt. Die Abflußspendenwerte sind daher nicht ohne Bedenken auf andere Gebiete übertragbar.

Folgt man der Berechnung langjähriger Mittelwerte, so fällt die außerordentlich große Streuung auf, die zwischen 4,0 (Klausenbach) und 32,0 l/s · km² (Gailwaldbach) liegt. Beide Einzugsgebiete werden zum Kreuzenbach entwässert, jenes des Klausenbaches verliert jedoch eine beträchtliche Menge an den in das Gailtal auslaufenden Förolacher Stollen (Lage s. Fig. 18).

Von den Einzugsgebieten des Weißenbaches und einiger seiner Zubringer dürfte die mittlere Abflußspende (unter sehr grober Betrachtung und unter Nichtberücksichtigung kleiner Teileinzugsgebiete) über 20 l/s · km² liegen. Trotz der Tatsache einer Niederschlagszunahme in den Gailtaler Alpen von W nach E (Techendorf und Bleiberg weisen bei etwa gleicher Höhenlage eine um etwa 250 mm unterschiedliche Niederschlagsmenge auf) scheint die Abflußspende des Gailwaldbaches etwas zu hoch gegriffen zu sein, was sich durch eine Vergrößerung des Einzugsgebietes ausgleichen läßt.

Aus den Umrechnungen der Abflußmessungen vom 15. Februar 1985 in die Abflußspende müßte sich eine Darstellung der Niederwasserverhältnisse ergeben (Fig. 18). In einigen Bereichen sinken die Spenden unter 10 l/s · km² ab, teilweise bedingt durch eine geringe unterirdische Speicherung (Südwestbereich Weißensee), teilweise dadurch hervorgerufen, weil Infiltrationswässer unterirdisch in andere Einzugsgebiete abfließen (Klausenbach, Teile des Tscherniheimerbaches).

Der Förolacher Stollen ist wegen des Fehlens einer Beziehung zu einem orographischen Einzugsgebiet nur skizzenhaft dargestellt.

Eine Skizze der Abflußspenden bei höherem Abfluß (Ende Juni 1984) bietet Fig. 19. Die Konstellation ist hier ähnlich, auch wenn man die unterschiedliche Abstufung der Spendengrenzwerte berücksichtigt. Es fällt dabei auf, daß die Teileinzugsgebiete an der Nordflanke des Hauptkammes, vielleicht mit Ausnahme des Farchtner Seebaches Abflußspenden aufweisen, die unter 15 l/s · km² liegen. Die oben erwähnte Verschiebung der Wasserscheide nach N gewinnt durch diese Darstellung zweifellos an Bedeutung.

Die großen Differenzen in den Abflußspenden sind auf die unterschiedlichen geologischen Verhältnisse in den Einzugsgebieten zurückzuführen. Ein Vergleich der Abflußspenden zeigt, daß die orographischen Einzugsgebiete zu den tatsächlichen oft stark differieren. Aufgrund der relativ geringen Abflußspende aus dem Einzugsgebiet des Klausenbaches und des Tscherniheimerbaches muß man annehmen, daß ein Großteil des Niederschlages unterirdisch nach S in das Gailtal abfließt.

6.2.2. Trockenwetterabfluß

Längere niederschlagsfreie Perioden sind für hydrogeologische Aussagen insofern von großer Bedeutung, als daß die Analyse des fallenden Astes einer Abflußganglinie Rückschlüsse auf die Speicherfähigkeit der Gesteine im Einzugsgebiet ermöglicht. Während sich so beim Gesamtabfluß von Oberflächengerinnen im allgemeinen eine Differenzierung von ober- und unterirdischem Abfluß durchführen läßt, ist es möglich, bei Quellen zwischen einer längerfristigen und einer kurzzeitigen unterirdischen Speicherung zu unterscheiden. Um sowohl Abfluß in Gerinnen als auch Quellabfluß unter einheitlichen Gesichtspunkten hinsichtlich des Trockenwetterabflusses vergleichen zu können, ist es angebracht, die Ausdrücke „Direktabfluß“ (= oberirdischer Abfluß, kurzzeitige Speicherung) und „Basisabfluß“ (= unterirdischer Abfluß, längerfristige Speicherung) zu verwenden.

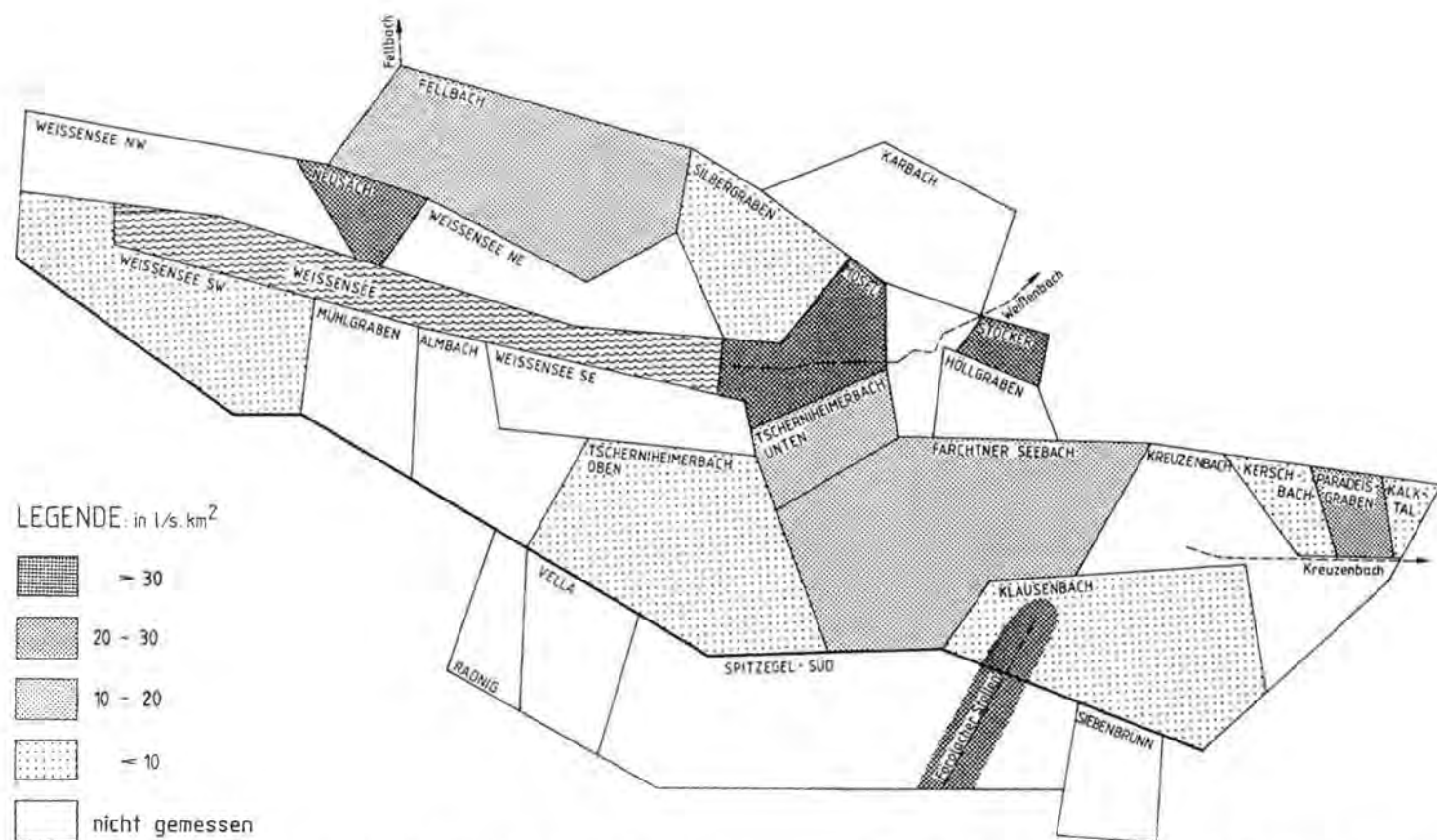


Fig. 18: Schematische Darstellung der Abflußpende zur Zeit eines Niedrigwasserstandes vom 15. Februar 1985 (bezogen auf die orographischen Einzugsgebiete).

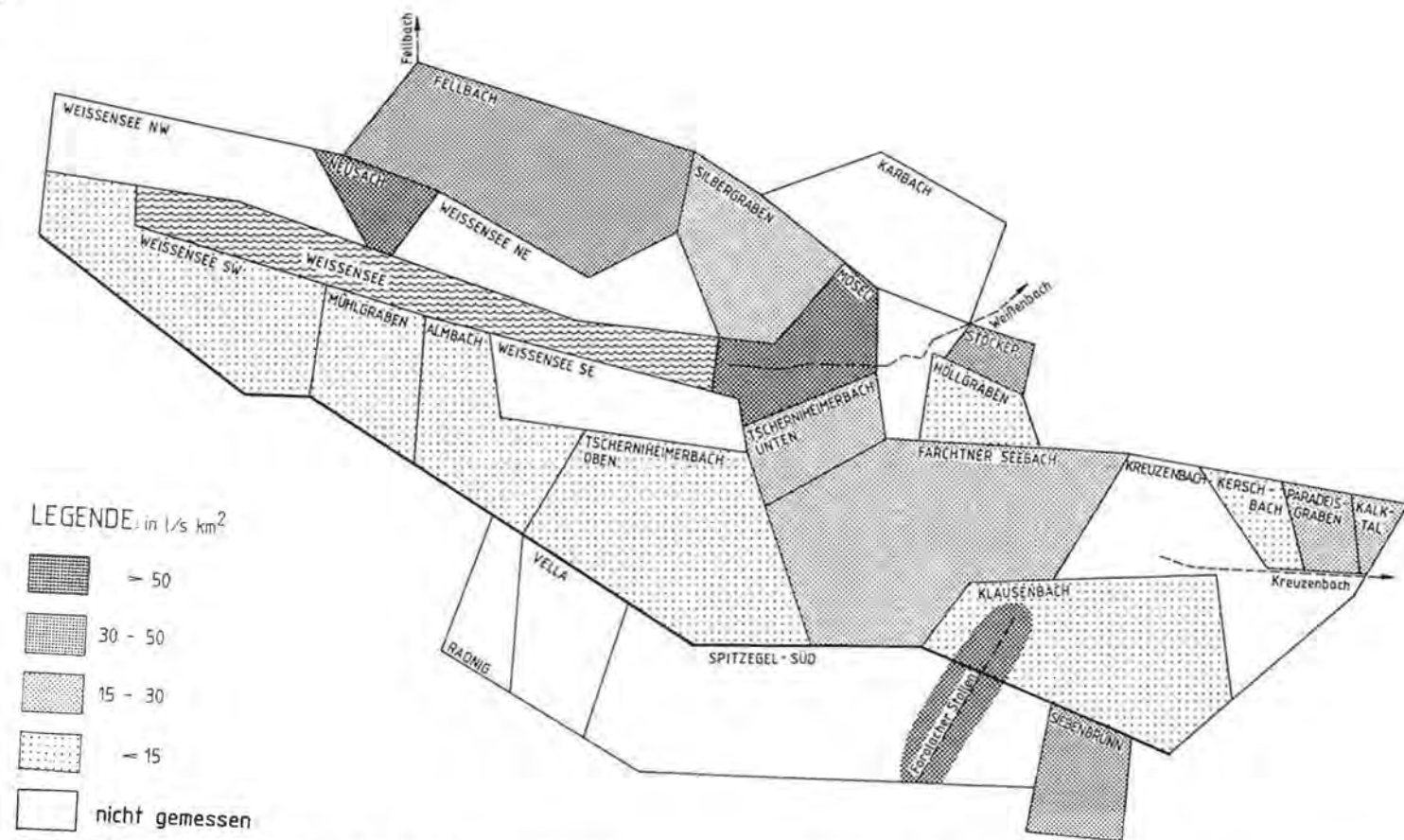


Fig. 19: Schematische Darstellung der Abflußspende zur Zeit eines Sommerabflusses vom 28. Juli 1985 (bezogen auf die orographischen Einzugsgebiete).

Durch die langjährigen Messungen und Beobachtungen der KELAG (Kärntner Elektro Aktiengesellschaft) ist es für die Oberflächengerinne im Hinterland des Förlacher Stollens (Weißbach, Farchtner Seebach, Tscherniheimerbach, Klausenbach, Kreuzenbach, Gailwaldbach) möglich, repräsentative Trockenperioden auszuwählen und daran den Auslaufkoeffizienten zu berechnen.

Es wurde versucht, für jedes Gerinne vier bis sechs längerzeitige Trockenperioden auszuzählen (länger als 15 Tage) und die dazugehörigen α -Werte zu erfassen. Bei den vorliegenden langen Meßreihen kommt es zugute, daß an allen Bächen auch gleichzeitig Trockenperioden auftreten können, oder zumindest an den meisten von ihnen, wobei der Herbst der Jahre 1973 und 1978 besonders herausfällt. Tab. 8 gibt eine Aufstellung des mittleren α -Wertes an den einzelnen Pegeln.

Tab. 8: Mittelwerte der Berechnungen des Auslaufkoeffizienten $\alpha(d^{-1})$ aus Trockenperioden 1961 bis 1980.

Pegel	mittlerer α -Wert
Petschar/Weißbach	$0,038 \pm 0,014$
Farchtner Seebach	$0,038 \pm 0,005$
Tscherniheimerbach	$0,047 \pm 0,017$
Klausenbach	$0,050 \pm 0,015$
Kreuzenbach	$0,036 \pm 0,009$
Gailwaldbach	$0,017 \pm 0,003$

Aus dieser Aufstellung geht hervor, daß dem Gailwaldbach die beste unterirdische Speicherung zukommt, wobei ein großer Rückhalt im mächtigen Schuttkörper des oberen Talabschnittes liegen dürfte. Bei etwa $4 \times 10^{-2} d^{-1}$ pendelt sich der α -Wert für den Weißbach, Farchtner Seebach und Kreuzenbach ein. Auch hier dürfte die größte unterirdische Speicherung in den Lockergesteinsmassen liegen, eine örtlich stärkere Verkarstung führt jedoch zusätzlich das infiltrierte Wasser schneller ab, so daß der Auslaufkoeffizient hier höhere Werte erreicht als beim Gailwaldbach. Noch höher liegt er beim Klausenbach und Tscherniheimerbach. Gerade im Einzugsgebiet dieser beiden Gerinne ist die Ablagerung von Lockermaterial eher gering, die unterirdische Speicherung vollzieht sich fast ausschließlich im Festgestein, dem jedoch ein weitaus geringeres Retentionsvermögen eigen ist.

Das Mittel des niedrigsten Tagesabflusses der einzelnen Monate aus der 25jährigen Meßreihe (MoMNQ) bietet dabei einen ausgezeichneten Bezugswert für die Berechnung des abflußfähigen Vorrates M nach der Funktion von MAILLET, wobei Q_{min} dem niedrigsten Abfluß 1982 bis 1987 entspricht (Tab. 9).

Tab. 9: Mittel des niedrigsten Tagesabflusses MoMNQ (1955 bis 1979), niedrigster Abfluß seit Projektbeginn 1982 (Q_{min}) und die dazu berechneten abflußfähigen Grundwasservorräte (M , bezogen auf MoMNQ und Q_{min}).

Pegel	MoMNQ (l/s)	Q_{min} (l/s)	MoMNQ (Mio m ³)	Q_{min} (Mio m ³)
Weißbach/Petschar	248	505 / 17. 7. 84	0,56	1,15
Farchtner Seebach	89	79 / 24. 8. 83	0,20	0,18
Tscherniheimerbach	127	139 / 24. 8. 83	0,23	0,26
Klausenbach	8	12 / 15. 3. 84	0,01	0,02
Kreuzenbach/Plachhäuser	67	89 / 1. 12. 83	0,16	0,21
Gailwaldbach	217	267 / 15. 3. 84	1,10	1,36

Für Untersuchungen der Wasservorräte ist das Niederwasser maßgebend, das durch das Monatsmittel der niedrigsten Tagesabflüsse repräsentiert wird. Dieser Wert liegt daher im untersten Abschnitt der Trockenwetterlinie. Bezugnehmend auf Tab. 9 könnte man die Daten von Weißenbach/Petschar und Gailwaldbach vernachlässigen, erstere, weil der Weißensee sicherlich eine oberirdische Pufferfunktion einnimmt und letztere, weil dessen Einzugsgebiet nicht hydrogeologisch kartiert wurde und daher diesbezügliche Voraussetzungen für eine Interpretation fehlen.

Bezieht man bei den übrigen Einzugsgebieten den Abfluß auf die Einheitsgröße von 1 km², so verbleiben nachstehende abfließbare Volumina (in 10³ m³ bezogen auf MoMNQ):

Farchtner Seebach	14,4
Tscherniheimerbach gesamt	6,9
Tscherniheimerbach W und unten	1,6
Klausenbach	0,8
Kreuzenbach gesamt	7,0
Kreuzenbach ohne Klausenbach	13,7

Diese Aufstellung läßt erkennen, daß unterirdische Speicherung und Lage des Einzugsgebietes kaum trennbare hydrogeologische Faktoren darstellen:

- Die Frage, wie weit das Einzugsgebiet der in das Gailtal abströmenden Wässer nach N reicht, kann nur rechnerisch ermittelt werden, da meßbare Angaben über den unterirdischen Abfluß an der Südflanke nur durch die Vella, den Förolacher Stollen und die Quellgruppe von Siebenbrunn möglich ist. Der Bereich zwischen Obervellach und Förolach zeigt keine Quellaustritte, wiewohl anzunehmen ist, daß eine direkte Einstromung über den Hangschutt in die Talsedimente des Gailtales (Auftriebe im Pressegger See) vorhanden ist.
- Die geringsten Abflußspenden und das geringste speicherbare Volumen weisen die Einzugsgebiete jener Bäche auf, deren orographische Südbegrenzung mit dem Spitzegel-Gaslitzten-Kamm zusammenfällt: der Klausenbach und jener Teil des Tscherniheimerbaches, der den Farchtner Seebach größtenteils ausschließt. Hier liegt die ausfließbare im Untergrund gespeicherte Wassermenge pro km² bei MoMNQ unter 2000 m³.
- In den übrigen beiden Einzugsgebieten, dem Farchtner Seebach und dem Kreuzenbach (ohne Klausenbach), ist wesentlich mehr Wasser unterirdisch gespeichert. So können bei MoMNQ immerhin noch etwa 14 000 m³/km² abfließen.

6.2.3. Unterirdischer Abfluß

Unter Verwendung einer Fülle von Meßdaten wurde ein Entwässerungsmodell auf der Grundlage der Abflußspende erarbeitet (Fig. 20). So fließen aus dem Tscherniheimer Tal und dem Farchtner See mit 438 l/s fast die Hälfte unterirdisch nach S ab. Der hohe Wert von 63% des Gesamtabflusses am Kreuzenbach geht vorwiegend auf das Konto des Zubringers Klausenbach, der dem orographischen Einzugsgebiet verlorengelht. Zusammen mit der leicht erfaßbaren Fläche der Spitzegel-Südflanke ergibt sich ein Einzugsgebiet von ca. 50 km², das aus diesem Abschnitt des Gailtaler Alpen-Hauptkammes zur Gail hin entwässert wird. Unter Berücksichtigung einer Abflußspende von 27 l/s · km² läßt sich eine Gesamtabflußmenge von 1356 l/s errechnen, von der 47% (637 l/s) durch den Förolacher Stollen ausfließen. Jener Anteil, der direkt den Grundwasserkörper des Gailtales anreichert und (oder)

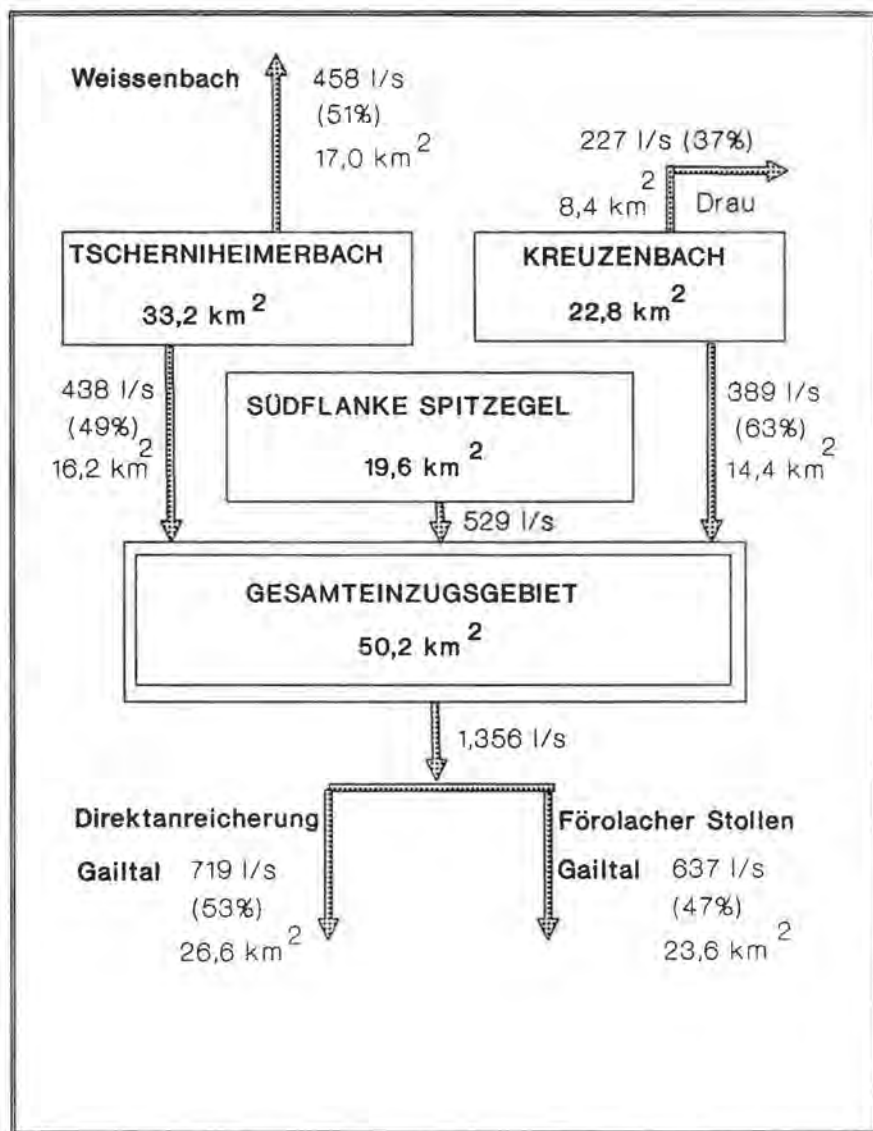


Fig. 20: Entwässerungsmodell der zentralen Gailtaler Alpen auf der Grundlage von Abflussspendenberechnungen ($Mq = 27 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$).

über den Pressegger See abfließt, liegt mit 719 l/s durchaus in der Größenordnung der Berechnungen aus dem Niederschlag-Verdunstung-Abfluß-Verhältnis. Es zeigt sicher daher generell, daß beide Berechnungsarten für die Entwicklung eines Entwässerungsmodells zu ähnlichen Ergebnissen führen.

Durch die Erarbeitung des Entwässerungsmodells ist es möglich, Hinweise auf die Lage der tatsächlichen Einzugsgebiete zu gewinnen:

- Klausenbach: Das Einzugsgebiet im Klausenbachgraben, das nicht den orographischen Verhältnissen folgend entwässert wird, beträgt 10,2 km². Nachdem die-

- ses Areal 86% des Grabens ausmacht, ist anzunehmen, daß der westliche Abschnitt (um die St. Stefaner Alm) zum Förolacher Stollen entwässert wird.
- Kreuzenbach: Aus den obigen Überlegungen läßt sich ableiten, daß aus dem Kreuzengebiet eine Fläche von etwa 4 km² unterirdisch in andere Einzugsgebiete abgeleitet wird. Dafür kommt in erster Linie der Bereich um den Mitterberg in Frage.
 - Tscherniheimerbach, Farchtner Seebach: Betrachtet man vorerst ausschließlich den Seebach, so läßt sich von der aus M_q (14,8 l/s · km²) umgerechneten Abflußspende im Vergleich zur Gebietsabflußspende (27 l/s · km²) ein Einzugsgebiet von etwa 7 km² berechnen, das nach S entwässert wird. Es liegt vor allem in den oberen Bereichen des Windisch-, Schmieda- und Groben Grabens. Wesentlich größer ist die Fläche im oberen Tscherniheimer Graben, die nach S entwässert wird. Aus der Bilanz kann man nahezu die gesamte Nordflanke des Spitzegels in Betracht ziehen. Das Fehlen von nennenswerten Quellaustritten in diesem Talabschnitt unterstützt diese Vermutung.
 - Förolacher Stollen: Die Einzugslage der einzelnen Stollenwasserzutritte ist durch das Entwässerungsmodell nicht klar eruierbar. Fest steht lediglich, daß etwa 12 km² des Einzugsgebietes der Stollenwässer im Klausenbachgraben und Bodental liegen. Etwa dieselbe Fläche kann sodann der Graslitzen-Südflanke und den zum Farchtner See gerichteten Hängen nördlich der Förolacher Alm zugeordnet werden.

Zusammenfassung

Der Förolacher Stollen, zur Bleiprospektion und zur Entwässerung des Bergbaues in Mitterberg (östlich des Weißensees) aufgeföhren, wurde quer zum Streichen der Gailtaler Alpen angelegt. In einer Länge von 3228 m schließt es vor allem karbonatische Gesteine der Wettersteinserie auf, die durch die Gebirgsbildung steil gestellt und durch einige W-E-Störungen lateral verschoben wurden.

Die hydrogeologische Stollenaufnahme ergab 112 Wasserzutritte, die ergebnigsten von ihnen sind im Bereich von zwei Großstörungen situiert. Der Gesamtabfluß aus dem Stollen schwankt nach einem dreijährigen Meßprogramm zwischen 610 und 670 l/s, aus der Zuchen- und Kakstörung fließt etwa die Hälfte des Gesamtabflusses zu.

Den Hauptteil der Untersuchungen bildet die Anwendung natürlicher und künstlicher Tracer. Dadurch ist es möglich, Einzugsgebiete der Stollenwässer abzugrenzen sowie Hinweise auf das Maß ihrer unterirdischen Speicherung zu treffen. Der Sulfatgehalt und das Ca/Mg-Verhältnis erlauben eine Zuordnung von Wässern zu verschiedenen lithologischen Einheiten, die starke tektonische Beanspruchung des Gebirges erfordert jedoch eine integrative Betrachtung der Meßwerte. Unter Berücksichtigung des Höheneffektes im ¹⁸O-Gehalt konnte die Entwässerung der Gipfelregion des Hauptkammes zu den Stollenwässern Nr. 11–16 (Fig. 12) eingegrenzt werden. Dies bedeutet, daß die Wasserzutritte aus den beiden Hauptstörungen aus den mittleren und tiefen Bergflanken stammen. Aufgrund des ausgeglichenen ¹⁸O-Jahresganges der Stollenwässer ist für die Berechnung ihrer unterirdischen Verweildauer die Anwendung des Exponentialmodells möglich. Die meisten der Wässer erreichen ein mittleres Wasseralter von ca. fünf Jahren, nur die äußeren (etwa bis 600 Stollenmeter) sind kurzzeitig gespeichert.

Der kombinierte Markierungsversuch, der die Eingabe der Fluoreszenztracer Amidorhodamin, Uranin und Eosin vorsah, brachte die Erkenntnis, daß die Einzugsgebiete der Stollenwässer vornehmlich W-E-erstreckt sind. Die qualitative Probenauswertung ließ ableiten, daß ein wesentlicher Anteil längerfristig gespeichert wird, was in guter Übereinstimmung mit dem Exponentialmodell steht.

Auf diese Ergebnisse baut das Entwässerungsmodell, das für die zentralen Gailtaler Alpen erarbeitet wurde. Die hierfür erforderlichen Niederschlags- und Abflußdaten geben ihm den notwendigen quantitativen Rahmen. Daraus ergibt sich im Bereich Spitzegel-Graslitzen eine Fläche von etwa 50 km², die unterirdisch zum Gailtal hin entwässert wird. Fast die Hälfte des Abflusses aus diesem Gebiet wird durch den Förolacher Stollen dräniert und etwa 700 l/s reichern direkt den Grundwasserkörper des Gailtales oder den Pressegger See an.

Literatur

- ANGEL, F. & E. KRAJICEK (1939): Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – *Carinthia* II, 49, 26–57, Klagenfurt.
- BECHSTÄDT, Th. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – *Jb. Geol. B.-A.*, 121, 1, 1–121, Wien.
- BEMMELN VAN, R. W. (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 100, 2, 179–212, Wien.
- BEMMELN VAN, R. W. (1961): Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Die zentralen Gailtaler Alpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 104, 213–237, Wien.
- BORTOLAMI, G. C., B. RICCI, G. F. SUSELLA & G. M. ZUPPI (1979): Isotope Hydrology of the Val Corsaglia, Maritime Alps, Piemont, Italy. – *Isotope Hydrology 1978*, Wien.
- EXNER, Ch. (1974): Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1974, 1, 131–137, Wien.
- FONTES, J. Ch., G. C. BORTOLAMI & G. M. ZUPPI (1979): Hydrologie Isotopique du Massif du Mont-Blanc. – *Isotope Hydrology 1978*, Wien.
- FRITSCH, W. (1961): Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. – *Carinthia* II, 151, 52–57, Klagenfurt.
- FRITZ, P. & J. Ch. FONTES (Ed., 1980): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. – Vol. 1, 545 S., Amsterdam.
- GAT, J. R. & R. GONFIANTINI (Ed., 1981): *Stable Isotope Hydrology – Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*. – IAEA, Technical Reports Series, No. 210, 337 p., Wien.
- GEYER, G. (1901a): Geologische Aufnahme im Weißenbachthale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette (Oberkärnten). – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 1901, 113–139, Wien.
- GONFIANTINI, R. et al. (1976): Environmental Isotopes and Hydrochemistry in Groundwater of Gran Canaria. – *Proc. Adv. Group Meeting 1975*, Wien.
- HERITSCH, H. & P. PAULITSCH (1959): Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbach und Pressegger See, Gailtal. – *Jb. Geol. B.-A.*, 101, 191–200, Wien.
- HOLLER, H. (1977): Geologisch-tektonische Aufnahme westlich der Bleiberger Lagerstätte (1947–1955). – *Carinthia* II, Sonderh. 33, 97 S., Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1978): Die natürlichen Heilvorkommen Kärntens. – *Raumordnung in Kärnten*, 10, Klagenfurt.
- KRAUS, O. (1969): Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 81–152, Wien.
- MOSER, H. & W. RAUERT (1983): *Isotopenmethoden in der Hydrologie*. – 400 S., Berlin/Stuttgart.
- NACHTMANN, W. (1975b): Zur Sedimentologie des alpinen Muschelkalkes in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten). – *Carinthia* II, 85, 37–60, Klagenfurt.

- PAYNE, B. R. & Y. YURTSEVER (1974): Environmental Isotope as a Hydrogeological Tool in Nicaragua. – Isotope Technique in Groundwater Hydrology 1974, Wien.
- SCHOTTERER, U., A. WILDBERGER, U. SIEGENTHALER, W. NABHOLZ & H. OESCHGER (1979): Isotope Study in the Alpine Karst Region of Rawil, Switzerland. – Isotope Hydrology 1978, Wien.
- SCHULZ, O. (1970): Vergleichende petrographische Untersuchungen an Karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. – Verh. Geol. B.-A., 1970, 2, 165–229, Wien.
- SIEGENTHALER, U. (1971): Sauerstoff-18, Deuterium und Tritium im Wasserkreislauf, Beiträge zur Meßtechnik, Modellrechnung und Anwendungen. – Diss., Univ. Bern.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Deuticke Verlag, Wien.
- TSCHADA, F. (1962): Die Wasserkraft, ein Naturschutz Kärntens. – ÖWW, 14, 229–245, Wien.
- TSCHADA, F. (1965): Niederschlagskarte der zentralen Gailtaler Alpen. – Unveröff., KELAG, Klagenfurt.
- WAKONIGG, H. (1968): Der Anteil der verschiedenen Wetterlagen am herbstlichen Niederschlagsmaximum im Gailtal. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., 110, 203–223, Wien.
- WARCH, A. (1979): Perm und Trias der nördlichen Gailtaler Alpen. – Carinthia II, Sonderh. 35, 111 S., Klagenfurt.
- WARCH, A. (1980): Bericht über die geologische Aufnahme auf Blatt 199, zentrale Gailtaler Alpen (Zlannock, Laka, Pöllandalm). – Unveröff. Arbeitsbericht für GBA.

Summary

The Förolach gallery, constructed with the purpose of lead prospection and the drainage of a formerly existing mine has been excavated transversely to the striking of the mountain chain. Along the totally length of some 3230 m mainly carbonate rocks of the triassic „Wetterstein-Serie“ were penetrated, which are tectonically displaced laterally as well as vertically.

According to the hydrogeological mapping 112 outlets were found along the whole tunnel. The total discharge of the drainage fluctuates between 610 and 670 l/s, approximately half of it originates from the two main fault systems (Zuchen and Kak fault).

Intensive investigation has been carried out applying environmental and artificial tracers. By this means it is possible to delimit recharge areas of individual gallery outlets and additionally to get informations on their subsurface storage. Thus, sulfate content and Ca/Mg-ratio of tunnel waters can be associated with lithological units in general, but the heavy tectonics requires an integrative interpretation of the data. With regard to the altitude effect considering the ^{18}O -content the drainage of high elevated regions could be localized to the outlets no. 11–16 (Fig. 12), on the other hand this leads to the conclusion that the gallery water around the two main fault systems infiltrates on the flanks of the ridges. Since the seasonal fluctuations of the oxygen-18-concentration in the individual waters do not exceed significantly, for the computation of average transit time the exponential model is applicable. Most of the waters are stored subsurface about five years, only those, located in the outer part of the tunnel, are younger.

A combined tracing experiment, carried out with the fluorescent dyes amidorhodamine, uranine and eosine, shows that the different recharge areas are placed in an elongated form due to the W-E striking of the geological strata. An essential part of the water is stored for a longer time in the underground thus corresponding in a high extend with the exponential model using environmental isotopes.

On the basis of these results and additional precipitation as well as discharge data a drainage model was developed. Resulting from these considerations for the central part (Spitzegel-Graslitzen mountain) it has been computed an area of about 50 km² which is drained subsurface towards the Gail valley. Nearly half of this discharges through the Förolach gallery, while approximately 700 l/s are feeding directly the shallow aquifer of the Gail valley or alimentating the Lake Pressegg.