

## Zur Frage der Herkunft des Gasteiner Thermalwassers \*)

Von C. JOB (Innsbruck) und J. ZÖTL (Graz)

### Inhalt

#### Vorbemerkung

1. Das Untersuchungsgebiet
2. Die Wässer des Gasteiner Raumes
  2. 1. Die Kaltwässer
  2. 2. Die Thermalquellen
3. Neue Untersuchungen zur Frage der Herkunft und Zusammensetzung der Gasteiner Thermen
  3. 1. Die Ergebnisse chemisch-physikalischer Untersuchungen an Kaltwässern und Thermen des Gebietes von Gastein
    3. 1. 1. Grundsätzliche Betrachtungen zum Chemiesmus der kalten Quellwässer im Vergleich zu den Thermalwässern
    3. 1. 2. Die Ergebnisse monatlicher chemischer Analysen und Tritiummessungen an Kaltwässern
    3. 1. 3. Die Ergebnisse monatlicher chemischer Analysen und Tritiummessungen an Thermalwässern
    3. 1. 4. Kriterien zur Beurteilung des Mischungsverhältnisses von Kalt- und Heißwässern
    3. 1. 5. Beziehungen zwischen den Wasserspenden der Thermen und der kalten Trinkwasserquellen
  3. 2. Die Ergebnisse des Markierungsversuches im Jahre 1967
  3. 3. Die Ergebnisse der radiohydrologischen Untersuchungen
4. Zusammenfassung  
Summary

---

\* Mitteilung des Forschungsinstitutes Gastein Nr. 356.

## Vorbemerkung

Die Frage nach der Herkunft des Gasteiner Thermalwassers ist wohl so alt wie die Nutzung der Thermen.

Mit der Formierung der modernen Naturwissenschaften beginnt im 19. Jahrhundert die Geologie, vielfach in Verbindung mit dem Studium des Aufbaues der Zentralalpen und den Problemen des Goldbergbaues, der Herkunft des Thermalwassers systematisch nachzugehen. Über die geologische Erforschungsgeschichte des Raumes finden sich eingehende Zusammenfassungen bei A. WINKLER-HERMADEN (1926), A. HOTTINGER (1935), F. ANGEL (1952) und Ch. EXNER (1957). Ch. EXNER schuf mit seiner geologischen Karte der Umgebung von Gastein (1956), den ausführlichen Erläuterungen dazu (1957) und zahlreichen Einzelstudien das Fundament für den Aufbau spezieller Untersuchungen naturwissenschaftlicher Nachbardisziplinen. Besonders verdient um die Erforschung der Quellen im allgemeinen und der Thermen von Gastein im besonderen machte sich J. STINI, dem eine Zusammenfassung seiner zahlreichen Untersuchungen, Beobachtungen und Einzelpublikationen leider versagt blieb. Weiters befaßten sich unter anderen besonders A. KIESLINGER und G. MUTSCHLECHNER mit geologischen Problemen der Gasteiner Thermalquellen.

Während aber F. SCHEMINZKY und seinem Arbeitskreis am Forschungsinstitut Gastein auch in jüngster Zeit durch radiologische und balneologische Untersuchungen stetig neue Erkenntnisse beschieden waren, konnte die geologische Forschung allein die endgültige Antwort auf einige Kernfragen nicht erbringen. So hatten wohl schon J. STINI u. a. es als wahrscheinlich erklärt, daß das Gasteiner Thermalwasser tiefenvados sei, ein wesentlicher Anteil juvenilen Wassers wurde aber nicht ausgeschlossen. Aufbauend auf die unentbehrlichen geologischen Grundlagen sollte daher im Teamwork eine Kombination hydrochemischer, hydrologischer, hydrogeologischer und radiologischer Untersuchungen neue Wege zur Klärung der Zusammensetzung und Herkunft der Gasteiner Thermen beschreiten. Mit dem Einsatz modernster Methoden wurden Untersuchungen auch auf eine systematische Bearbeitung der den Thermen benachbarten Kaltwässer ausgedehnt.

Teilergebnisse dieser seit 1966 laufenden Gemeinschaftsarbeit wurden bereits von F. SCHEMINZKY (1967, 1968, 1969), T. FLORKOWSKY & C. JOB (1969), C. JOB & G. MUTSCHLECHNER (1969) und C. JOB, G. MUTSCHLECHNER & J. ZÖTL (1969) publiziert. Der vorliegende Bericht bringt eine Zusammenfassung der wesentlichsten chemisch-hydrologisch-radiologischen Forschungsergebnisse.

Der Erfolg der reibungslosen Zusammenarbeit ist nicht zuletzt der freizügigen Unterstützung durch verschiedene Institutionen und Persönlichkeiten zu verdanken. So sind die Verfasser vor allem den Herren Univ.-Professor Dr. F. SCHEMINZKY und Hochschulprofessor Dipl.-

Ing. Dr. A. POLLAK sowie dem Leiter der Hydrologischen Abteilung der International Atomic Energy Agency, Herrn Bryan R. PAYNE, zu großem Dank verpflichtet.

## 1. Das Untersuchungsgebiet

Eines der parallelen Seitentäler, die über die Nordflanke des Tauernhauptkammes dem Salzachtal zustreben, ist das Gasteiner Tal (Fig. 1). Straße und Bahn nutzen den Nord-Süd-Verlauf des Tales, und letztere quert im 8551 m langen Tauerntunnel den Kamm der Zentralalpen.



Fig. 1: Die Lage des Gebietes von Gastein (schraffiert).

Die **geologische Situation** ist der hydrogeologischen Kartenskizze (Fig. 2) zu entnehmen. Im Raume Gastein tritt der domartig aufgewölbte Zentralgneis der Hohen Tauern an den Tag. Die den Zentralgneis einstens auch hier überdeckende Schieferhülle ist in diesem Bereich abgetragen, nur einzelne Reste deuten die früher geschlossene Überdeckung an. Eingefaltete Reste (Gasteiner Mulde) bezeugen den im einzelnen komplizierteren tektonischen Bau. Im Norden und Süden des Alpenhauptkammes ummanteln den Zentralgneis die Gesteine der Schieferhülle, den Flanken folgend gegen Norden bzw. Süden einfallend. Am Aufbau der Schieferhülle sind Gesteine von sehr verschiedener hydrographischer Wegsamkeit beteiligt. Während z. B. im sehr verbreiteten Schwarzphyllit tonige Verwitterungsrückstände eine tiefergreifende Wasserwegigkeit der Klüfte im allgemeinen verhindern, zeigen die stellenweise über größere Flächen auftretenden Marmore durch die Verkarstung zum Teil meterweit geöffnete Spalten, in denen das Wasser ungehindert in die Tiefe sinkt (Fig. 3). Im Norden schließen an die Schieferhülle die Klammkalke an, in denen das

Gasteiner Tal mit einer etwa 170 m hohen Gefällsstufe in das Salztal mündet. Die Gasteiner Ache durchschneidet die Talstufe in einer tiefen Klamm.

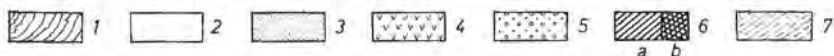
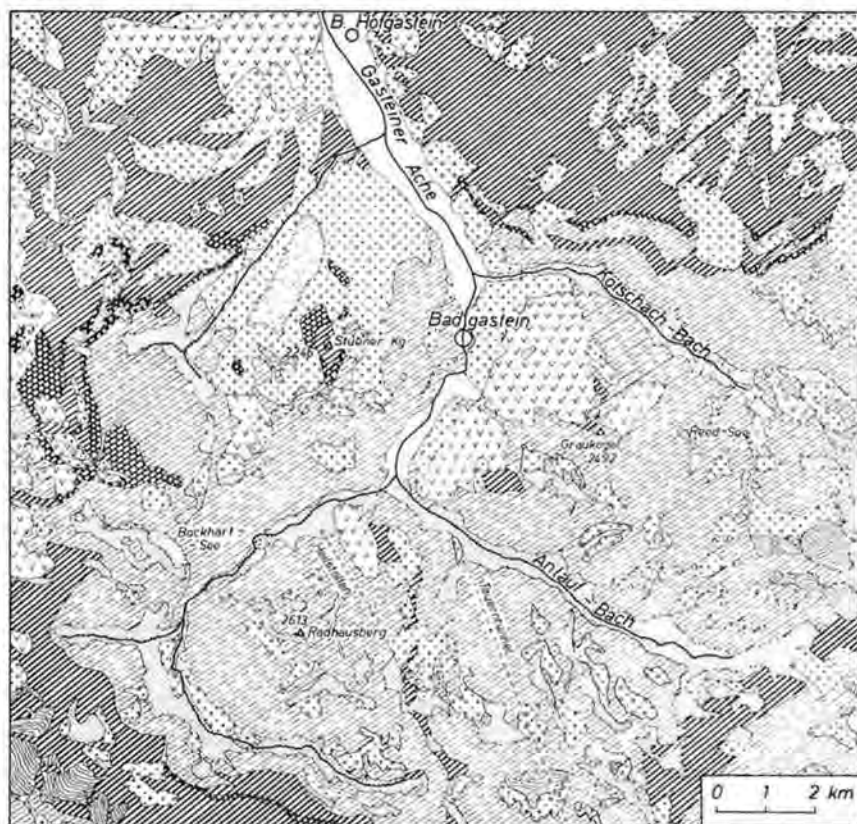


Fig. 2: Hydrogeologische Kartenskizze der Umgebung von Gastein (vereinfacht nach Ch. EXNER, Geologische Karte der Umgebung von Gastein, Geol. BA, Wien 1956).

1 = Gletscher, 2 = Talalluvionen, 3 = Gehängeschutt, 4 = Bergsturzmassen, 5 = Moränen, 6 = Gesteine der Schieferhülle der Hohen Tauern (6a = basale Schieferserie, Schwarzphyllit, Quarzit, Kalkglimmerschiefer, Serpentin, Talk-, Chlorit- und Grünschiefer; 6b = Kalkmarmor), 7 = Zentralgneis und Reste des Altkristallins der Hohen Tauern.

Von den jüngeren Bildungen sind die Moränen, die Bergsturzmassen und die Talfüllungen von Einfluß auf die ober- und unterirdische Entwässerung.

Die Moränen führen in den tiefer liegenden Bereichen viel toniges Material, wirken stauend auf dahinterliegende wasserführende Kluftsysteme und neigen bei stärkerer Durchfeuchtung zu Rutschungen.

Von besonderer hydrographischer Wirksamkeit sind die ausgedehnten Bergsturzgebiete (Fig. 2). In dem grobblockigen Material versinkt das Niederschlagswasser, Oberflächengerinne können sich nicht entwickeln. Am Fuße der Bergsturzhalde oder an der Oberkante der



Fig. 3: Karstspalten im Marmor bei der Hagener Hütte (2446 m). Die Örtlichkeit liegt im Osten des am unteren Rand von Fig. 2 ausgewiesenen Kalkmarmorbandes.

ihnen anlagernden Moränen treten Quellen mit einer so kräftigen Schüttung auf, wie sie sonst nur in Karstgebieten üblich ist.

Schließlich sind noch die jungen Talfüllungen bezüglich ihrer hydrologischen Stellung hervorzuheben. Die glazial übertieften Talstrecken oberhalb der Gefällsstufen wurden vom Fluß mit Lockersedimenten aufgefüllt. In diesen Talfüllungen entstanden Grundwasserkörper mit den für Talgrundwasser üblichen Eigenschaften (Ausbildung eines Grundwasserspiegels, langsames Fließen talabwärts, Kommunikation mit dem Vorfluter, jahreszeitliche Schwankungen des Grundwasserspiegels).

Die **morphologische Gestalt** des Raumes wird durch die bei den einzelnen Gesteinen verschiedene Widerstandskraft gegen die Abtragung, durch die selektiv den Hauptkluftsystemen folgende Erosion

und die eiszeitliche Überformung geprägt. Die zunächst im großen konsequent der Süd-Nord-Abdachung des Tauernkammes folgenden Täler der Achen sind in ihren oberen Teilstrecken so wie ihre Nebentäler an das Streichen der großen Kluftsysteme gebunden. So kommen im Gasteiner Raum sowohl die NNE- bis NE-streichenden als auch die NW-SE-verlaufenden Hauptkluftsysteme im Verlauf der Talstrecken deutlich zum Ausdruck.

Die verschiedene Widerständigkeit der Gesteine wird in der Auswirkung der eiszeitlichen Vergletscherung deutlich sichtbar. Sowohl die Talstufen als auch die Verengungen des Gasteiner Tales sind an die härteren Gesteine gebunden. Gleich an der Mündung in das Salzachtal erzwingt man sich den Eintritt in das Gasteiner Tal nur über die mächtige Gefällsstufe und die Verengung in den Klammkalken. Wo weiter taleinwärts das Tal die Gesteinsfolgen der nördlichen Schieferhülle quert, boten insbesondere die weichen Phyllite und Schiefergesteine der Ausräumung viel weniger Widerstand. Die Talhänge treten nun zum Teil weit zurück, und diese ehemaligen glazialen Wannenn werden von ausgedehnten, jungen, grundwasserführenden Schotterkörpern überdeckt. In die weiten Talfluren reichen die Schwemmfächer der Seitentäler. Hier liegen, die günstigere Sonnenscheindauer nutzend, am östlichen Hangfuß Dorfgastein und Bad Hofgastein (835 m ü. A.). Mit dem Eintritt in den harten Zentralgneis verengt sich das Gasteiner Tal wieder zur Schlucht und setzt zur Badgasteiner Talstufe an, über die der bekannte Gasteiner Wasserfall herabstürzt. Direkt in der Talstufe liegen die Austritte der berühmten Thermen, an die Steilhänge geklebt finden wir die älteren Häuser des Kurortes Badgastein. Über der Felsstufe, deren oberster Teil deutliche Spuren der Überarbeitung durch die pleistozänen Gletscher trägt, liegt — bis zur Einmündung des Anlaufales zurückreichend — in nunmehr schon 1100 m Seehöhe die Talebene von Patschgen-Böckstein. Von hier führt der oberste Ast der Gasteiner Ache, die Naßfelder Ache, in zahlreichen Stufen zur innersten Talweite, dem Naßfeld (ca. 1600 m ü. A.) empor. Diesen obersten Talabschnitt flankieren die Zentralgneise des Radhausberges und das Gebiet um den Bockhart-See mit den altbekannten Goldbergbauen.

Die höheren Bereiche (Stubner Kogel 2216 m, Graukogel 2492 m, Radhausberg 2613 m) sind durch zahlreiche Kare gegliedert, in denen eine Vielzahl kleiner Seen liegt. Im Hintergrund aber erhebt sich der Tauernhauptkamm vom Schareck (3122 m) bis zum Ankogel (3246 m), noch heute von Gletschern gekrönt.

Die **klimatologischen Verhältnisse** des Gasteiner Raumes sind durch die Lage am Nordhang des Alpenhauptkammes bestimmt (siehe auch F. STEINHAUSER, 1935).

Örtlich unterliegen Niederschlagshöhe und Lufttemperatur zunächst der Zu- bzw. Abnahme mit der Höhe (Tabelle 1).

Tabelle 1: Langjährige Mittel von Niederschlag und Lufttemperatur (aus: Beitr. z. Hydrographie Österreichs, Nr. 38, Wien 1964).

	m ü. A.	Jahresmittel	
		N mm 1901 — 1960	t °C 1951 — 1960
Naßfeld	1630	1709	5,5 (Messung nur 1953)
Böckstein	1120	1373	—
Badgastein	973	1201	6,4 (1953 : 6,7)
Dorfgastein	840	997	6,6 (1953 : 6,7)

Das Minimum der Niederschläge liegt bei allen vier Stationen im Februar, das Maximum im Juli, das gleiche gilt für die Niederschlagswahrscheinlichkeit. Die einzelnen Jahre können dabei beträchtlich variieren. So betrug der Jahresniederschlag in Badgastein 1953 988 mm, im Jahre 1958 jedoch 1535 mm.

Der Zentralalpenbereich ist gegenüber den Nördlichen Kalkalpen oder dem Alpennordrand begünstigt. So beträgt die Niederschlagshöhe beispielsweise in Lofer in den Nördlichen Kalkalpen (640 m ü. A.) im Mittel von 1901 bis 1960 1588 mm, in Salzburg (435 m ü. A.) 1325 mm und auf dem Untersberg bei Salzburg (1670 m ü. A.) 1947 mm.

Hat der Bereich von Gastein durch seine Lage in den Zentralalpen im Vergleich zu den Nordalpen geringere Niederschläge, so bedeutet andererseits die Lage am Nordhang des Alpenhauptkammes eine Ungunst gegenüber den Verhältnissen am Südhang des Gebirges. Bei den vorwiegend aus Westen und Nordwesten kommenden feuchten Luftmassen liegt der Südhang der Tauern in Leelage, der Nordhang aber luvseitig. So weist beispielsweise Mallnitz (1186 m ü. A., vgl. Böckstein!) im Mittel von 1901—1960 nur eine Jahresniederschlagshöhe von 907 mm auf, Heiligenblut (1380 m ü. A.) gar nur 871 mm.

Bezüglich der Lufttemperatur sind die Unterschiede von Nord- oder Südhang des Alpenhauptkammes in den oberen Lagen nicht so gravierend, hier wirken sich die örtliche Auslage und die winterliche Temperaturinversion viel merkbarer aus.

Tabelle 2: Jänner- und Julimittel der Lufttemperatur (aus: Beitr. z. Hydrographie Österreichs, Nr. 38, Wien 1964).

	m ü. A.	Jännermittel		Julimittel	
		1951 — 1960	1951 — 1960	1953	1953
Naßfeld	1630	—	—	-0,3	14,2
Badgastein	973	-1,4	15,4	-0,4	15,8
Dorfgastein	840	-1,9	16,1	-1,2	17,1

Wie die Niederschlagshöhen, so variieren auch die Jahresmittel der Lufttemperatur beachtlich; es lag im Jahre 1956 in Badgastein bei 5,4° C, im Jahre 1951 aber bei 7,0° C. Die 0°-Jahresisotherme dürfte im weiteren Bereich von Gastein bei 2200 m liegen.

## 2. Die Wässer des Gasteiner Raumes

### 2. 1. Die Kaltwässer

Von den Kaltwasseraustritten sind insbesondere die Quellen am NW-Hang und -Fuß des Graukogel-Hüttenkogelmassivs und im Köt-schachtal bekannt. Es ist eine geringe Anzahl stärkerer Quellen, deren Einzugsgebiet so ziemlich das ganze Bergsturzareal und die darüber liegenden Bereiche im Zentralgneis umfaßt, von einer Vielheit kleiner Quellenaustritte im tieferliegenden Moränengelände zu unterscheiden. Zu den ersteren gehören die für die Wasserversorgung von Badgastein gefaßten Quellen, die Evian-, Scholz-, Patschgen-, Kohlgruben- und Schachen-Quelle.<sup>1)</sup> Das Winterminimum ihrer Gesamtschüttung liegt ungefähr bei 90 l/s, das Sommermaximum schwankte in der Zeit von 1960 bis 1964 zwischen 240 und 520 l/s. Diese für Quellen im wasserstauenden Festgestein ungewöhnlich hohe Schüttung ist in der Speicherfähigkeit der ausgedehnten Bergstürze und des durch Wirkungen des Talzuschubes aufgelockerten Grundgebirges begründet; beide Faktoren verhindern nahezu jeglichen Oberflächenabfluß.

Ganz anders sind die Verhältnisse dort, wo die untersten Hangbereiche durch Moränen verkleidet sind. In dem zum Teil tonigen, in sich wieder durch Rutschbewegungen überschobenen Moränenmaterial liegen zahlreiche kleine Quellaustritte, deren Abflüsse vielfach wieder versitzen. Die dadurch bedingte Vernässung des Hanges führt zu einer latenten Rutschungsbereitschaft. Eine Quellaufnahme von W. VETTERS (1967) weist im Gebiet der Kirchbachlehne, das ist der Moränenbereich des Graukogel-Westhanges unmittelbar östlich von Badgastein (vgl. Fig. 4), 34 Quellen aus, wobei aber weder Angaben über Schüttungen gemacht, noch Temperaturmessungen durchgeführt wurden. Eine von der Wildbach- und Lawinerverbauung (W. KETTL, 1967) durchgeführte Aufnahme gliedert diesen untersten Hangbereich unmittelbar ober den Thermalquellen in drei in der Moräne befindliche Quellhorizonte, die „weitgehend in der Schichtenlinie verlaufen und über die gesamte Lehne zu beobachten sind“ (S. 2). Die Messungen im sehr regenreichen August 1966 ergaben hier einen Abfluß von 13,8 l/s aus dem nördlichen, 1,6 l/s aus dem mittleren und 4,8 l/s aus dem südlichen Teile der Lehne. Die Quellwassertemperaturen lagen zwischen 8,6° C im Norden und 7,2° C im Süden.

Die in der Kirchbachlehne austretenden Quellen sind zum Teil schon Folgequellen höher im Blockschutt liegender Quellaustritte. Aber auch die Abflüsse der untersten Quellen versickern großteils wieder (so die 4,8 l/s der südlichen Quellgruppe vor der Fassung durch die Wildbachverbauung zur Gänze), wobei sie teilweise in das darunterliegende

<sup>1)</sup> Die Lage der Kohlgruben- und Schachen-Quellen ist Fig. 4 zu entnehmen. Die Evian-, Scholz- und Patschgen-Quellen liegen an der südlich anschließenden rechten Flanke des Gasteiner Tales.





Fig. 4: Blick vom Stubner Kogel (2246 m) auf den Graukogel-Westhang, an dessen Fuß die Thermalquellen von Badgastein entspringen. Im oberen Teil der linken Bildhälfte das Kötschachtal (vgl. Fig. 2). Die den Graukogelfuß verhüllende Moräne hebt sich von dem darüberliegenden Bergsturzgebiet deutlich durch das kräftigere Grün der Wiesen ab. Die weißen Punkte markieren die Lage der kalten Quellen, T die der Thermalquellen. Die folgende Aufzählung der Quellennamen erfolgt innerhalb der Höhenzonen A—C von links nach rechts ohne Rücksicht auf die Höhenlage innerhalb der Gruppe.

- Quellgruppe A: Höllbrunn-Quelle Nr. 1;  
Hüttenkogel-Quelle;  
Graukogel-Quellen Nr. 1, 2, 3.
- Quellgruppe B: Höllbrunn-Quelle Nr. 3;  
Reitbauermoos-Quelle (am oberen Rand der Moränenschürze);  
Höllbrunn-Quelle Nr. 2;  
Schachenbauer-Quelle (am oberen Rand der Moränenschürze);  
Schachen-Quelle Nr. 1, 2, 3;  
Kohlgruben-Quelle.
- Quellgruppe C: Reitbauer-Quelle;  
nördliche Hirschen-Quelle;  
Kirchbach-Quellen Nr. 1, 2;  
Mühlberger Quelle;  
Windischgrätz-Quellen Nr. 1, 2.

Blockwerk und Festgestein absitzen (vgl. Kapitel 3. 2.), teilweise aber von innen her das tieferliegende Moränen- und Hangschuttmaterial durchnässen.

Quellseen sind ein großer Teil der sehr zahlreichen Karseen in den oberen Lagen des Zentralgneisgebietes. Allein im Hinterland des Graukogels und des Radhausberges finden sich mehrere Dutzend Karseen, die — meist über der Waldgrenze gelegen — zum zauberhaften Reiz der Landschaft beitragen. Im Graukogelmassiv sind der Palfner See (2067 m ü. A.) und der Reed-See (1826 m) die bedeutendsten. Der Reed-See (Fig. 2) wird von den Abflüssen mehrerer kleiner Seen gespeist. Sein gesamter Abfluß (zur Zeit einer Begehung im August 1966 ca. 80 l/s) versinkt in eine Zerrspalte des Gneises, ein Anblick, der eher an die Verhältnisse in Karstgebieten gemahnt als an die normalen Bedingungen in nichtkarbonatischen Festgesteinen, wodurch die Sonderstellung des tiefzerklüfteten Zentralgneises im Gasteiner Raum dokumentiert wird. Der größte See des gesamten Gebietes ist der Bockhart-See (1847 m ü. A., ca. 97 ha Seefläche), der, in einem Hängetal liegend, Ziel energiewirtschaftlicher Überlegungen ist.

Der Abfluß des Bockhart-Sees trifft sich mit den obersten Quellflüssen der Naßfelder Ache, die sich mit dem Anlauf-Bach bei Böckstein zur Gasteiner Ache vereint.

Zur Charakterisierung der Wasserführung der Gasteiner Ache wurde die Ganglinie des Jahres 1964 herausgegriffen (Fig. 5). Die Verbindung der Monatsmittel des Abflusses ergibt eine einfache Kurve mit einem Minimum im Februar und ein Maximum im Juni.

Die Ganglinien von Abfluß, Temperatur und Niederschlag zeigen deutlich, daß die mittlere Wasserführung in erster Linie von der Lufttemperatur bestimmt wird und nicht unmittelbar mit den monatlichen Niederschlagshöhen zusammenhängt. Die geringste Wasserführung weist der Monat Februar aus, wo selbst in Badgastein das Monatsmittel der Lufttemperatur noch unter 0° C lag. In den Monaten April und Mai greift mit der steigenden Temperatur die Schneeschmelze in immer größere Höhen, um im Juni auch die höchsten Areale zu erfassen. Die insbesondere im Jahre 1964 abnorme Verteilung der monatlichen Niederschlagshöhen vermag die Abflußkurve nicht wesentlich zu beeinflussen. Dies zeigen vor allem die außergewöhnlich hohen Niederschläge im Oktober, die das langjährige Mittel (136 mm) um ein Mehrfaches übersteigen. In der klimatischen Gruppierung der Abflußregime der Flußtypen nach M. PARDE ist dies der Typus des Schneeregimes des Gebirgslandes.

Bezüglich des **Grundwassers** in den jungen Talfüllungen liegen nur aus dem Raume südlich des Bahnhofes von Badgastein (Patschgen) genauere Beobachtungen vor (Fig. 6). Hier hat die Salzburger A. G. für Elektrizitätswirtschaft 21 Grundwassermessstellen errichtet, an denen in ihrer Gesamtheit seit nunmehr über Jahresfrist die Grundwasser-

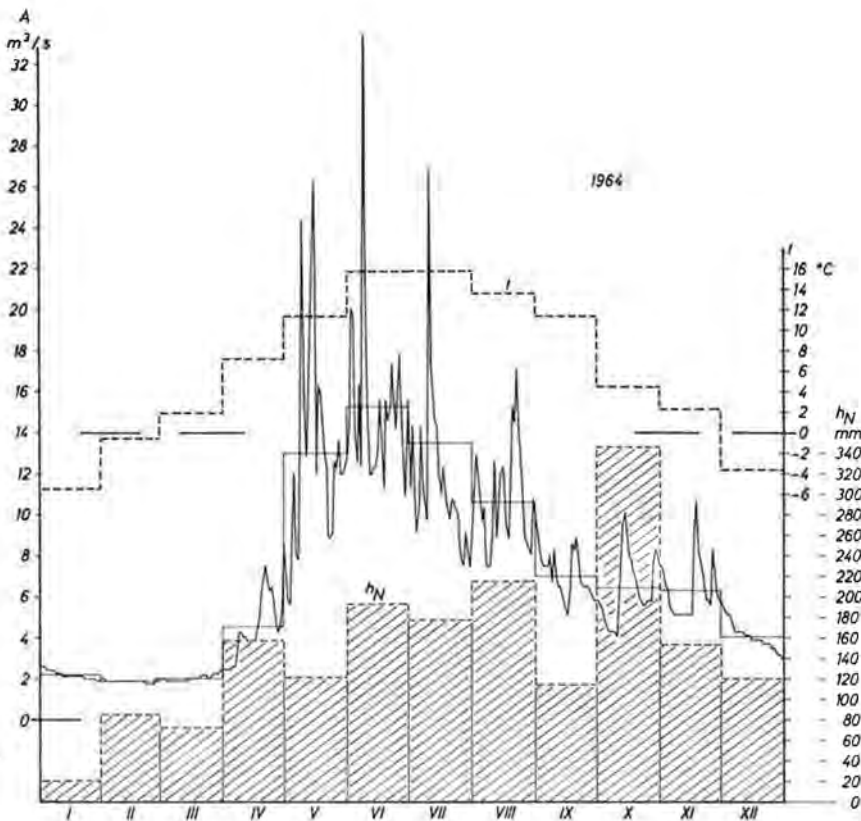


Fig. 5: Die tägliche und monatliche Mittelwasserführung (MQ in  $m^3/s$ ) der Gasteiner Ache bei Bad Hofgastein im Jahre 1964. Dazu die Monatsmittel der Lufttemperatur von Badgastein (973 m ü. A.) und die monatlichen Niederschlagshöhen im Naßfeld (1630 m ü. A.).

stände gemessen werden. Die Grundwasserganglinien korrespondieren mehr oder minder abgeschwächt mit der Ganglinie der Gasteiner Ache. Die Amplitude der Spiegelschwankungen des Grundwassers hat im Jahre 1968 bei keiner der Beobachtungssonden 1 m erreicht <sup>2)</sup>.

Von großem Interesse ist der Verlauf der Hydroisohypsen. Auf Fig. 6 ist deren Verlauf vom 8. September 1967 ausgewiesen. Es zeigt sich, daß der tiefe Einschnitt der Ache östlich Punkt 1116 eine extreme Vorflutwirkung auf den südlich dahinter liegenden Grundwasserkörper

<sup>2)</sup> Den Organen der Salzburger A. G. für Elektrizitätswirtschaft, insbesondere den Herren Dipl.-Ing. NEURURER und Ing. K. BOLZER, sei auch auf diesem Wege für die Überlassung der Meßdaten bestens gedankt.

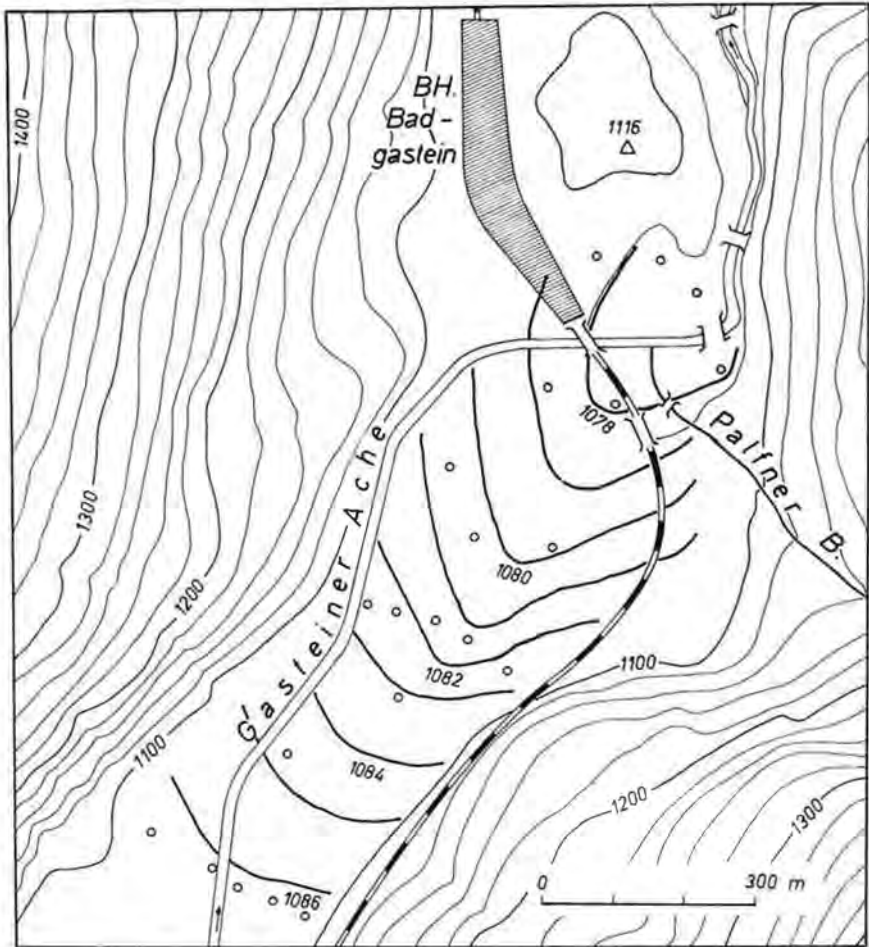


Fig. 6: Der Verlauf der Grundwasser-Isohypsen (1078—1086 m ü. A.) im Grundwasserfeld von Patschgen oberhalb der Talstufe von Bad-gastein nach der Messung vom 8. September 1967.

ausübt. Der Fluß ist hier bereits tief in den anstehenden Zentralgneis eingekerbt und setzt bereits zum bekannten Gasteiner Wasserfall an. Diese Vorflutkerbe bewirkt im Grundwasserkörper eine nahezu einen Kilometer zurückgreifende Rinne, die in der vorliegenden Beobachtungszeit bei allen verschiedenen Grundwasserständen vorhanden war. Der Verlauf der Hydroisohypsen läßt weiters erkennen, daß in den oberen Schichten des Grundwasserkörpers ein Zudrang von Hangwas-

ser und von seiten des Palfner Baches besteht und nicht etwa Grundwasser in den Berg einzieht.

Die Tiefenrinne im Grundwasserkörper weist in der Mitte des Felsens einen deutlichen Gefällsknick auf. Hier zeigt der Grundwasserspiegel ein bedeutendes Gefälle bis zu 20‰, während das durchschnittliche Gefälle bei 10‰ liegt, was immer noch beachtlich ist. Messungen über die Fließgeschwindigkeit des Grundwassers liegen nicht vor.

## 2. 2. Die Thermalquellen

Die Thermalquellen von Badgastein entspringen direkt im Ortsgebiet aus dem untersten Teil des hier meist moränenverkleideten NW-Hanges des Graukogels (Fig. 2 u. 4). Zwei Quellen treten links, alle übrigen rechts der Gasteiner Ache aus.

Der nur teilweise von einer dünnen Schürze aus Moränen- und Bergsturzmaterial verhüllte Zentralgneis fällt hier bereits flach nach NW ein und taucht weiter nördlich im Raum von Hofgastein unter die Gesteine der Schieferhülle. Die Aufwölbung des bereits starren Granitgneises bewirkte Zerrungsklüfte, die teils offen, teils mit Erz- und Mineralgängen ausgefüllt sind (Ch. EXNER, 1956). Das NNE-streichende Kluftsystem ist, soweit das Anstehende freiliegt, auch in Badgastein zu beobachten, z. B. im felsigen Bachbett der Ache und in dem weitgehend im Naturzustand belassenen Stollen der Fledermausquelle (Fig. 7, Quelle X).

Das Gasteiner Thermalwasser steigt sehr wahrscheinlich in diesen NNE-streichenden Klüften aus der Tiefe auf und erreicht die Oberfläche gerade dort, wo der tiefste Einschnitt der Ache unterhalb der Talstufe auf diese Klüfte trifft. Die unregelmäßige Verzweigung des Spaltensystems bedingt eine große Zahl von Einzelaustritten (91). Die Quellen I (Franz-Josef-Quelle), III (Wasserfall-Quelle) und X (Fledermaus-Quelle) treten unmittelbar aus Klüften aus. Die Quellen II (Rudolf-Quelle), VI (Doktor-Quelle), IX (Elisabeth-Quelle) und XIV (Grabenbäcker-Quelle) entspringen dagegen in Fugen der Bankung des Granitgneises an sekundären Klüftchen und Rüschelzonen.

Die Quellen wurden 1954 von G. MUTSCHLECHNER neu kartiert (Fig. 7). Die Austritte weisen einen Höhenunterschied von nahezu 100 m auf, und einige liegen so dicht beisammen, daß man sie als eine Quelle auffaßt. Insgesamt werden heute 21 wasserführende Quellen gezählt, die sich durch Ergiebigkeit, Temperatur, chemische Zusammensetzung und Radioaktivität unterscheiden (F. SCHEMINZKY, 1967 b). Die von F. SCHEMINZKY eingeführte Numerierung der Quellen mit römischen Ziffern beginnt mit der höchstgelegenen Quelle I (1034 m ü. A.) und schreitet hangabwärts bis zur Quelle XIX (Strochner-Quelle, 937 m ü. A.) fort. Die einzelnen Austritte der Quellen werden durch arabische Ziffern gekennzeichnet, wobei die Numerierung in den Quellstollen am

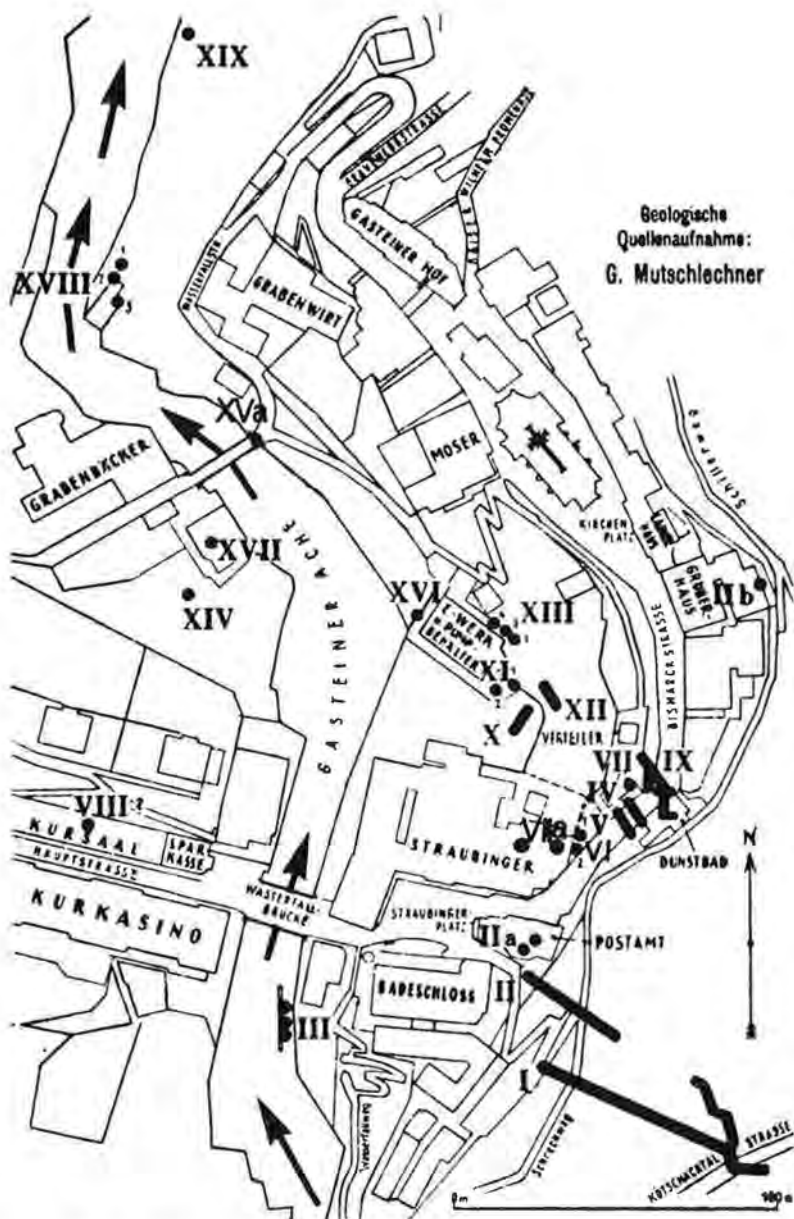


Fig. 7: Karte der Gasteiner Thermalquellen nach der Aufnahme von G. Mutschlechner (1954, ergänzt 1966).

Tabelle 3: Übersicht über die Thermalquellen von Badgastein nach dem Stand von 1966 (F. SCHEMINZKY, 1967)

Nr.	Quelle		Eigentümer	Seehöhe m	Austritte		Ergiebigkeit m <sup>3</sup> /Tag	Temp. °C	Radon Gehalt in n Ci/l	An- merkung	
	Name				Art	Zahl					
I	Franz-Josef-Quelle		Gemeinde	1034	aus Fels	27	195	45,6	4,8		
II	Rudolf-Quelle		Gemeinde	1018-1019	aus Blockwerk	10	432	46,6	5,8		
IIa	Post-Quelle (Warmwasseraustritte im Keller des Postgebäudes, wahrscheinlich Verlustwasser der Quelle II)				aus Blockwerk	2		27,8	1,2	nicht genützt	
IIb	Gruber-Haus-Quelle		Gruber-Haus	1008,2	aus Blockwerk	1	196	14,9	0,4	nicht genützt	
III	Wasserfall-Quelle		Gemeinde	1011-1015	aus Fels	5	349	36,3	37,8		
IV	Alte Franzens-Quelle		Gemeinde	1007	aus Blockwerk	1	4	44,5	11,0		
V	Lainer-Quelle		Lainer-Haus	1006	aus Blockwerk	2	179	46,4	24,8		
VI	Doktor-Quelle	Austritt 1	Gemeinde	1002	aus Fels	2	99	40,4	20,5		
		Austritt 2						44,4	26,5		
VII	Neue Franzens-Quelle		Gemeinde	1001	aus Blockwerk	2	18	41,4	0,61		
VIIa	Speisesaal-Quelle	Austritt 1	Straubinger	996,2	aus Blockwerk	2	19	37,4	53,5	nicht genützt	
		Austritt 2		999,5				19,5	0,042		
VIII	Wandelbahn-Quelle, versiegt (als unterirdischer Thermalwasserriesel wahrscheinlich noch vorhanden)										
IX	Elisabeth-Quelle	Austritt 1 (Portal-Quelle)	Gemeinde	995-996	aus Blockwerk	12		68	42,2	22,0	nicht genützt
		Austritte 2-7						563	46,0	40,3	
		Austritte 8-12						1887	46,3	51,0	

X	Fledermaus-Quelle	Austritt 1	Gemeinde	983	aus Fels	5	14	33,3	122,7	nicht genützt
		Austritt 2						35,2	60,6	
		Austritt 3						37,0	75,2	Trinkbrunnen
		Austritt 4						34,2	84,5	nicht genützt
		Austritt 5						36,6	124,0	
XI	Mitteregg-Quelle	Austritt 1	Gemeinde	976	aus Blockwerk	2	22	38,1	4,4	nicht genützt
		Austritt 2					2	29,7	55,3	
XII	Reissacher-Quelle		Gemeinde	975	aus Blockwerk und Fels	6	378	39,5	52,8	
XIII	Kanal-Quelle (Austritt 3 versiegt)	Austritt 1	Gemeinde	972	aus Blockwerk	4	37	24,0	7,1	nicht genützt
		Austritt 2					6	23,6	1,2	nicht genützt
		Austritt 4					62	35,6	20,3	
XIV	Grabenbäcker-Quelle		Grabenbäcker Kurhaus	968	aus Fels	1	106	36,8	39,6	
XV	Spritzwand-Quelle, versiegt (als unterirdischer Thermalwasserriesel wahrscheinlich noch vorhanden)									
XVa	Brücken-Quelle		Gemeinde	957	aus Blockwerk	1		24,5	18,6	nicht genützt
XVI	Sophien-Quelle		Gemeinde	964	aus Fels	1	107	38,1	58,7	
XVII	Mesnil-Quelle		Grabenbäcker Kurhaus	958	aus Fels	1	119	37,0	59,2	
XVIII	Grabenwirt-Quelle		Gasteiner Hof	954	aus Hangschutt	3	?	23,0	3,5	nicht genützt
XIX	Strochner-Quelle		Gemeinde	937	aus Hangschutt	1	261	16,1	0,19	nicht genützt



Mundloch beginnt und im Freien von links nach rechts erfolgt (Tabelle 3).

Das Thermalwasser für die Bäder, Unterwassertherapiestationen und Kurtrinkbrunnen ist ein Mischwasser von 10 Quellen, das in einem zentralen Pumpbehälter zusammenläuft. Von dort wird es in Hochbehälter gepumpt, welche die Thermalbadeanstalten der Badgasteiner Hotels und Kurhäuser mit naturheißem bzw. im Gegenstromprinzip gekühltem Thermalwasser versorgen. Der besonders radonreiche Austritt 3 der Quelle X speist den Trinkbrunnen am Vorplatz des Fledermaus-Quellstollens.

Die Gesamtschüttung der genutzten Thermalquellen hat eine Tagesleistung von rund 4500 Kubikmeter (ca. 52 l/s). Dazu kommen etwa 400 Kubikmeter ungenutzten Thermalwassers sowie eine unbekannt Menge Verlustwasser. Die Wasserspende der genutzten Thermalquellen unterliegt im Jahresdurchschnitt nur geringen Schwankungen. Zwischen einzelnen schwächeren Austritten kommen gelegentlich Ergiebigkeitsverschiebungen vor, die für das Vorhandensein eines kommunizierenden Quellspaltennetzes sprechen. F. SCHEMINZKY (1962) und Mitarbeiter haben die Wasserspende der Quellen bzw. Austritte I, I/27, IX/2—7 und XVI in den Jahren 1960/61 in 14tägigen Abständen kontrolliert und einen deutlichen Jahresgang gefunden, dessen Minimum in die Monate April bis Mai fiel, während das Maximum in den Monaten Dezember bis Februar auftrat. Die Schwankungen betragen, auf das Jahresmittel bezogen, im allgemeinen 10 bis 12%, im Austritt I/27 über 100%.

Die wärmsten Quellen (II, V, IX) haben Temperaturen zwischen 46,3 und 46,6° C. Bei der Mehrzahl der Austritte liegt die Temperatur zwischen 35 und 45° C, sinkt aber in den zuunterst am Hang austretenden, nichtgenutzten Wasseradern bis auf 16° C ab. Nahe beieinander liegende Wasseraustritte unterscheiden sich mitunter um mehrere Wärmegrade. Die von F. SCHEMINZKY und Mitarbeiter 1960/61 kontrollierten Quellen zeigten nur geringfügige Temperaturschwankungen von +0,5 bis -1,1% um den Durchschnitt aller Messungen.

Die Gasteiner Thermen liefern ein schwach mineralisiertes, akra-  
tisches Wasser<sup>3)</sup>. Der Gehalt an gelösten ionisierten Stoffen schwankt in den verschiedenen Austritten zwischen 260 und 430 mg/l bzw. 2800 und 4900 µval/l und ist von der Höhenlage des Austrittes abhängig (G. KIRSCH, 1939; F. SCHEMINZKY, 1962, 1967 a); je höher die Quelle am Hang austritt, desto stärker ist im allgemeinen ihre Mineralisierung, weil sich hangabwärts zunehmend oberflächliches Kaltwasser beimischt, welches arm an gelösten Bestandteilen ist und daher das Thermalwasser verdünnt. Die Mineralisierung bzw. die ihr proportionale

<sup>3)</sup> Wässer mit Mineralgehalten unter 1000 mg/l.

Tabelle 4: Radon-Gehalte (nc/l) der Gasteiner Thermalquellen nach Messungen von E. POHL und J. POHL-RÜLING.

Quelle	Austritt	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1965
I	1b	0,7								1,4	
	9	28,6							37,8	33,5	
	10	20,4							22,2		
	23—24	21,0							21,6		
	27 gesamt	21,0					15,6		24,2 5,2	21,7	5,6
III								36,5		34,2	
VI	1								22,5		24,0
	2								37,1		32,2
	1 + 2								13,6		
VII			0,2	0,1		0,5	0,6	0,6			0,36
IX	1					17,5			26,4		18,2
	2					54,2					
	3					31,4					
	4					5,8					
	5					1,3					
	6					4,0					
	7					10,7					
	8					42,4					
	12					37,2					
	2—7					42,6	38,9	50,6	51,6		62,6
	8—12 gesamt					47,3	24,5		50,2		60,8
X	1										71,0
	2										54,7
	3			124,0	103,4		101,0	85,5	99,4		135,2
	4										151,3
	5										58,4
XII	1		33,3						62,7		
	2		51,2						69,4		
	1 + 2 + 3		51,4								
	4		3,9								
	5		28,5								
	6		17,3								
	7 gesamt		8,5						66,7		54,4
XIII	1								11,2		10,1
	2								0,6		0,7
	4								20,4		3,40
XIV			53,5				38,2	43,5	54,7		57,8
XVI				75,2			55,0	67,1	75,5		74,4
XVII									63,9		65,3
XVIII	3										5,0
XIX											0,03

elektrolytische Leitfähigkeit zeigte 1960/61 nur sehr geringe Abweichungen vom Jahresmittel (+1,2 bis -1,0%).

Die ionisierten Hauptbestandteile des Gasteiner Thermalwassers<sup>4)</sup> sind auf der Kationenseite Na (76%) und Ca (21%), auf der Anionenseite Sulfat (57%), Hydrogenkarbonat (21%), Chlorid (16%) und Fluorid (6%). Unter den nichtionisierten Stoffen ist der meta-Kieselsäuregehalt erwähnenswert, der je nach Austritt 20 bis 50 mg/l ( $H_2SiO_3$ ) beträgt. Besonders hervorzuheben ist der Radongehalt der Therme. Die Radonkonzentrationen der einzelnen Austritte liegen zwischen 0,4 (Quelle VII) und 150 nCi/l (Quelle X, vgl. Tabelle 4)<sup>5)</sup>. Der Hauptlieferant der beträchtlichen Radonmengen dürfte der Reissacherit sein. Dieser schwarzbraune Quellschlamm entsteht in den oberen Quellwegen an der Berührungszone des sauerstoffhaltigen Oberflächenwassers mit dem aus der Tiefe kommenden sauerstoffarmen Thermalwasser. Durch direkte Oxydation und mehr noch — wie S. STOCKMAYER (1928) sowie F. SCHEMINZKY & V. VOUK (1959) zeigen konnten — durch die Tätigkeit von Mikroorganismen entstehen dabei aus zweiwertigen Mangan- und Eisenverbindungen dreiwertige, die infolge ihrer geringen Wasserlöslichkeit ausfallen. Dieser Quellschlamm adsorbiert das vom Thermalwasser herangeführte Radium, welches dann das Tochterelement Radon an das vorbeiströmende Thermalwasser abgibt (H. MACHE, 1904).

Bei der Großen Heilwasseranalyse des Gesamtwassers der Elisabeth-Quelle (F. SCHEMINZKY, 1961) konnten mittels emissionsspektrographischer und Röntgen-fluoreszenzspektrographischer Verfahren folgende Spurenelemente nachgewiesen werden: Aluminium, Barium, Blei, Brom, Cadmium, Caesium, Eisen, Gallium, Germanium, Kupfer, Lithium, Mangan, Molybdän, Nickel, Rubidium, Silber, Strontium, Zink und Zinn<sup>6)</sup>.

Die balneologische Quellenbezeichnung erfolgt durch diejenigen Ionen, welche mit mehr als 20 Millival-% im Wasser enthalten sind. Bei den Gasteiner Quellen trifft dies für die Na-, Ca-, Sulfat- und Hydrogenkarbonationen zu. Außerdem überschreiten die Temperatur und der Radongehalt die gesetzlich festgelegten Mindestwerte von 20° C bzw. 10 nCi/l. Die vollständige Bezeichnung des Quellwassers lautet daher: akkratisches Na-, Ca-, Sulfat-, Hydrogenkarbonat-Radon-Thermalwasser.

<sup>4)</sup> Auf ganze Millival-Prozente gerundete Werte des Austrittes I/23—24.

<sup>5)</sup> Die Messungen, auf die hier Bezug genommen wird, wurden von Herrn Dozent Dr. E. POHL und Frau Dr. J. POHL-RÜLING ausgeführt und in den jährlichen Tätigkeitsberichten des Forschungsinstitutes Gastein veröffentlicht (siehe auch J. POHL-RÜLING und E. POHL, 1954).

<sup>6)</sup> Diese ergänzende Analyse wurde vom chemischen Laboratorium der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Wien (Leiter: Prof. Dr. E. SCHROLL), ausgeführt.

### 3. Neue Untersuchungen zur Frage der Herkunft und Zusammensetzung der Gasteiner Thermen

Die Frage der Herkunft, des Einzugsgebietes und der Zusammensetzung der Gasteiner Thermalwässer ist von sehr komplexer Natur. Ihre Behandlung erfordert nicht nur eine gründliche Analyse der Thermen selbst, sondern weitgespannte Untersuchungen vieler hydrologischer Faktoren des Raumes.

Schon in den einführenden Kapiteln wurde daher ein gesamthydrologisches Bild umrissen. Die jüngsten Arbeiten betrafen chemische, physikalische, radiologische und hydrologische Untersuchungen sowohl der Kaltwässer als auch der Thermen, um durch ein umfassendes Teamwork zu einer Lösung der Kernprobleme zu gelangen.

#### 3. 1. Die Ergebnisse chemisch-physikalischer Untersuchungen an Kaltwässern und Thermen des Gebietes von Gastein

##### 3. 1. 1. Grundsätzliche Betrachtungen zum Chemismus der kalten Quellwässer im Vergleich zu den Thermalwässern

Im September 1966 und 1968 wurde im Gasteiner Raum eine großräumige Untersuchung der Kaltwässer durchgeführt, die sich auf insgesamt 51 Quellen erstreckte. Zur Untersuchung gelangten 21 Wässer vom NW-Hang des Graukogels, 4 Wässer aus dem Kötschachtal, 10 Grubenwässer aus alten Bergwerksstollen des Radhausberg- und Bockhartseegebietes sowie 10 Wässer aus dem Tauerntunnel. Weiters wurden drei Quellen im Thermalstollen von Bockstein und vier im Raum von Patschgen-Bockstein austretende Trinkwasserquellen untersucht (Patschgen-, Sackzieher-, Scholz- und Evian-Quelle). Die wichtigsten Ergebnisse wurden in Tabelle 5 und Fig. 8 dargestellt.

##### a) Wässer vom NW-Hang des Graukogels:

Am Nordwest-Hang des Graukogels entspringen zahlreiche schwach mineralisierte kalte Quellen, deren Gehalt an gelösten ionisierten Stoffen im allgemeinen hangabwärts zunimmt. Es lassen sich drei Höhenbereiche abgrenzen, in denen die Quellwässer eine verschiedene durchschnittliche Mineralisierung aufweisen (vgl. Fig. 4). Die oberste Quellgruppe (A) umfaßt 5 zwischen 2210 und 1590 m ü. A. austretende Quellen, von denen 4 oberhalb der Waldgrenze (ca. 2100 m) entspringen. Die Wässer dieser Gruppe haben einen mittleren Salzgehalt von 227  $\mu\text{val/l}$  und enthalten überwiegend Ca-Hydrogenkarbonat. Im mittleren Hangbereich entspringen zwischen 1510 und 1270 m 8 Quellen, die sich zu einer zweiten Quellgruppe (B) mit einer mittleren Mineralisierung von 545  $\mu\text{val/l}$  zusammenfassen lassen. Diese Quellen kommen mit Ausnahme der Kohlgruben-Quelle oberhalb des Schachen-Plateaus aus einer wulstförmigen Geländestufe, in der sich abgerutschte Gesteins-

Tabelle 5: Mittelwerte und Standardabweichungen der Mineralisierung und der Austrittstemperaturen der kalten Quellwässer im Gasteiner Raum, N = Anzahl der Wässer, aus denen die Mittelwerte berechnet wurden.

	N	See- höhe	Zeit	°C	Salzgehalt $\mu\text{val/l}$
Graukogel A	5	2210— 1590	IX. 66	6,5±2,4	227± 98 (43%)
Graukogel B	8	1510— 1270	IX. 66	5,1±1,0	545± 116 (21%)
Schachen	1	1490	XII. 66	6,8	656
Graukogel C	7	1520— 1080	IX. 66	8,1±1,2	969± 309 (32%)
Kötschachtal	4	1240— 1070	IX. 66		216± 67 (31%)
Patschgen	1	1090	IX. 66	6,8	950
Evian	1	1149	XII. 66	4,7	1097
Tauerntunnel 350—680 m	3	1173	IX. 68	6,6±0,2	584± 72 (12%)
Tauerntunnel 6960—7660 m	3	1221	IX. 68	9,0±1,7	436± 43 (10%)
Tauerntunnel 4930—6060 m	4	1220— 1225	IX. 68	17,0±0,25	1348± 177 (13%)
Radhausberg Pochartsee	10	2200— 1280	IX. 68	4,2±1,3	1776± 1360 (77%)
Heilstollen 1050 m	1	1280	IX. 68	30,0	4008
Heilstollen 1888 m	1	1280	IX. 68	37,0	6198
Franz-Josef I/23—24	1	1034	XII. 66	45,6	4827

massen gesammelt haben. Die Kohlgruben-Quelle (1350 m) tritt in dem fast bergsturzfreien Graben des Palfner-Baches aus und ist deutlich schwächer mineralisiert (290  $\mu\text{val/l}$ ). Die Wässer der Quellgruppe B enthalten im Mittel 93% Ca-Hydrogenkarbonat. Den Rest bilden auf der Kationenseite Na- und K-Ionen zu etwa gleichen Teilen und fallweise ein geringer Mg-Gehalt. Einige Quellen enthalten geringe Sulfat-Mengen und Spuren von Chloriden. Die ergiebigste Quelle dieser Gruppe ist die zur Trinkwasserversorgung Badgasteins genutzte Schachen-Quelle, die in 1490 m ü. A. entspringt und eine Mineralisierung von 656  $\mu\text{val/l}$  aufweist. Im unteren Teil des Graukogel-NW-Hanges zwischen der Schachen-Höhe und der Kötschachtaler Straße (1250 bis 1080 m ü. A.) wurden 7 Quellwässer untersucht. Die mittlere Mine-



ralisierung dieser Quellgruppe (Fig. 4, Gruppe C) beträgt 969  $\mu\text{val/l}$ . Die Wässer entspringen z. T. als Folgequellen einem landwirtschaftlich genutzten Gebiet, so daß ihre stärkere Mineralisierung wahrscheinlich durch die Bodenkohlensäure der gedüngten Wiesen und Weiden zustande kommt. Der Einfluß der landwirtschaftlichen Nutzung im Bereich der Quellgruppe C ist auch daran zu erkennen, daß die Wässer durchschnittlich einen höheren Nitrat-Gehalt (49  $\mu\text{val/l}$ ) aufweisen als jene der Quellgruppe B (15  $\mu\text{val/l}$ ). Ansonsten unterscheidet sich die chemische Zusammensetzung nur durch einen etwas höheren Mg-Gehalt von den höher austretenden Quellen.

Die Hauptbestandteile aller Quellwässer aus dem NW-Hang des Graukogels sind Ca- und Hydrogenkarbonat-Ionen. Na und K sind nur mit rund 5 Millival-% vertreten, Chloride und Fluoride kommen höchstens in Spuren vor. Der Sulfatgehalt erreicht maximal 10 Millival-%. Die hangabwärts stufenweise Zunahme der Mineralisierung ist durch die Bodenbeschaffenheit bedingt: Die Mineralisierung ist erhöht, wenn die Wässer Bergsturz- und Moränenzonen bzw. landwirtschaftliches Nutzungsgebiet durchlaufen.

#### b) Wässer aus dem Köttschachtal:

Am Fuße der NO-Seite des Graukogels im Gebiet der Tannwand entspringen am linken Ufer der Köttschach 4 Quellen in Höhen zwischen 1070 und 1240 m ü. A. Wie die geologische Karte von Ch. EXNER zeigt, gibt es in diesem Gebiet verhältnismäßig wenig abgerutschte Gesteinsmassen und nur geringe Moränenreste. Dementsprechend ist die durchschnittliche Mineralisierung in diesen Quellen (216  $\mu\text{val/l}$ ) wesentlich geringer als in den Quellen gleicher Höhenlage an der NW-Seite des Graukogels. Nach der relativen Zusammensetzung handelt es sich auch hier um einfache Calcium-Hydrogenkarbonat-Wässer.

#### c) Genutzte Trinkwasser-Quellen:

Die beiden großen aus dem NW-Hang des Graukogels entspringenden Trinkwasserquellen (Schachen- und Kohlengruben-Quelle) wurden schon erwähnt. Zwei weitere schwach mineralisierte Quellen treten im Raum von Bockstein aus. Die Scholz-Quelle entspringt am Eingang des Anlaufftales (1140 m) aus Talschottern und hat eine Mineralisierung von 408  $\mu\text{val/l}$ . Die Quelle am Sackzieherbühel (1140 m) tritt am Fuße der N-Seite des Radhausberges aus grobem Blockwerk aus, das über anstehendem Forellengneis liegt. Sie enthält 365  $\mu\text{val/l}$  gelöste ionisierte Stoffe. Beide Quellen liefern Ca-Hydrogenkarbonat-Wässer mit rund 11 Millival-% Sulfaten. Deutlich höher ist die Mineralisierung der Patschgen-Quelle (950  $\mu\text{val/l}$ ), die in 1090 m ü. A. am Fuße der NW-Wand des Hohen Stuhls unmittelbar an der Straße von Badgastein nach Bockstein entspringt. In der gleichen Größenordnung liegt auch der Salzgehalt der Evian-Quelle (1097  $\mu\text{val/l}$ ), die im Naßfelder Tal mit beträchtlicher Schüttung aus der Nordseite des Radhausberges in 1149 m

Seehöhe hervorbricht. Die Konzentrationen der Patschgen- und Evian-Quelle entsprechen den Wässern des Graukogel-NW-Hanges gleicher Höhenlage. Hier wie dort handelt es sich um Gebiete, die mit Bergstürzen, im Falle der Patschgen-Quelle auch mit Moränenresten bedeckt sind. Die Wässer der Patschgen- und Evian-Quelle enthalten vorwiegend Ca-Hydrogenkarbonat. Auffallend ist das etwas stärkere Hervortreten der Sulfate; sie erreichen in der Patschgen-Quelle 11 Millival-% und in der Evian-Quelle 33 Millival-%.

Die bisher erwähnten Wässer lassen keine chemischen Beziehungen zum Gasteiner Thermalwasser erkennen, das eine viel höhere Mineralisierung (Quelle I/23-24: rund 4800  $\mu\text{val/l}$ ) und eine ganz andere chemische Charakteristik aufweist. Im Thermalwasser überwiegen die Na-Ionen (76%) über die Ca-Ionen (21%) und die Sulfate (57%) über die Hydrogenkarbonate (21%).<sup>7)</sup> Außerdem enthält das Thermalwasser Chloride (16%) und Fluoride (6,4%), die in dieser Größenordnung in den Kaltwässern nicht vorkommen. Der Sulfatgehalt der Evian-Quelle erreicht zwar 32%, liegt aber mengenmäßig mit 300  $\mu\text{val/l}$  weit unter dem Sulfatgehalt der Gasteiner Thermalquellen (Quelle I/23-24: rund 2800  $\mu\text{val/l}$ ).

#### d) Grubenwässer aus dem Radhausberg- und Bockhartseerevier:

So wie auch sonst in den Hohen Tauern treten im Radhausberg und in den Bergmassiven rund um die beiden Bockhart-Seen sulfidische Erze in Gängen auf. Die Gangausfüllung durch aufsteigende Minerallösungen erfolgte in zwei Hauptphasen. Die jüngere edle, besonders im Radhausberg vorkommende Gangformation enthält neben Freigold ein goldreiches Wismut-Antimon-Sulfid (Grauerz) und feinkörnigen Bleiglanz, während die älteren kiesigen Gänge des Bockhart-Erzwiesengebietes besonders Arsen-, Eisen-, Kupferkies, grobkörnigen Bleiglanz und Zinkblende führen (K. ZSCHOCKE, 1964).

Die Grubenwässer der alten Bergwerkstollen dieser beiden Gebiete bilden trotz verhältnismäßig großer Schwankungen der Mineralisierung eine nach ihrer relativen Zusammensetzung ziemlich einheitliche Gruppe (C. JOB & G. MUTSCHLECHNER, 1969). Die 10 untersuchten Wässer hatten einen durchschnittlichen Salzgehalt von 1776  $\mu\text{val/l}$ . Sie enthielten im Mittel 74% Ca, 22% Mg und nur 4% Alkali-Ionen, unter denen das Na mit 3% überwog. Auf der Anionenseite waren im Mittel 57% Hydrogenkarbonat, 41% Sulfat und Spuren von Fluor vorhanden. Chloride konnten nicht nachgewiesen werden. Hervorzuheben ist, daß einige Grubenwässer nicht nur relativ, sondern auch absolut beträchtliche Sulfatmengen aus den oxydierten sulfidischen Erzen herauslösen. So enthält z. B. das aus der Ortsbrust des Bockhart-Unterbaus austretende Wasser 2260  $\mu\text{val/l}$  und nähert sich damit schon dem Sulfatgehalt der Thermalquellen.

<sup>7)</sup> Auf ganze Millival-Prozente gerundete Werte der Quelle I/23—24.



e) Wässer aus dem Thermalstollen von Böckstein:

Aus dem Radhausberg-Unterbaustollen (Thermalstollen) gelangten drei Wässer zur Untersuchung. Die vorderste Quelle entspringt bei Stollenmeter 310 aus der sogenannten Wantschler-Fäule und hat eine Mineralisierung von 1329  $\mu\text{val/l}$ . Die relative Zusammensetzung dieses Wassers entspricht den vorerwähnten Grubenwässern. Die Erdalkalien (85% Ca, 10% Mg) übertreffen die Alkalien (5%). Die Hydrogenkarbonate (66%) sind stärker vertreten als die Sulfate (31%). Ein anderes chemisches Bild zeigen die beiden tief im Berginneren bei Stollenmeter 1050 bzw. 1888 mit Temperaturen über 40° C austretenden Wässer. Der bei Stollenmeter 1050 aus der Firste kommende Thermalwasserriesel enthält 4008  $\mu\text{val/l}$  gelöste ionisierte Stoffe. Davon sind 25% Na, 72% Ca, 91% Sulfat, 5% Hydrogenkarbonat und 4% Fluorid. Bei Stollenmeter 1888 erreicht die Mineralisierung 6200  $\mu\text{val/l}$ . In der relativen Ionenverteilung treten hier die Hydrogenkarbonate etwas stärker hervor (22%). Beide Wässer sind nach Temperatur, Na-, Sulfat- und Fluoridgehalt zu den Gasteiner Thermalwässern entfernt verwandt. Im Gegensatz zu diesen enthalten sie jedoch viel mehr Ca als Na. Dieser Unterschied fällt aber nicht sehr ins Gewicht, weil der Na-Gehalt bei entsprechend langem Kontakt dieser Ca-hältigen Wässer mit Na-reichen Feldspäten und Glimmern durch die bekannten Austauschvorgänge weiter zunehmen wird. Ein viel wesentlicheres Unterscheidungsmerkmal ist, daß die Wässer des Heilstollens chloridfrei sind, während das Gasteiner Thermalwasser rund 800  $\mu\text{val/l}$  Chloride enthält.

f) Wässer aus dem Tauerntunnel:

Die im Tauerntunnel zwischen 350 und 680 m vom Nordportal austretenden Quellen führen gewöhnliche Ca-Hydrogenkarbonat-Wässer mit einer durchschnittlichen Mineralisierung von 584  $\mu\text{val/l}$ . Ihre relative Zusammensetzung gleicht, abgesehen von einem etwas höheren Fluoridgehalt, weitgehend den Wässern der Quellgruppe C des Graukogel-NW-Hanges. Zwischen 680 m und 4930 m ist der Tauerntunnel von einem dichten feinkörnigen Gneis überlagert und deshalb nahezu trocken. Von da an bis Tunnelmeter 6480 treten aus einem porphyrischen Granitgneis wieder mehrere Wasseradern aus, von denen 4 untersucht wurden, wobei sich eine mittlere Mineralisierung von 1348  $\mu\text{val/l}$  ergab. Diese Wässer enthielten durchschnittlich 32% Na, 61% Ca, 42% Sulfat, 47% Hydrogenkarbonat und 11% Fluorid. Chloride waren auch hier nicht nachweisbar. Ab 6960 m vom Nordportal bzw. 1600 m vom Südportal der Mallnitzer Seite treten wieder gewöhnliche Ca-Hydrogenkarbonat-Wässer mit einer durchschnittlichen Mineralisierung von 436  $\mu\text{val/l}$  aus. Ihre relative Zusammensetzung unterscheidet sie nicht wesentlich von den Wässern der Nordportalseite (C. JOB & G. MUTSCHLECHNER, 1969).

## Schlußfolgerungen:

Die Quellwasseranalysen im Raum von Badgastein haben gezeigt, daß jene Kaltwässer, die vorwiegend an der Oberfläche der wasserstauenden Festgesteine abrinnen bzw. nur wenig in das Gebirge eindringen, einfache Ca-Hydrogenkarbonat-Wässer sind. In den tieferen Grubenwässern treten die durch Oxydation von sulfidischen Erzen entstandenen Sulfate stärker hervor. Bei größerer Eindringtiefe bzw. längerer Laufzeit nimmt der Na-Gehalt des Wassers durch Ca/Na-Austausch zu und erreicht in den tieferen Bergwässern des Heilstollens und Tauerntunnels 32 Millival-%. Mit Ausnahme der Chloride enthalten diese tiefen Bergwässer alle für das Gasteiner Thermalwasser typischen Ionen.

### 3. 1. 2. Die Ergebnisse monatlicher chemischer Analysen und Tritiummessungen an Kaltwässern

Vom Dezember 1966 bis November 1967 wurden chemische Analysen und Tritiumbestimmungen an der Naßfelder Ache sowie der Evian- und der Schachen-Quelle durchgeführt.<sup>5)</sup> Ab Februar 1967 wurde auch die Kirchbach-Quelle 2 in die monatliche Kontrolle mit einbezogen, wobei auch ihre Wasserspende gemessen wurde. Über den Jahresgang der Ergiebigkeit der Schachen- und Evian-Quelle lagen Messungen des Wasserwerkes Badgastein vor.

In der Tabelle 6 wurden die Jahresmittel und Standardabweichungen der Ergiebigkeit, Temperatur, chemischen Zusammensetzung und des Tritiumgehaltes zusammengestellt. Die Fig. 9 a, b zeigen den Jahresgang dieser Meßwerte. Da die auffälligsten Veränderungen zwischen Anfang April und Ende Mai erfolgten, wurde dieser Zeitabschnitt in den Abbildungen durch zwei senkrechte Striche hervorgehoben.

Die Naßfelder Ache (Entnahmestelle 1149 m ü. A.):

Die Naßfelder Ache entwässert den südwestlich von Badgastein gelegenen Naßfelder Talkessel, das Siglitz- und Weißenbachtal sowie das Gebiet rund um die beiden Bockhart-Seen. Das Einzugsgebiet umfaßt schätzungsweise 11 Quadratkilometer und hat eine mittlere Höhenlage von rund 2000 m. In die Naßfelder Ache münden zahlreiche Bergbäche mit sehr unterschiedlicher Wasserführung, darunter auch Schmelzwasserbäche vom Schlappereben- und Schareck-Kees sowie die Abflüsse einiger größerer Bergseen (Bockhart-Seen, Knappenbäudl-See).

<sup>5)</sup> Die Tritiumuntersuchungen wurden von der Isotopenabteilung der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Wien (Leiter: Dr. J. MAIRHOFFER), ausgeführt. Siehe auch Mitteilung aus dem Forschungsinstitut Gastein Nr. 338.

Die Wassertemperatur der Ache stieg mit dem Einsetzen der Schneeschmelze im April an und erreichte im August den höchsten Wert. Der Mineralgehalt nahm während der Schneeschmelze beträchtlich ab, wurde aber durch die starken Regenfälle im August und September 1967 nicht merklich beeinflusst. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, daß die Schmelzwässer im Frühjahr größtenteils auf dem noch gefrorenen Boden oberflächlich und daher mineralarm abfließen, während der Regen der späteren Jahreszeit in den Boden eindringt, mineralische Bestandteile löst und erst dann durch die Ache abgeführt wird.

Die Tritiumwerte (690 bis 368 T.U.) zeigten fallende Tendenz, bedingt durch die fortschreitende Verdünnung des Atombombentritiums, das besonders 1963 in das Grundwasser gelangt ist. Im

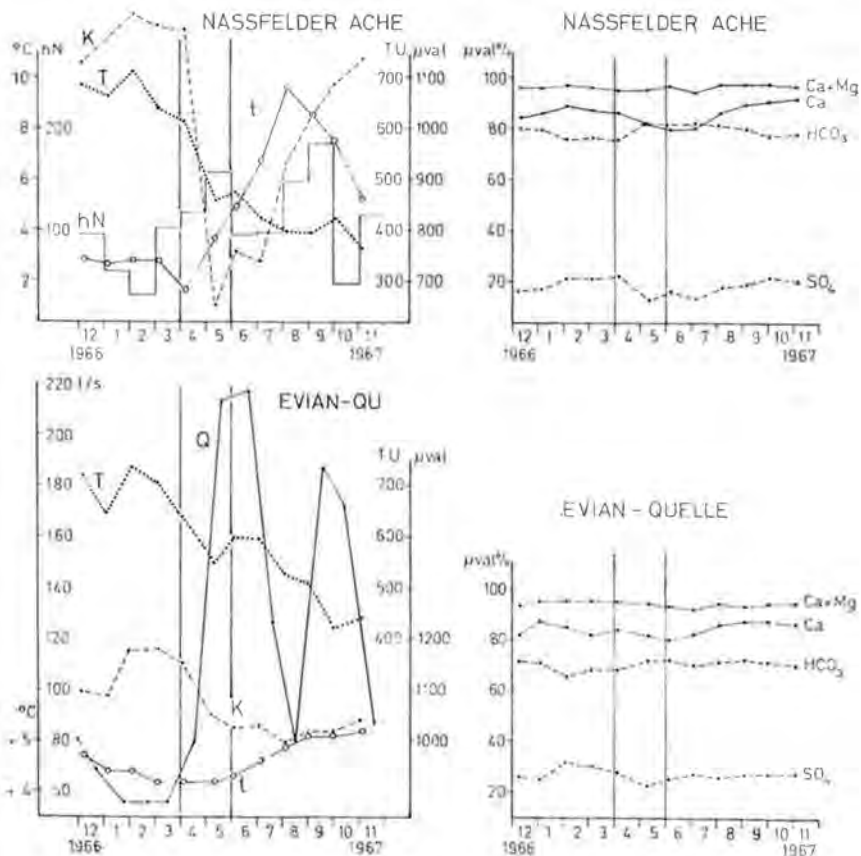


Fig. 9a

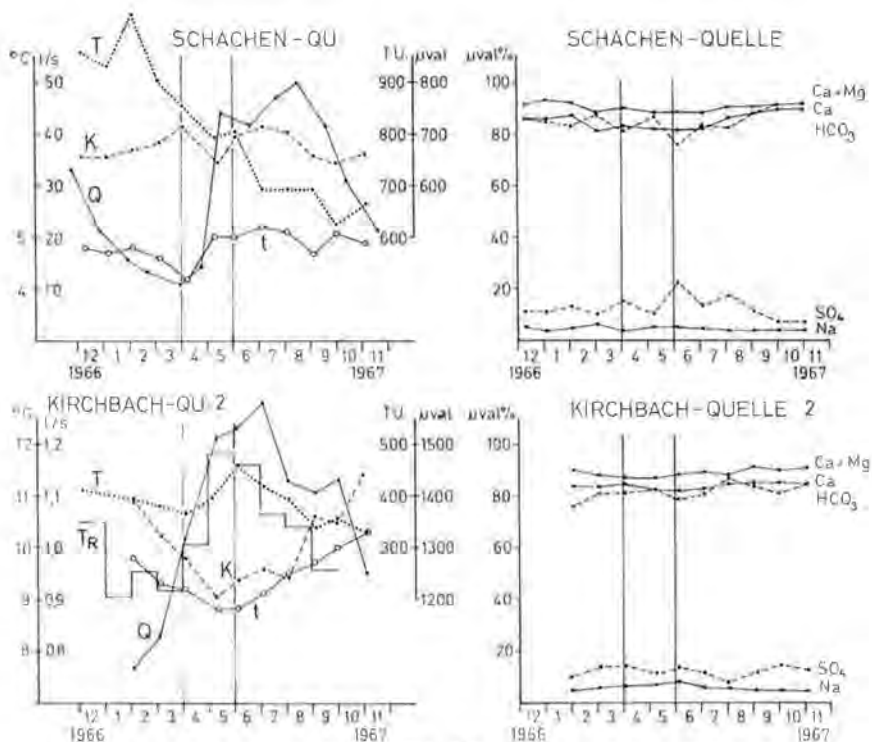


Fig. 9 b

Fig. 9a, b: linke Hälfte: Jahrgang der Meß- und Analysenwerte bei den Kaltwässern.

Q = Ergiebigkeit in l/s

t = Wassertemperatur in °C

K = Konzentration in Mikroval/l

T = Tritiumgehalt in Tritiumeinheiten (T. U.)

rechte Hälfte: Jahrgang der relativen Ionenverteilung in Milli-val-Prozent.

Ca + Mg = Gesamterdalkalien. Der relative Mg-Gehalt entspricht dem Abstand zwischen der (Ca + Mg)- und der Ca-Kurve.

April fiel der Tritiumgehalt der Ache besonders steil ab, weil durch die Schneeschmelze relativ tritiumarmes Wasser mobilisiert wurde; die Winterniederschläge vom Dezember 1966 bis März 1967 enthielten im Mittel nur 260 T. U.

Die relative Zusammensetzung des Achenwassers läßt mit Beginn der Schneeschmelze eine Abnahme der Sulfate und auf der Kationenseite einen Anstieg des Mg erkennen. Diese Ionenverschiebungen erreichten im Juni/July ein Maximum und erstreckten sich, allmählich schwächer werdend, bis

Tabelle 6: Jahresmittel und Streuungen der Meß- und Analysendaten bei den Kaltwässern. Das Streuungsmaß ist die Standardabweichung  $s = \pm \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{N-1}}$ . Darin bedeuten x die monatlichen Meßwerte,  $\bar{x}$  deren Mittelwert und N die Anzahl der gemittelten Messungen (12). Die Streuung wurde auch in Prozenten des Mittelwertes angegeben.

T. U. = Tritiumeinheiten

$\mu\text{S}$  = Mikrosiemens =  $10^{-6} \text{ ohm}^{-1} \text{ cm}^{-1}$

$S_K$  bzw.  $S_A$  = Summe der Kationen bzw. Anionen

	Naßfelder Ache 1149 m 9. 12. 66 — 3. 11. 67	Evian-Quelle 1149 m 9. 12. 66 — 3. 11. 67	Schachen-Quelle 1490 m 9. 12. 66 — 3. 11. 67	Kirchbach-Quelle 2 1125 m 3. 2. 67 — 3. 11. 67
1/s		116,8 ± 63,3 54%	29,1 ± 14,6 50%	1,07 ± 0,17 16%
T. U.	525 ± 134 26%	589 ± 104 18%	802 ± 133 17%	385 ± 36 9%
°C	4,9 ± 2,6 53%	46 ± 0,4 9%	4,4 ± 0,3 6%	9,5 ± 0,5 5%
pH	7,3 ± 0,3 4%	7,2 ± 0,2 2%	6,9 ± 0,2 3%	7,2 ± 0,3 4%
$\mu\text{S}$	88 ± 16 18%	93 ± 5 5%	62 ± 2 3%	112 ± 6 5%
$S_K$	1029 ± 194 19%	1070 ± 68 6%	697 ± 25 4%	1333 ± 75 6%
$S_A$	1018 ± 201 20%	1073 ± 72 7%	651 ± 35 5%	1298 ± 79 6%
Na'	22 ± 7 32%	30 ± 4 13%	32 ± 4 13%	79 ± 9 11%
K'	18 ± 5 28%	34 ± 4 13%	39 ± 11 28%	67 ± 7 10%
Ca <sup>++</sup>	886 ± 193 22%	900 ± 53 6%	593 ± 22 4%	1123 ± 74 7%
Mg <sup>++</sup>	103 ± 21 20%	106 ± 28 26%	33 ± 16 49%	64 ± 19 29%
Cl'	0	0	0	10 ± 6 60%
SO <sub>4</sub> <sup>''</sup>	194 ± 60 30%	289 ± 39 14%	81 ± 31 38%	163 ± 30 18%
HCO <sub>3</sub> '	802 ± 148 18%	753 ± 36 5%	554 ± 11 2%	1070 ± 77 7%
F'	2 ± 3 150%	11 ± 2 18%	8 ± 4 50%	4 ± 4 100%
NO <sub>3</sub> '	20 ± 12 60%	20 ± 11 55%	8 ± 5 63%	51 ± 9 6%

zum September; sie korrespondieren zeitlich ungefähr mit dem Rückgang der Mineralisierung. Demnach führt die Ache im Spätherbst und im Winter stärker sulfathaltige Wässer, denen mit Beginn der Schneeschmelze und in den Sommermonaten sulfatärmere Wässer mit relativ höheren Hydrogenkarbonat- und Mg-Gehalt zusitzen.

Die Evian-Quelle (1149 m ü. A.):

Die Evian-Quelle entspringt am Eingang in das Naßfelder Tal an der nördlichen Grenze eines Bergsturzes, der große Teile des NW-Hanges des Wildenkarkopfes bedeckt. Aus anstehendem Fels treten hier zwei nahe benachbarte Quellen aus, deren Wässer im Sohlkanal eines den Bergsturz durchörternden Stollens abgeleitet werden. Die Probenahme des Mischwassers beider Quellen erfolgte im Vorraum des Quellstollens.

Die Temperatur der Evian-Quelle schwankte zwischen rund 4° C im Frühjahr und etwas über 5° C im Spätherbst, wobei der Temperaturanstieg nicht mit der Zunahme der Schüttung im April/Mai zusammenfiel, sondern erst im Juni erfolgte. Die Wasserspende stieg im Frühjahr von rund 55 l/s im März auf rund 210 l/s im Mai und Juni an und sank dann bis Mitte August auf ca. 80 l/s ab. Im September erreichte sie regenbedingt einen zweiten Spitzenwert (rund 190 l/s).

Der Mineralgehalt der Evian-Quelle zeigte im Februar/März ein Maximum (rund 1180  $\mu\text{val/l}$ ). Zur Zeit der Schneeschmelze (April/Mai) nahm die Konzentration ab. In den folgenden Monaten änderte sie sich jedoch trotz der stark wechselnden Wasserspende bis zum Spätherbst kaum mehr.

Der Jahresgang der Tritiumwerte hatte auch hier fallende Tendenz (713 bis 442 T. U.). Der Tritiumgehalt wurde durch die Schneeschmelze relativ wenig beeinflusst, was dafür spricht, daß die Schüttungszunahme mehr durch den hydrostatischen Druck des sich füllenden Einzugsgebietes als durch ein direktes Zusitzen von Schmelzwasser zustande kommt.

Die relative Ionenverteilung zeigt, daß der Sulfatanteil auch in der Evian-Quelle zur Zeit der Schneeschmelze deutlich abnahm.

Die Schachen-Quelle (1490 m ü. A.):

Die Schachen-Quelle entspringt in einem ausgedehnten Bergsturzgebiet, das den größten Teil des NW-Hanges des Graukogels bedeckt. Das Wasser wird am Schachen-Plateau (1230 m ü. A.) einem Verteiler zugeführt und fließt von dort in mehreren Strängen zu den verschiedenen Ortsteilen Badgasteins. Da der Quellursprung in den Wintermonaten schlecht zugänglich ist, wurden die Wasserproben aus der Zuleitung im Hochbehälter der Pyrkerhöhe entnommen.

Die Temperatur der Schachen-Quelle zeigte Anfang April ein Minimum (4,2° C) und stieg danach bis Anfang Mai rasch auf 5° C an, wobei allerdings nicht auszuschließen ist, daß diese Temperatur-

änderung erst in der Leitung erfolgte. Die Wasserspende nahm von Mitte April bis Anfang Mai rasch zu und erreichte ihren Höchstwert Mitte August, im Gegensatz zur Evian-Quelle, die in diesem Monat ein Schüttungsminimum zeigte. Der Unterschied im Regime dieser beiden Quellen war besonders im August und September deutlich: Während nämlich die Wasserspende der Schachen-Quelle durch die starken Regenfälle in diesen beiden Monaten überhaupt nicht beeinflusst wurde, reagierte die Evian-Quelle darauf mit einer starken Schüttungszunahme von 80 auf 190 l/s.

Der Mineralgehalt der Schachen-Quelle nahm zwischen Jänner und Anfang April zu und dann bis Anfang Mai durch Zutritt mineralarmer Schmelzwässer ab. In den folgenden Monaten kam es bei erhöhter Wasserspende zu einem zweiten Mineralisierungsgipfel. Anscheinend sind hier zwei teilweise sich überdeckende Einflüsse wirksam: Einerseits der Zutritt von mineralarmen Schmelzwässern in den oberen Quellwegen, der zu einem Anstieg der Wasserspende unter Rückgang der Mineralisierung führt, und andererseits die Auffüllung des Einzugsgebietes, welche hydrostatisch den Abfluß der gespeicherten voll-mineralisierten Wasser vermehrt.

Der Tritiumgehalt der Schachen-Quelle fiel während des Beobachtungsjahres von 956 auf 664 T. U. ab und lag im Jahresdurchschnitt mit 802 T. U. deutlich über den mittleren Tritiumgehalten der Evian-Quelle (589 T. U.) und der Naßfelder Ache (525 T. U.). Da der Tritiumgehalt der Niederschläge in den Vorjahren höher war, ist anzunehmen, daß die Schachen-Quelle etwas älteres Wasser führt als die Evian-Quelle und die Naßfelder Ache.<sup>9)</sup>

Der Jahresgang der relativen Zusammensetzung des Schachen-Wassers zeigte wiederum eine Zunahme des Sulfatanteils in jenen Monaten, in denen die Mineralisierung erhöht war.

Die Kirchbach-Quelle 2 (1125 m ü. A.):

Die Kirchbach-Quelle ist eine von drei benachbarten, wenig erziehbigen Quellen, die ca. 20 m oberhalb der Kötschachtaler Straße aus der Moränengirlande des Schachen-Plateaus entspringen. Das auffallendste Merkmal dieser Quellen ist ihre relativ große Wärme im Spätherbst und Winter (rund 10° C); die Ursache ist vermutlich eine Aufheizung des Bodens durch die nahe gelegenen Thermalquellen.

Die Temperatur und die Wasserspende der Kirchbach-Quelle 2 wird sehr stark durch Niederschläge beeinflusst, wobei die Temperatur sinkt, wenn die Schüttung steigt und umgekehrt. Die Quelle führt demnach relativ oberflächennah abfließendes Hangwasser, wofür auch der Jahresgang der Mineralisierung spricht, der sich ebenso wie die Wassertemperatur reziprok zur Wasserspende verhält. Die Quelle hat praktisch kein Speicherungsvermögen, so daß ihr Wasser bei rascherer

<sup>9)</sup> 1963 wurden in den Niederschlägen bis zu 5500 T. U. gefunden.

Strömung das Lösungsgleichgewicht nicht mehr erreicht. Ihre geringe Reserve zeigt sich auch im Jahresgang der Tritiumwerte: Zum Unterschied von den anderen Quellen stieg ihr Tritiumgehalt im Frühjahr an und erreichte Anfang Juni ein Maximum, das dem Tritiumgehalt der Mai-Niederschläge entsprach. Auch in den folgenden Monaten gingen die Tritiumwerte im Regen und im Quellwasser ungefähr parallel.

Der Jahresgang der relativen Zusammensetzung der Kirchbach-Quelle zeigte nur geringe und uncharakteristische Schwankungen.

Schlußfolgerungen:

Die monatliche Kontrolle der Kaltwässer hat gezeigt, daß sich zwei Wasserkomponenten unterscheiden lassen, deren Anteil an der Gesamtwasserspende je nach Quelle und Jahreszeit wechselt:

1. Ein Teil des Quellwassers wird von Zuflüssen gebildet, die noch nicht im Gleichgewicht mit dem Mineralbestand des Bodens sind, weil sie entweder zu oberflächlich abfließen (Schmelzwasser der Ache) oder nach Regenfällen zu rasch den Boden durchdringen (Kirchbach-Quelle). Bei vermehrtem Zutritt dieser teilmineralisierten Wässer erhöht sich die Wasserspende unter Abnahme der Mineralisierung. Dabei kommt es auch zu einer Verschiebung des Sulfat/Hydrogenkarbonat-Verhältnisses zugunsten der Hydrogenkarbonate. Unter den gegenwärtigen Bedingungen nimmt bei speicherungs-fähigen Quellen, die Wasser aus früheren, tritiumreicheren Jahren auswerfen, auch der Tritiumgehalt ab, wenn sich Zuflüsse mit kürzerer Laufzeit beimischen. Quellen mit geringer Wasserreserve sind tritiumärmer und folgen weitgehend den jährlichen Schwankungen des Tritiumgehaltes der Niederschläge.

2. Die zweite Wasserkomponente ist das gespeicherte, bis zur Sättigung mineralisierte, sulfat- und derzeit auch tritiumreichere Wasser. Auch dieses wird im Frühjahr bei der Schneeschmelze und im Sommer nach starken Regenfällen vermehrt mobilisiert. Dabei ändert sich aber der Mineralgehalt nicht wesentlich, da die Wasserspende hier nicht so sehr durch Zuflüsse in den oberen Quellwegen, als durch den hydrostatischen Druck des sich auffüllenden Einzugsgebietes vermehrt wird.

### 3. 1. 3. Die Ergebnisse monatlicher chemischer Analysen und Tritiummessungen an Thermalwässern

Zwischen Dezember 1966 und November 1967 wurden allmonatlich 8 Thermalwasser-Austritte bzw. Austrittsgruppen chemisch analysiert und auf ihren Tritiumgehalt untersucht. Bei den Probenahmen wurden die Wassertemperaturen gemessen und bei zwei Quellen (I/23-24 und VII) auch die Wasserspende ermittelt. Fig. 10 a, b zeigt den Jahresgang der Analysendaten, Tabelle 7 die Jahresmittelwerte und deren Abweichungen und Fig. 11 den Jahresdurchschnitt der relativen Ionenverteilung in den untersuchten Wässern.



Fig. 10 a

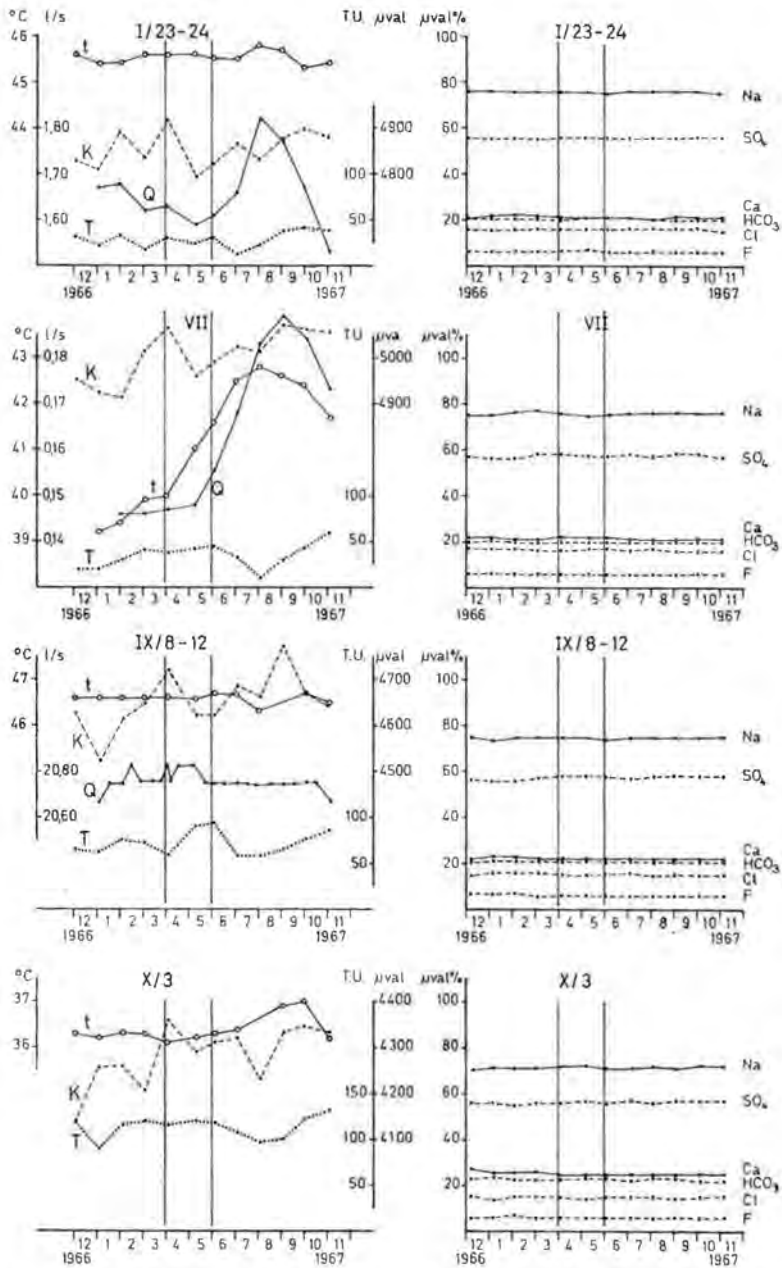
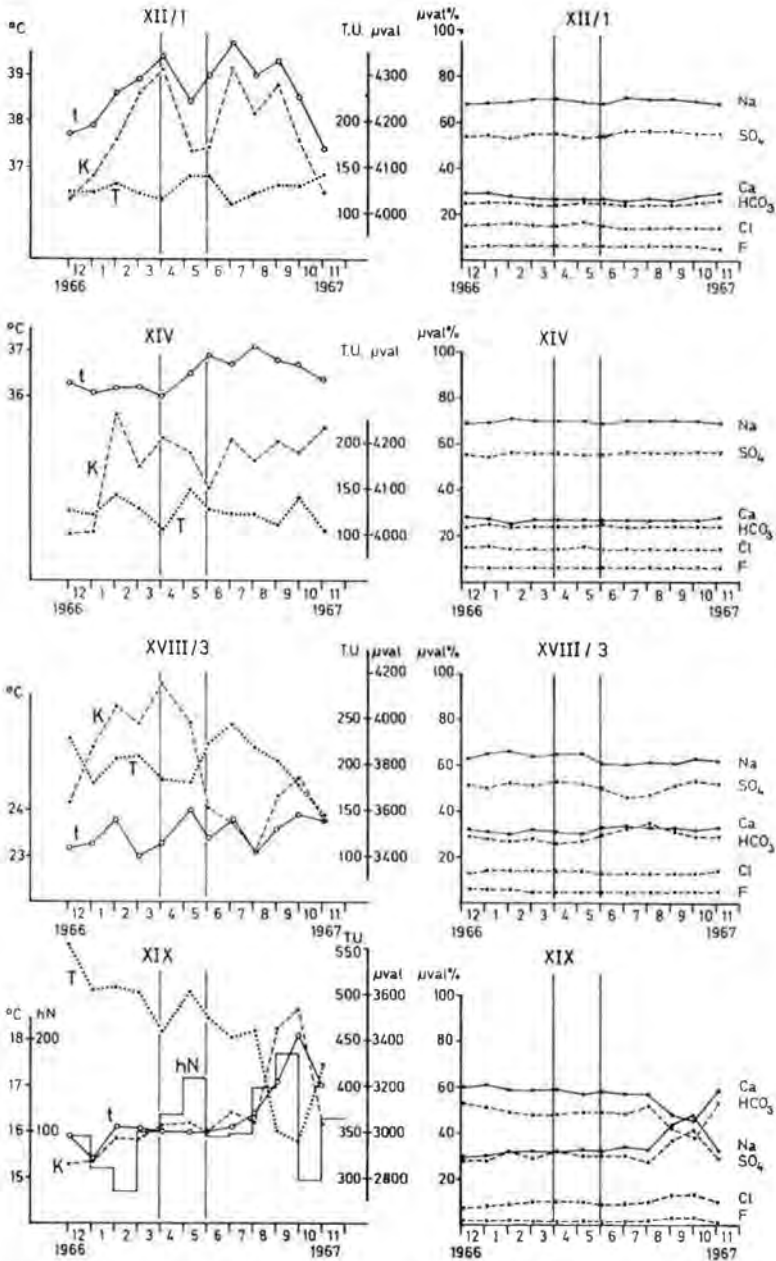


Fig. 10a, b: linke Hälfte: Jahrgang der Meß- und Analysendaten bei den Thermalwässern. Q = Ergiebigkeit in l/s K = Konzentration in Mikroval/l

Fig. 10 b



*t* = Wassertemperatur in °C *T* = Tritiumgehalt in Tritiumeinheiten (T. U.)  
 rechte Hälfte: Jahrgang der relativen Ionenverteilung in Millival-Prozent.

Die Franz-Josef-Quelle I/Austritt 23-24 (1034 m ü. A.):

Das Thermalwasser des Doppelaustrittes 23-24 der Franz-Josef-Quelle entspringt aus einer Spalte im Kalkglimmerschiefer nahe der Ortsbrust eines Quellstollens, der auf ca. 100 m Länge Bergsturz und Hangschutt durchörtert.

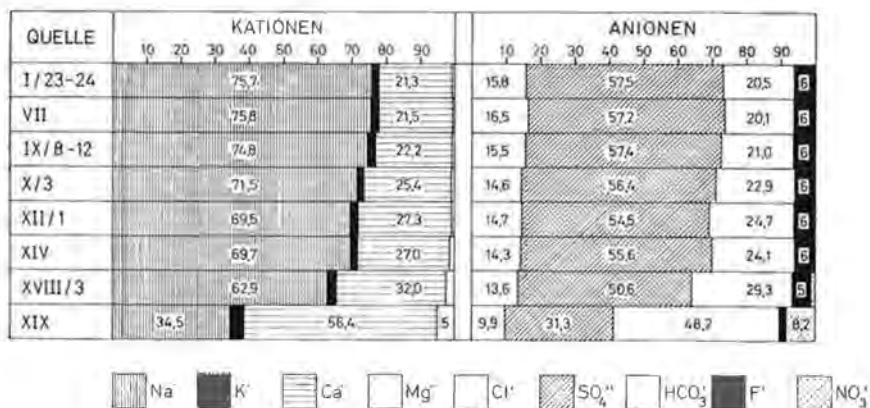


Fig. 11: Jahresdurchschnitt der relativen Ionenverteilung in den Thermalwässern.  
Angaben in Millival- Prozent.

Die Wassertemperatur lag im Jahresdurchschnitt bei 45,6° C und zeigte nur sehr geringe monatliche Unterschiede. Im Jänner/Februar (45,4° C) und im Oktober (45,3° C) wurden die niedrigsten, im August (45,8° C) und September (45,7° C) zur Zeit des Maximums der Wasserspende die höchsten Temperaturen gemessen.

Die Mineralisierung betrug im Jahresmittel 4853  $\mu\text{val/l}^{10}$ ). Mit Beginn der Schneeschmelze im April nahm der Mineralgehalt deutlich ab.

Das Quellwasser enthielt im Jahresdurchschnitt 28 Tritium-Einheiten, die durch geringe Kaltwasserzuflüsse eingebracht werden, da das aus der Tiefe aufsteigende Thermalwasser wegen seines hohen Alters (T. FLORKOWSKI und C. JOB, 1969) kein Tritium mehr enthalten kann.

Die relative Ionen-Verteilung ist das Jahr über weitgehend konstant geblieben (Fig. 10a, rechts).

Die neue Franzens-Quelle VII (1001 m ü. A.):

Diese Quelle tritt als wenig ergiebiger Warmwasserstrahl (ca. 0,17 l/s) unterhalb der Bismarckstraße aus.

<sup>10)</sup> Mittelwert der Kationen- und Anionensumme.

Tabelle 7: Jahresmittel und Streuungen der Meß- und Analysendaten bei den Thermalwässern. Das Streuungsmaß ist die Standardabweichung  $s = \pm \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{N-1}}$ , Darin bedeuten x die monatlichen Meßwerte,  $\bar{x}$  deren Mittelwert und N die Anzahl der gemittelten Messungen (12). Die Streuung wurde auch in Prozenten des Mittelwertes angegeben.

T. U. = Tritiumeinheiten

$\mu\text{S}$  = Mikrosiemens =  $10^{-6} \text{ ohm}^{-1} \text{ cm}^{-1}$

$S_K$  bzw.  $S_A$  = Summe der Kationen bzw. der Anionen

	I/23-24 1034 m	VII 1001 m	IX/8-12 995 m	X/3 983 m	XII/1 975 m	XIV 968 m	XVIII/3 954 m	XIX 937 m
l/s	1,66 ±0,08 4,8%	0,164 ±0,017 10%	20,77 ±0,61 0,3%					
T. U.	28±9 32%	34±14 41%	69±10 14%	113±12 10%	125±10 8%	124±14 11%	201±28 14%	460±63 14%
°C	45,6±0,1 0,3%	41,1±1,3 3,2%	46,5±0,2 0,4%	36,4±0,3 0,8%	38,6±0,7 1,8%	36,5±0,3 0,8%	23,4±0,4 1,7%	16,4±0,7 4,3%
pH	8,1±0,1 1,2%	8,1±0,1 1,2%	8,3±0,1 1,2%	8,0±0,1 1,3%	7,9±0,1 1,3%	7,9±0,2 2,5%	7,5±0,2 2,7%	7,7±0,1 1,3%
$\mu\text{S}$	435±3 0,7%	449±2 0,4%	421±5 1,2%	384±4 1,0%	372±9 2,4%	367±3 0,8%	331±21 6,3%	263±20 7,6%
$S_K$	4827±60 1,2%	4986±51 1,0%	4627±70 1,5%	4268±76 1,8%	4157±112 2,7%	4153±95 2,3%	3751±244 6,5%	3080±204 6,6%
$S_A$	4880±40 0,8%	5019±77 1,5%	4674±60 1,3%	4297±59 1,4%	4188±94 2,2%	4158±79 1,9%	3781±231 6,1%	3068±215 7,0%
Na <sup>+</sup>	3657±55 1,5%	3779±64 1,7%	3459±65 1,9%	3055±64 2,1%	2885±112 3,9%	2895±91 3,1%	2361±207 8,8%	1062±247 23%
K <sup>+</sup>	110±15 13%	109±15 13%	100±14 14%	93±19 20%	96±14 15%	88±13 15%	95±11 12%	129±9 6,9%
Ca <sup>++</sup>	1027±13 1,3%	1071±16 1,5%	1029±8 0,8%	1083±12 1,1%	1138±13 1,1%	1122±22 2,0%	1200±43 3,6%	1737±44 2,5%
Mg <sup>++</sup>	33±15 45%	27±7 26%	39±6 15%	37±16 43%	38±9 24%	48±15 31%	95±13 14%	151±11 7,2%
Cl <sup>-</sup>	773±6 0,8%	829±11 1,3%	721±9 1,2%	629±9 1,4%	616±29 4,7%	594±9 1,5%	515±47 9,1%	304±72 24%
SO <sub>4</sub> <sup>==</sup>	2804±50 1,8%	2871±78 2,7%	2685±59 2,2%	2421±58 2,4%	2285±84 3,7%	2316±69 3,0%	1915±175 9,1%	961±201 21%
HCO <sub>3</sub> <sup>'</sup>	1000±12 1,2%	1007±9 0,9%	979±8 0,8%	984±15 1,5%	1034±7 0,7%	999±16 1,6%	1108±46 4,2%	1483±60 4,0%
F <sup>-</sup>	303±10 3,3%	307±10 3,2%	287±11 3,8%	259±9 3,5%	243±12 4,9%	244±9 3,7%	195±23 12%	69±16 23%
NO <sub>2</sub> <sup>'</sup>	0	5±5 100%	2±2 100%	4±3 75%	10±5 50%	5±2 50%	48±34 71%	250±70 28%

Die Quelle ist der Lufttemperatur ziemlich ausgesetzt, da sie in einem betonierten Behälter gefaßt wurde, der mit Ausnahme der Rückwand freisteht und vorn durch eine Eisentüre verschlossen wird. Die Jahresmitteltemperatur betrug  $41,1^{\circ}$  C. Das Temperaturminimum ( $39,2$  bzw.  $39,4^{\circ}$  C) fiel auf Jänner/Februar, also in die Zeit der niedrigsten Lufttemperaturen. Im April begann die Wassertemperatur deutlich anzusteigen, was zunächst mit der Lufterwärmung zusammenhängt, in den folgenden Monaten aber wohl auch durch die Zunahme der Ergiebigkeit bedingt war. Der Temperaturanstieg folgte nicht genau der Schüttungszunahme, sondern ging dieser etwas voraus, so daß das Temperaturmaximum ( $42,8^{\circ}$  C) bereits Anfang August erreicht wurde, während die Schüttung erst Anfang September ihren Höhepunkt hatte.

Die Mineralisierung betrug im Jahresdurchschnitt  $5002 \mu\text{val/l}$ , war also um rund  $150 \mu\text{val/l}$  höher als in der Quelle I/23—24. Verantwortlich hierfür ist wahrscheinlich die atmosphärische Ausgesetztheit der oberen Quellwege, durch welche die Verdunstung des Wassers und damit die Konzentrierung der gelösten Bestandteile begünstigt wird. Dafür spricht auch der auffallend niedere Radongehalt ( $0,3 \text{ nCi}$ ), da dieses Edelgas bei offenem Fließen sehr rasch in die Atmosphäre entweicht. Die monatlichen Werte des Mineralgehalts lassen hier ebenso wie in der Quelle I/23—24 einen Rückgang im April erkennen.

Der Tritiumgehalt der Quelle VII war im Jahresdurchschnitt (34 T. U.) etwas höher als in der Quelle I/23—24 und sank in der Zeit der maximalen Schüttung auf ein Minimum (12 T. U.). Da die oberflächlichen Kaltwässer derzeit hohe Tritium-Konzentrationen enthalten, kann der Schüttungsanstieg nicht durch Kaltwasserzuflüsse, sondern nur durch einen Thermalwasserschub aus der Tiefe erklärt werden.

Die Elisabeth-Quelle IX, Austritt 8—12 (995 m ü. A.):

Die insgesamt 12 Einzelaustritte der Elisabeth-Quelle entspringen in einem unter die Bismarckstraße vorgetriebenen Quellstollen. Der Austritt 8 ist bei weitem der ergiebigste Austritt von allen Gasteiner Thermalquellen. Er bricht als Thermalwasserbach aus dem Blockwerk der Ortsbrust des Quellstollens hervor und sammelt sich in einer Quellkammer, der auch die Austritte 9 bis 12 als schwache Riesel zufließen. Die Probeentnahmen und Temperaturmessungen erfolgten unmittelbar vor dem großen Abflußrohr der Quellkammer.

Dieses Thermalwasser hatte die höchste Austrittstemperatur von allen hier untersuchten Quellen (Jahresmittel  $46,5^{\circ}$  C), wobei die monatlichen Temperaturschwankungen mit einer Standardabweichung von  $\pm 0,2^{\circ}$  C, die vor allem in der zweiten Jahreshälfte auftraten, wohl eher Meßfehler als tatsächliche Schwankungen der Austrittstemperatur darstellen.

Die Wasserspende betrug nach Messungen des Bauamtes der Gemeinde im Jahresmittel  $20,77 \text{ l/s}$ . Sie ist das Jahr über praktisch

konstant geblieben, außer einer ganz geringfügigen Zunahme im April und Mai, die aber kaum den Bereich der Meßfehler überschreiten dürfte.

Die Mineralisierung (Jahresmittel 4650  $\mu\text{val/l}$ ) zeigt, außer einigen nicht deutbaren Schwankungen, einen Konzentrationsrückgang im April, der hier — zum Unterschied von den Quellen I/23—24 und VII — von einem Anstieg der Tritiumwerte begleitet war, so daß für diese Zeit ein vermehrtes Zusitzen von Kaltwasser anzunehmen ist.

Die Quelle führt mit einem Jahresmittel von 69 T. U. einen deutlich höheren Kaltwasseranteil als die beiden oben genannten. Ihre relative Ionenverteilung blieb während des Beobachtungsjahres ganz konstant (Fig. 10a).

Die Fledermaus-Quelle X, Austritt 3 (983 m ü. A.):

Das Felsgerüst in Badgastein zeigt stellenweise steile, NNE-streichende, nach E einfallende Klüfte mit Quarzgängen und Erzspreuen. Das typische Erscheinungsbild dieses Kluftsystems bietet im Ortsgebiet der nur wenige Meter tiefe Stollen der Fledermaus-Quelle. In seinem Inneren treten mehrere Warmwasseradern aus, von denen der besonders radonreiche Austritt X/3 in einem kleinen Betonkasten gefaßt ist und den Trinkbrunnen am Vorplatz des Quellstollens versorgt.

Der Austritt X/3 gehört zu den kühleren Quellen (Jahresmittel 36,4° C) und führt wegen seines geringeren Mineralgehaltes (4182  $\mu\text{val/l}$ ) und höheren Tritiumgehaltes (113 T. U.) mehr Kaltwasser als die bisher genannten Quellen. Die verhältnismäßig geringe Wärme ist in erster Linie eine Folge der schwachen Schüttung, welche bei einer einmaligen Messung im November 1967 nur 0,16 l/s betrug. Auch in dieser Quelle vermindert sich der Mineralgehalt mit dem Beginn der Schneeschmelze im April. Anfang August ist ein stärkerer Mineralisierungsrückgang festzustellen, der, mehr oder weniger ausgeprägt, auch in anderen Quellen in Erscheinung trat (Fig. 10a). Die relative Ionenverteilung ist während des Jahres weitgehend konstant geblieben.

Die Reissacher Quelle XII, Austritt 1 (965 m ü. A.):

Die Quelle XII besitzt 6 genutzte Austritte, die in einem kurzen Stollen in der Nähe des Gasteiner Elektrizitätswerkes zum Vorschein kommen. Der Austritt 1 entspringt aus dem Hangschutt der linken Stollenseite und wurde in einer Zisterne gefaßt, aus der die Wasserproben entnommen wurden. Die Temperaturmessung erfolgte 20 cm unter der Wasseroberfläche.

Auch dieser Austritt gehört mit 38,6° C im Jahresmittel zu den kühleren Thermalwasserästen; für diese Abkühlung dürfte außer einer geringen Beimischung von Kaltwasser der längere Weg durch den Hangschutt verantwortlich sein.

Die herabgesetzte Mineralisierung (Jahresmittel 4172  $\mu\text{val/l}$ ) und der höhere Tritiumgehalt (Jahresmittel 125 T. U.) lassen erkennen, daß

diesem Quellaustritt ständig geringe Mengen mineralarmen Kaltwassers zusitzen. Stärkere Kaltwassereinbrüche erfolgten im April und Mai und wahrscheinlich auch im Juli. Temperatur und Mineralisierung nahmen von Anfang Dezember bis Ende März zu. Anfang April fiel die Temperatur von 39,4 auf 38,4° C; zur gleichen Zeit nahm auch die Mineralisierung ab und der Tritiumgehalt zu. Danach erhöhte sich die Temperatur wieder auf 39,7° C, wobei auch der Mineralgehalt wieder anstieg und der Tritiumgehalt zurückging. Auch im weiteren Verlauf gehen die Schwankungen des Mineralgehaltes weitgehend mit der Temperaturkurve konform, lassen jedoch eigenartigerweise keine Beziehung mehr zur Tritiumkurve erkennen (Fig. 10b).

Die relative Zusammensetzung des Wassers ändert sich durch den Kaltwassereinbruch im Frühjahr kaum; in dieser Zeit ist nur eine geringfügige Abnahme der Natrium- und Sulfatwerte zu bemerken.

Die Grabenbäcker-Quelle XIV (968 m ü. A.):

Dieses Thermalwasser tritt am linken Ufer der Gasteiner Ache aus einer Kluft im Granitgneis aus und sammelt sich in einem schachtartigen Becken, über welches eine begehbare Quellstube errichtet wurde. Die Entnahme der Wasserproben und die Temperaturmessung erfolgte 20 cm unter dem Wasserspiegel.

Die Wassertemperatur betrug im Jahresmittel 36,5° C. Mit Beginn der wärmeren Jahreszeit stieg sie von 36° C Anfang April auf 37,1° C Anfang August an. Der Temperaturverlauf läßt hier keine Beziehung zum Jahresgang der Mineralisierung und des Tritiumgehaltes erkennen und dürfte deshalb wohl in erster Linie durch den Gang der Lufttemperatur bestimmt worden sein, was wegen der verhältnismäßig starken atmosphärischen Ausgesetztheit der Quelle nicht weiter überrascht.

Nach der Mineralisierung (Jahresmittel 4155  $\mu\text{val/l}$ ) und dem Tritiumgehalt (Jahresmittel 124 T. U.) ist der konstante Kaltwasseranteil dieser Quelle etwa ebenso groß wie in der Reissacher Quelle. Der vermehrte Kaltwasserzufluß im Frühjahr ist auch hier wieder an dem Abfall der Mineralisierung und dem Anstieg der Tritiumwerte zu erkennen. Die relative Zusammensetzung ist im Beobachtungsjahr praktisch konstant geblieben (Fig. 10b).

Die Grabenwirt-Quelle XVIII, Austritt 3 (954 m ü. A.):

Diese Quelle entspringt nahe dem rechten Ufer der Gasteiner Ache aus Hangschutt und fließt ungenützt ab.

Ihre Temperatur lag im Jahresmittel bei 23,4° C und zeigte mehrere Schwankungen zwischen 22 und 24° C, die keiner bestimmten Ursache zugeschrieben werden konnten.

Das Jahresmittel der Mineralisierung betrug 3766  $\mu\text{val/l}$ . Wie in den anderen Thermalquellen stieg auch hier der Mineralgehalt im ersten Jahresviertel an, um mit Beginn der Schneeschmelze im April wieder

abzufallen. Der Mineralisierungsrückgang setzte sich hier aber bis August fort.

Das Jahresmittel der Tritiumkonzentration lag bei 201 T. U. Während des starken Mineralisierungsrückganges zwischen Mai und Juli nahm der Tritiumgehalt deutlich zu, so daß für diese Zeit ein stärkerer Kaltwassereinbruch anzunehmen ist, durch welchen auch die relative Ionenverteilung verschoben wurde: der Na- und der Sulfatanteil ging zwischen Mai und September deutlich zurück, während andererseits der Hydrogenkarbonat- und in weit geringerem Maße auch der Ca-Anteil anstiegen (Fig. 10b).

Die Strochner-Quelle XIX (937 m ü. A.):

Diese Quelle kommt aus einem Entwässerungsschlitz der Uferschutzmauer am rechten Ufer der Gasteiner Ache zum Vorschein und fließt ungenutzt ab. Sie führt nach Mineralisierung (Jahresmittel 3074  $\mu\text{val/l}$ ) und Tritiumgehalt (Jahresmittel 460 T. U.) reichlich kaltes Hangwasser. Ihre Temperatur blieb merkwürdigerweise zwischen Februar und Juli trotz Schneeschmelze, Regen (Fig. 10b, hN) und Luftwärmung nahezu konstant  $16^{\circ}\text{C}$ ; dann stieg sie stetig an und erreichte Anfang Oktober trotz starker Regenfälle das Jahresmaximum von  $18^{\circ}\text{C}$ .

Während des starken Anstiegs der Wassertemperatur im September und Oktober nahm die Mineralisierung zu und der Tritiumgehalt ab. Eine Erhöhung des Mineral- bzw. Erniedrigung des Tritiumgehaltes in einer Mischwasserquelle kann entweder durch vermehrtes Hervorbrechen des eigentlichen Thermalwassers aus der Erdtiefe oder aber durch eine Abnahme des beigemischten kalten Oberflächenwassers zustande kommen. Welche von beiden Möglichkeiten vorliegt, kann nur aus dem Verhalten der Wasserspende sicher erkannt werden: wenn während der Temperatur- und Konzentrationszunahme bzw. des Tritiumrückganges auch die Schüttung ansteigt oder zumindest konstant bleibt, ist anzunehmen, daß das aus der Tiefe kommende Thermalwasser zugenommen hat. Wenn dagegen bei sonst gleichen Merkmalen die Schüttung fällt, liegt ein Rückgang der Kaltwasserbeimischung vor. Aus technischen Gründen konnten bei der Strochner-Quelle im Beobachtungsjahr keine Schüttungsmessungen ausgeführt werden, so daß sich die Beurteilung nur auf indirekte, weniger sichere Kriterien stützen kann. Hierbei ist der Umstand von Bedeutung, daß die Temperatur- und Schüttungszunahme bzw. Tritiumabnahme zur Zeit erhöhter Niederschläge aufgetreten ist, was gegen einen Rückgang des Kaltwasseranteiles und für einen echten Thermalwasserschub spricht. Dazu kommt, daß die Schüttungszunahme in der Strochner-Quelle auch zeitlich gut mit den Thermalwasserschüben in der Quelle I/23—24 und VII übereinstimmt. Infolge des großen Kaltwasseranteiles ähnelt der allgemeine Verlauf der Tritiumkurve jenen der betrachteten Kaltwässer (vgl. Fig. 9a).



### Schlußfolgerungen:

Die Jahresmittel des Mineral- und Tritiumgehaltes der Gasteiner Thermalwässer lassen erkennen, daß allen Quellen ein geringer, das Jahr über ziemlich konstanter Kaltwasseranteil zusetzt, der in Bestätigung früherer Untersuchungen von G. KIRSCH (1939) und F. SCHEMINZKY (1962, 1967 a), um so größer ist, je tiefer die Quelle am Hang des Badberges austritt. Alle Thermalquellen erhalten weiters noch einen geringen variablen Kaltwasserzufluß, der besonders zur Zeit der Schneeschmelze ihre Mineralisierung vermindert und ihren Tritiumgehalt erhöht. Man erkennt diesen variablen Anteil deutlich in Fig. 12, in welcher aus den monatlichen Einzelwerten des Mineral- und Tritiumgehaltes der Quellen I/23—24, VII, IX/8—12, X/3, XII/1 und XIV das gemeinsame Mittel gebildet wurde; während des verstärkten Zutrittes der Kaltwässer im April und Mai verlaufen die beiden Kurven nahezu spiegelbildlich. In den übrigen Monaten, vor allem im Jänner und im August, treten allerdings auch einander nicht korrespondierende Schwankungen im Mineral- und Tritiumgehalt auf, für die bisher keine Erklärung gefunden werden konnte.

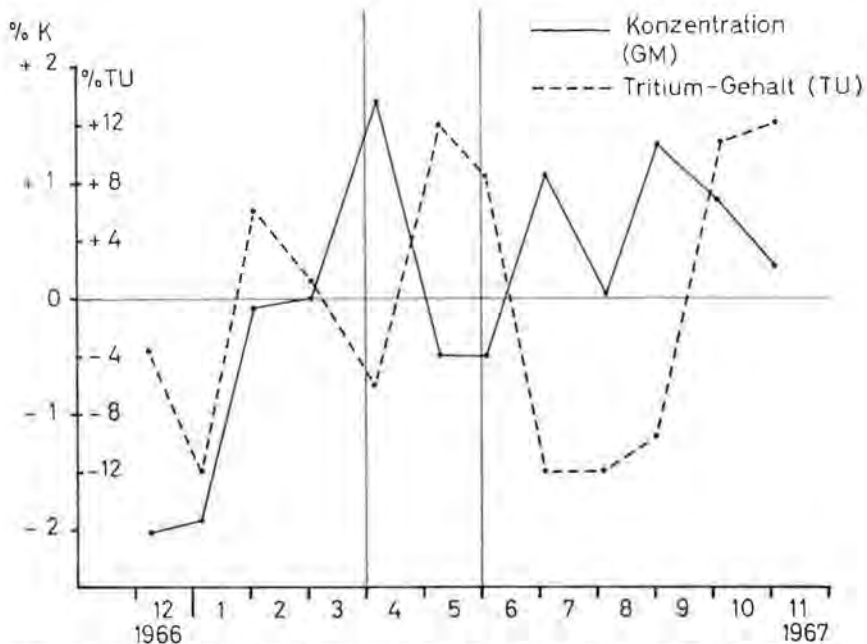


Fig. 12: Jahresgang der Mineralisierung (Konzentration) und des Tritiumgehaltes. Dargestellt wurden die monatlichen prozentuellen Abweichungen vom gemeinsamen Jahresmittelwert der Quellen I/23—24, VII, IX/8—12, X/3, XII/1, XIV. Spiegelbildlicher Verlauf der Kurven während des verstärkten Kaltwasserzutrittes im April/Mai.

Die Tatsache, daß einzelne Randäste der Gasteiner Therme geringe jahreszeitliche Temperatur-, Schüttungs- und Konzentrationsänderungen aufweisen, während andere Austritte im Rahmen der Meßgenauigkeit konstant bleiben, ist schon lange bekannt und von F. SCHEMINZKY (1961) an vier Quellen näher untersucht worden (I, I/27, IX/2—7 und XVI). Die vorliegende Untersuchung hat diese Jahresrhythmik bei drei weiteren Quellen (I/23—24, VII, XIX) aufgezeigt und den Nachweis erbracht, daß nicht nur jahreszeitlich wechselnde Beimischungen von oberflächlichem Kaltwasser vorkommen, sondern auch echte Thermalwasserschübe aus der Tiefe auftreten.

### 3. 1. 4. Kriterien zur Beurteilung des Mischungsverhältnisses von Kalt- und Heißwässern

Durch die Zumischung oberflächlicher Kaltwässer vermindert sich der Mineralgehalt des aus der Tiefe aufsteigenden Thermalwassers, wodurch es zu deutlichen Unterschieden in der Mineralisierung der einzelnen Austritte der Gasteiner Therme kommt. Alle Untersuchungen seit der Gründung des Forschungsinstitutes Gastein (1936) haben bestätigt, daß die Thermalwässer um so mineralärmer sind, je tiefer ihr Austritt am Hang des Badberges erfolgt. Daraus wurde mit Recht der Schluß gezogen, daß die Beimischung oberflächlicher Kaltwässer hangabwärts zunimmt. Allerdings gibt es auch einige Ausnahmen von dieser Regel, wie die 1966 von E. G. KOMMA und F. SCHEMINZKY durchgeführte Untersuchung gezeigt hat, bei der die chemische Charakteristik von 22 Wasserproben verschiedener Austrittshöhen verglichen wurde: einige Warmwasseräste (V, VI, VII) in mittlerer Höhenlage (1006 bis 1002 m ü. A.) waren stärker mineralisiert (Durchschnitt 429 mg/l) als die in 1034 m ü. A. austretende Franz-Josef-Quelle (I), deren Mischwasser nur 394 mg/l gelöste Stoffe enthielt<sup>11)</sup>. Regelwidrig verhielt sich auch die Wasserfall-Quelle III, die einer Felsspalte im Bachbett der Gasteiner Ache entspringt; ihre Mineralisierung betrug nur 351 mg/l, obwohl die Austritte (1011 bis 1015 m ü. A.) höher liegen als die der Quelle V bis VII. Für den Mineralgehalt ist demnach nicht nur die Höhenlage des Austrittes maßgebend; auch andere lokale Gegebenheiten können den Zutritt mineralärmer Kaltwässer begünstigen und dadurch den Mineralgehalt einzelner Thermalwasseräste herabsetzen. Andererseits kann sich der Mineralgehalt durch Verdunstung erhöhen, besonders bei geringer Wasserführung und atmosphärischer Ausgesetztheit der oberen Quellwege.

Die wesentlichen Inhaltsstoffe des Gasteiner Thermalwassers sind Na-, Ca-, Chlorid-, Sulfat-, Hydrogenkarbonat- und Fluorid-Ionen, die in den Kaltwässern der Gasteiner Gegend in anderer Konzentration und Verteilung vorkommen. Diese Unterschiede und vor allem der

<sup>11)</sup> einschließlich Kieselsäure.

derzeit stark erhöhte Tritiumgehalt der kalten Wässer ermöglichen es, unter gewissen Voraussetzungen das Mischungsverhältnis zwischen dem aus der Tiefe kommenden reinen Thermalwasser und dem oberflächlich zusitzenden Kaltwasser zu bestimmen. Die Grundlage hierfür bildet die Mischungsregel

$$V_t \cdot C_t + V_k \cdot C_k = (V_t + V_k) C_{tk}$$

Darin bezeichnen  $V_t$  das Volumen des reinen Thermalwassers,  $V_k$  das Volumen des zusitzenden Kaltwassers,  $C_t$  bzw.  $C_k$  die Konzentration eines gelösten Stoffes in diesen beiden Wasserarten und  $C_{tk}$  die Konzentration dieses Stoffes im Mischwasser. Der prozentuelle Kaltwasseranteil ergibt sich, wenn  $V_t + V_k = 100$  gesetzt wird:

$$V_k \% = \frac{100 (C_t - C_{tk})}{C_t - C_k}$$

Da  $C_t$  und  $C_k$  nicht bekannt sind, ist die Berechnung nur unter zwei Voraussetzungen möglich: erstens wird angenommen, daß das aus der Tiefe aufsteigende reine Thermalwasser tritiumfrei ist, da seine unterirdische Laufzeit nach der Radiocarbonmethode ungefähr 3800 Jahre beträgt (T. FLORKOWSKI und C. JOB, 1969) und in dieser Zeit alles mit den atmosphärischen Niederschlägen in die Tiefe gelangte Tritium längst zerfallen ist. Zweitens sind einige Ionenarten des Thermalwassers in den zusitzenden Kaltwässern nur in unbedeutender Konzentration (Na, Sulfat, Fluorid) bzw. Spuren (Chlorid) enthalten, so daß ihre Konzentration in Kaltwasser ( $C_k$ ) ganz vernachlässigt werden kann, sofern die Kaltwasserbeimischung nicht zu groß ist. Unter diesen beiden Voraussetzungen kann der Tritiumgehalt des zusitzenden Kaltwassers bzw. die Konzentration der Ionen im reinen Thermalwasser graphisch ermittelt werden, wenn man die Jahresmittelwerte des Na-, Chlorid-, Sulfat- und Fluoridgehaltes der Mischwässer in Abhängigkeit vom Jahresmittel ihres Tritiumgehaltes darstellt (Fig. 13). Die Werte liegen mit wenigen Ausnahmen auf geraden Linien, die sich in dem Punkt der Abszisse treffen, der für  $C_k = 0$  (Annahme 2) dem Tritiumgehalt des zusitzenden Kaltwassers entspricht (520 T. U.). Diese Tritiumkonzentration stimmt gut mit dem Jahresmittel der monatlichen Tritiummeßwerte in der Naßfelder Ache überein (525 T. U.) und dürfte daher überhaupt dem mittleren Tritiumgehalt des Grundwassers im Jahre 1967 im Gasteiner Raum entsprechen. Die Grenzkonzentrationen der Thermalwasser-Ionen ergeben sich für T. U. = 0 (Annahme 1) als Schnittpunkte der Geraden mit der Ordinate der Fig. 13.

Die Analysendaten der zuunterst am Hang des Badberges austretenden Strochner-Quelle (XIX) fügen sich diesem Zusammenhang nicht ein. Dafür gibt es mehrere Gründe: Zunächst ist hier die Konzentration der Ionen im Kaltwasser wegen des großen Kaltwasseranteiles dieser Quelle nicht mehr zu vernachlässigen, und außerdem

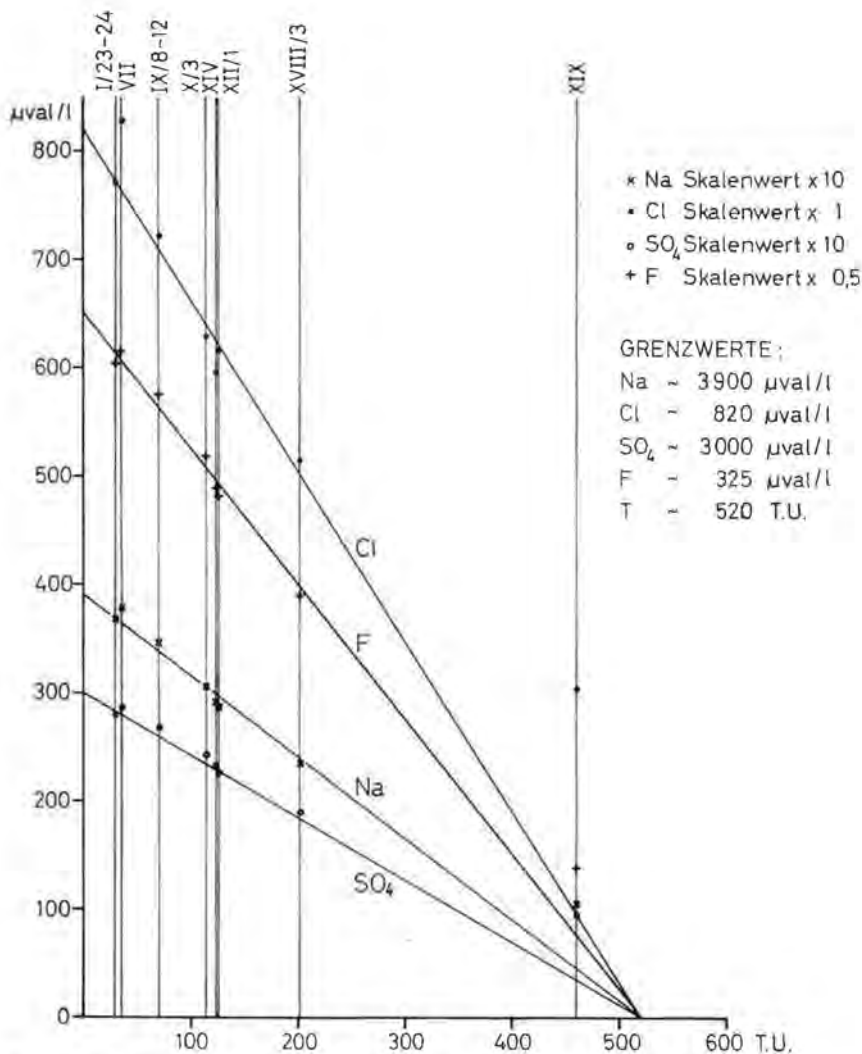


Fig. 13: Jahresmittelwerte der Na-, Cl-, Sulfat- und Fluoridkonzentration in den Gasteiner Thermalwässern in Abhängigkeit von ihren Tritiumgehalten.

Der Skalenwert der Ordinate ist mit den auf der rechten Seite der Abbildung angegebenen Faktoren zu multiplizieren.

Die Ausgleichsgeraden treffen auf der Abszisse in einem Punkt zusammen, der für die Ionenkonzentration = 0 dem Tritiumgehalt des zusitzenden Kaltwassers entspricht (520 T. U.). Die Schnittpunkte der Ausgleichsgeraden mit der Ordinate markieren die Grenzwerte der Ionenkonzentrationen im reinen, aus der Tiefe aufsteigenden Thermalwasser (Tritiumgehalt = 0).

ist gerade dieses Quellwasser mit biogenen Ionen aus oberflächlich zusetzenden Abwässern ziemlich stark verunreinigt, wie die sehr erhöhten Kalium- und Nitratwerte beweisen<sup>12)</sup>. Zweifellos gelangen dabei auch biogene Na-, Sulfat- und Chlorid-Ionen in das Quellwasser. Diese Ionen weichen deshalb auch etwas stärker von ihren Ausgleichsgeraden ab als das nichtbiogene Fluorid. Aber auch der Fluoridgehalt entspricht nicht der Tritiumkonzentration, so daß angenommen werden muß, daß der Strochner-Quelle ein tritiumreicheres Kaltwasser zusetzt als den übrigen Thermalquellen. Dazu kann es leicht kommen, weil einige Kaltwässer, die in der Umgebung der Thermalquellen austreten, höhere Tritiumgehalte aufweisen; so betrug z. B. der Tritiumgehalt des Kaltwassereinbruchs im vorderen Teil des Franz-Josef-Quellstollens (I/1b) im Jahresdurchschnitt 1967 618 T. U. und in einer der Kirchbach-Quellen 598 T. U. Nimmt man das Mittel aus diesen beiden Werten für den Tritiumgehalt des in die Strochner-Quelle eindringenden Kaltwassers an (608 T. U.), so beträgt der Kaltwasseranteil rund 76% und steht in befriedigender Übereinstimmung mit dem aus dem Fluoridgehalt sich ergebenden Wert von rund 79% (siehe auch H. BALLCZO, 1949).

**Tabelle 8:** Kaltwasseranteile der Gasteiner Thermalquellen in Vol.-%, berechnet aus den Tritiumgehalten (T) und den Ionenkonzentrationen (Na, Cl, SO<sub>4</sub> bzw. F). Im rechten Stab der Tabelle sind die Mittelwerte aus allen Berechnungen angegeben. Unsichere Werte wurden in Klammern gesetzt. Der nicht eingeklammerte T-Wert der Strochner-Quelle (XIX) wurde unter der Annahme berechnet, daß das zusetzende Kaltwasser 608 T. U. enthält (siehe Text).

Quelle	Kaltwasseranteile der Thermalquellen in % berechnet aus dem Gehalt an					Mittel
	T	Na	Cl	SO <sub>4</sub>	F	
I/23—24	5,4	6,2	5,7	6,5	6,8	6,1
VII	6,5	( 3,1)	—	( 3,3)	5,5	6,0
IX/8—12	13,3	11,3	12,1	10,5	11,7	11,7
X/3	21,7	21,7	23,3	19,3	20,3	21,2
XII/1	24,0	26,0	24,9	23,8	25,2	24,7
XIV	23,8	25,8	27,6	22,8	24,9	24,9
XVIII/3	38,7	39,5	37,1	36,1	40,0	38,2
XIX	(88,5) 75,8	(72,8)	(62,8)	(68,0)	78,8	77,3

Im allgemeinen stimmen, wie Tabelle 8 zeigt, die aus den Tritiumgehalten und den Ionenkonzentrationen berechneten Kaltwasseranteile der verschiedenen Thermalquellen recht gut überein.

<sup>12)</sup> siehe Abschnitt 3. 1. 3., Tabelle 7 und Fig. 11.

Wesentliche Abweichungen zeigen sich, außer bei der Strochner-Quelle (XIX), nur noch bei der Neuen Franzens-Quelle (VII); hier ergeben sich aus den Ionenkonzentrationen niedrigere — beim Chlorid sogar negative — Kaltwasseranteile.

### 3. 1. 5. Beziehungen zwischen den Wasserspenden der Thermen und der kalten Trinkwasserquellen

Die Wasserführung der Gasteiner Thermalquellen wird von Angestellten der Gemeinde regelmäßig jede Woche gemessen. Für die vorliegende Studie wurden die Aufzeichnungen über die Schüttung der Franz-Josef-Quelle (I-gesamt) und der Elisabeth-Quelle (IX/Austritt 8—12) aus den Jahren 1960 bis 1967 ausgewertet.

Die Franz-Josef-Quelle entspringt in einem ca. 100 m langen, durch den Hangschutt des Badberges getriebenen Quellstollen mit insgesamt 27 Einzelaustritten; von diesen führen allerdings manche im vorderen Abschnitt des Quellstollens nur erwärmtes Hangwasser. Diese Hangwassereinbrüche (I/1a, I/1b) und einige zum Teil mit Thermalwasser vermischte Riesel (I/2 bis I/6) fließen ungenutzt in einen Kanal ab. Von den eigentlichen Thermalaustritten sind heute nicht mehr alle wasserführend. Die größte Wassermenge, nämlich rund 70% der Gesamtschüttung, liefert der Doppelaustritt I/23—24. Das Thermalwasser wird in einem Sohlkanal gesammelt und durch ein Rohr abgeleitet, an dessen Ende die Gesamtergiebigkeit der Quelle gemessen werden kann.

Die Elisabeth-Quelle entspringt in einem unter die Bismarckstraße vorgetriebenen Quellstollen mit insgesamt 12 Einzelaustritten. Unter diesen ist der Austritt 8 bei weitem der ergiebigste des ganzen Thermalquellengebietes. Er fließt als Thermalwasserbach in eine Querkammer, der auch die Austritte 9 bis 12 als schwache Riesel zusitzen. Die weitere Ableitung erfolgt zu einem Sammelbecken durch ein Rohr, an dessen Mündung die Messung der Wasserspende erfolgt.

Die Ergiebigkeit der Gasteiner Trinkwasserquellen (Schachen-, Kohlgruben-, Patschgen-, Scholz- und Evian-Quelle) wird in der Regel einmal im Monat kontrolliert. Bei der Schachen- und Kohlgruben-Quelle können die Messungen wegen der Entlegenheit der Fassungen in den Wintermonaten allerdings nicht immer durchgeführt werden. Diese beiden Quellen wurden deshalb hier nicht ausgewertet.

Mit den monatlichen Meßwerten der beiden Thermalquellen wurden Jahresgangkurven gezeichnet, aus denen durch Wägung der eingeschlossenen Fläche der Jahresmittelwert bestimmt wurde. Die monatlichen Meßwerte der Patschgen-, Scholz- und Evian-Quelle wurden summiert und im übrigen wie oben für die Thermalquellen angegeben behandelt.

Die Mittelwerte der Wasserspenden in den einzelnen Jahren sowie die Mittelwerte und Standardabweichungen in dem 8jährigen Beobachtungszeitraum sind in Tabelle 9 angegeben. Bei der Franz-Josef-

Quelle (I-gesamt) beträgt der Mittelwert des 8jährigen Beobachtungszeitraumes 2,29 l/s mit einer Standardabweichung von  $\pm 15\%$ . 1964 ist ein Minimum (2,10 l/s), 1967 ein Maximum (2,44 l/s) aufgetreten. Die Elisabeth-Quelle (IX, Austritt 8—12) hat im selben Zeitraum eine mittlere Schüttung von 20,63 l/s mit der sehr geringen, wohl noch im Bereich der Meßfehler liegenden Standardabweichung von  $\pm 1\%$ . Das 8jährige Mittel der Gesamtschüttung der Patschgen-, Scholz- und Evian-Quelle beträgt 203 l/s  $\pm 28\%$ . Minima (138 l/s) traten 1960 und 1961 auf, das Maximum (271 l/s) fiel in das Jahr 1967.

Zwischen den Jahresmittelwerten der Wasserspende der Thermal- und Trinkwasserquellen besteht keine Korrelation. Deutliche Beziehungen ergeben sich jedoch beim Vergleich der Jahrgänge der Franz-Josef-Quelle und der Gesamtschüttung der Trinkwasserquellen. Diese Zusammenhänge lassen sich am besten durch die prozentuellen Abweichungen vom Mittel der 8jährigen Beobachtungsperiode darstellen (Fig. 14).

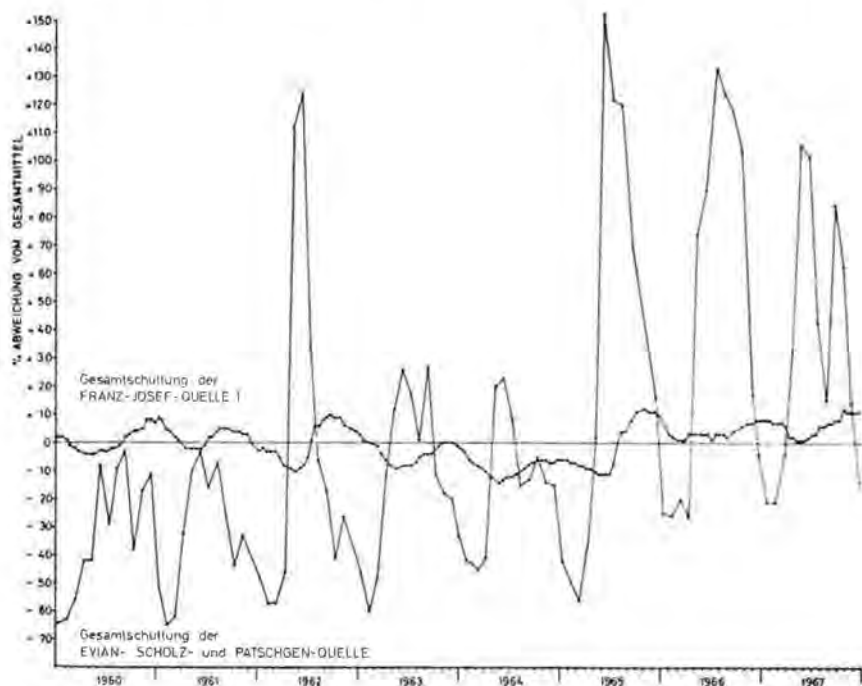


Fig. 14: Prozentuelle Abweichung der Ergiebigkeit vom Gesamtmittel der achtjährigen Periode bei der Franz-Josef-Quelle und den kalten Quellen. Auf die Eintragung der Elisabeth-Quelle wurde verzichtet, weil ihre Schüttung keinen Jahrgang erkennen ließ.

Die Wasserspende der kalten Quellen zeigt einen sehr ausgesprochenen Jahresgang. Die Minima treten mit großer Regelmäßigkeit zwischen Jänner und März, meist im Februar, auf. Anfang April, manchmal aber auch schon im März, nimmt die Wasserführung rasch zu und erreicht ein erstes Maximum gewöhnlich Ende Mai/Anfang Juni, im Höhepunkt der Schneeschmelze. Stärkere Regenfälle in dieser Zeit führen zu extremen Schüttungsspitzen (1962, 1965, 1966 und 1967). Diese Frühjahrsmaxima der Kaltwasserspendsen korrespondieren in allen Jahren mit den Tiefpunkten der Wasserführung der Franz-Josef-Quelle.

Tabelle 9: Jahresmittelwerte und Mittelwert der 8jährigen Beobachtungsperiode (letzte Spalte) der Ergiebigkeit der Franz-Josef-Quelle (I/gesamt), der Elisabeth-Quelle (IX, Austritte 8—12) und der kalten Quellen (Patschgen-, Scholz- und Evian-Quelle).

	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	$\bar{x}$ $\pm S$ $\pm \%$
I gesamt	2,303	2,349	2,299	2,209	2,102	2,237	2,382	2,439	2,290 $\pm 0,347$ $\pm 15\%$
IX/8—12	20,63	20,62	20,87	20,79	20,28	20,38	20,73	20,77	20,63 $\pm 0,21$ $\pm 1\%$
Kaltwässer, gesamt	138	138	198	177	172	263	263	271	203 $\pm 56$ $\pm 28\%$

Die Minima der Kaltwasserschüttung entsprechen dagegen zeitlich nicht den Höhepunkten der Thermalwasserführung, sondern liegen in der Mitte ihres jährlichen Rückganges. Bei Betrachtung von Fig. 14 entsteht zunächst der Eindruck, daß die Schüttungsschwankungen der kalten Quellen mit einer Verzögerung von mehreren Monaten in der Therme wiederkehren, wobei das zur Zeit der Schneeschmelze in den Boden eingedrungene Wasser erst in den Herbst- und Wintermonaten in der Therme erscheinen würde. Die monatlichen chemischen Analysen und Tritiumbestimmungen des Jahres 1967 haben jedoch ergeben, daß der Anstieg der Thermalwasserspendsende der Franz-Josef-Quelle nicht durch einen vermehrten Zutritt von kaltem Oberflächenwasser zustande kommt, sondern ein aus der Tiefe kommender Thermalwasserschub ist. Untersucht man nun den Jahresgang der Wasserspendsen etwas genauer, so bemerkt man, daß während des besonders steilen Anstiegs der Kaltwasserschüttung im Jahre 1962 eine nicht sehr ausgeprägte, aber doch deutliche Verminderung der Thermalwasserspendsende stattgefunden hat. Abgesehen von 1966, trifft dies auch für die übrigen Jahre mehr oder weniger zu. Es ist auch zu erkennen, daß die sehr raschen Rückgänge der Kaltwasserschüttung in den Jahren 1962 und



1965 mit besonders steilen Anstiegen der Thermalwasserspense zusammentreffen. Das Jahr 1966 bildet allerdings auch hier wieder eine Ausnahme.

Da die Ergiebigkeit der kalten Quellen im allgemeinen mit dem Grundwasserstand parallel geht, erscheint die Annahme nicht ganz unbegründet, daß die Schwankungen der Thermalwasserspense durch Änderungen des hydrostatischen Druckes im auflastenden Kaltwasserpelster zustande kommen. Nach dieser Vorstellung wäre die Schüttungszunahme der kalten Quellen mit einem Anstieg des hydrostatischen Druckes verknüpft, der das Aufsteigen des Thermalwassers erschwert, bzw. der Schüttungsrückgang der kalten Quellen mit einem Abfall des hydrostatischen Druckes verbunden, der das Thermalwasser vorübergehend stärker hervorbrechen läßt. Dafür spricht auch, daß die Jahresrhythmik in den schwächeren Randästen der Therme (F. SCHEMINZKY, 1962) viel ausgeprägter ist als in der Hauptader (IX/8—12).

Nach E. RUSCHITZKA und H. WALLNER (1939) hat sich in der Austrittsgruppe IX/8—12 im Mai 1937 ein schwaches Minimum und im Dezember 1937 bzw. Jänner 1938 ein schwaches Maximum der Wasserspense gezeigt; in den Jahren 1960 bis 1967 waren solche Schwankungen nicht nachweisbar.

### 3. 2. Die Ergebnisse des Markierungsversuches im Jahre 1967

Der Annahme folgend, daß die Einzugsbereiche der Gasteiner Thermalquellen in

1. das unmittelbare, hauptsächlich den W- und NW-Hang des Hüttenkogel—Graukogel-Gebietes umfassende Einzugsgebiet der den Thermen zuziehenden Hangwässer und

2. das weitere Einzugsgebiet der aufsteigenden Thermalwässer gliedert werden können, wurde im September 1967 ein kombinierter Markierungsversuch zur Abklärung der Entwässerungsverhältnisse am unteren Nordwesthang des Graukogels durchgeführt.

Da im untersten Bereich dieses Hanges, der direkt über den Thermalquellen liegenden sog. Kirchbachlehne, durch die Wildbachverbauung eine Hangentwässerung zwecks Sanierung des den Ort und die Quellen bedrohenden Rutschgeländes eingeleitet wurde, schien es erforderlich, vor allem die hier versickernden Wässer zu verfolgen und ihren Anteil am Mischwasserverhältnis der Thermalquellen und des Kaltwasserüberhanges zu erkunden. Dies um so mehr, als schon 1966 orientierende Färbeversuche von Organen der Wildbachverbauung des Landes Salzburg (Leitung Dipl.-Ing. H. KETTL) Kaltwasserzutritte aus diesem Hangabschnitt zu einigen Thermalwasseraustritten ergeben hatten.

Die beschickten Versickerungsstellen befinden sich sämtlich in jenem untersten Hangbereich, den verrutschte Moränen verkleiden (vgl. Fig. 2, 4 u. 15).

Am 6. September 1967 wurden in dem sogenannten Schachensumpf (Fig. 15, Eingabestelle A) zwischen 10 und 10.08 Uhr 300 kg Kalisalz in eine am SW-Ende des Sumpfes vorbereitete Grube eingebracht. Das Kalisalz war bereits in 6 Barrels zu je 200 l vorgelöst worden. Der Abfluß aus dem Salztümpel betrug 1,25 l/s und versickerte nach 100 bis 150 m Wegstrecke zwischen 1240 und 1250 m ü. A.

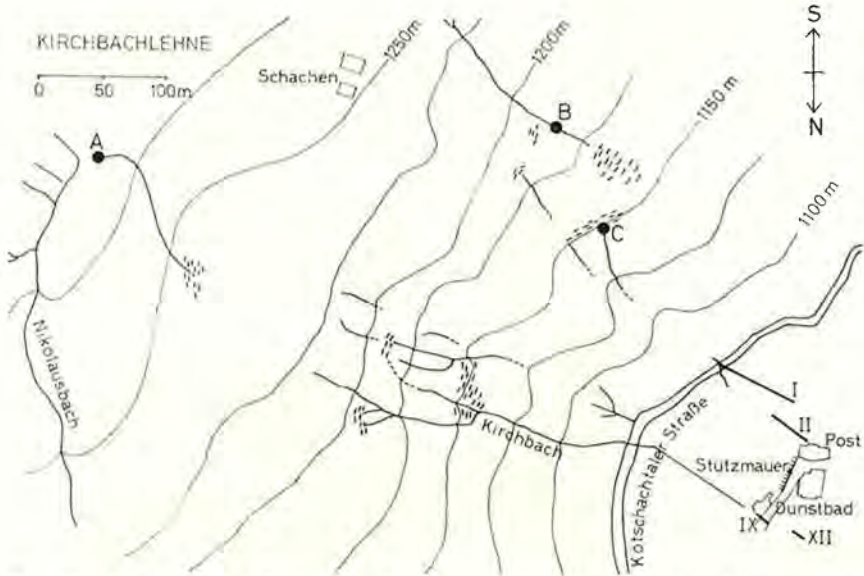


Fig. 15: Die Lage der Einspeisstellen für den kombinierten Markierungsversuch 1967 im Bereich der Kirchbachlehne südöstlich von Badgastein.

Am selben Tag erfolgte in der Zeit von 10.45 bis 10.47 Uhr die Einbringung von 20 kg Nitrat, vorgelöst in 4 Plastikbeuteln zu je 12 l, in einen Quellabfluß ca. 50 m unterhalb des Fußweges der Windischgrätzhöhe (Fig. 15, Einspeisungsstelle B, ca. 1180 m ü. A.). Die Versickerungsstrecke des 1,33 l/s starken Gerinnes lag ungefähr 20 Höhenmeter tiefer.

Ebenfalls am 6. 9. 1967 wurde in 2 Etappen von 11.05 bis 11.09 Uhr und 11.16 bis 11.20 Uhr 1 kg Uranin AP in ein Gerinne (Fig. 15, Einspeisungsstelle C) eingebracht. Die Versickerungsstrecke lag zwischen 1130 und 1150 m ü. A., der Abfluß betrug 0,37 l/s.

Auf Grund des mittlerweile bereits erfolgten Kalisalznachweises bei der Stützmauer (s. u.) und der negativen Beobachtungsergebnisse für Uranin trotz der Nähe der Thermalquellen (Quelle I, ca. 120 m, Quelle IX, ca. 220 m Entfernung von Einspeisungsstelle C) wurden am 9. 9. 1967 von 9.55 bis 10.25 Uhr neuerdings 4 kg Uranin AP, diesmal

in Schwinde B, eingesetzt. Der Abfluß betrug nunmehr 2,3 l/s, und die Versickerungstrecke reichte bis etwa 1150 m ü. A. Der Grund für die ursprünglich geringere Einspeisungsmenge von 1 kg Uranin lag in der Befürchtung einer Störung des Kurbetriebes durch sichtbare Färbung des Wassers, der Grund dafür, daß die neuerliche Uranineinspeisung nunmehr bei der Einspeisestelle B erfolgte, lag in der stärkeren Wasserführung dieses Gerinnes.

Die Beobachtungsergebnisse:

Die Beobachtung umfaßte 58 Thermal- und Kaltwasseraustritte. Die Probennahme tätigten Studenten der Universitäten Graz und Innsbruck zuerst in 2-, später in 4- bis 6stündigem Abstand. In der Zeit vom 6. bis 12. September wurden mehr als 2000 Wasserproben eingeholt.

Die Kontrolle des **Kaliumdurchganges** erfolgte flammenfotometrisch im Labor des Forschungsinstitutes Gastein. Das eingespeiste Kalium trat bereits in der Nacht vom 6. auf 7. September mit einem deutlichen Peak zwischen 0 und 2 Uhr im Entwässerungsschlitz der Stützmauer

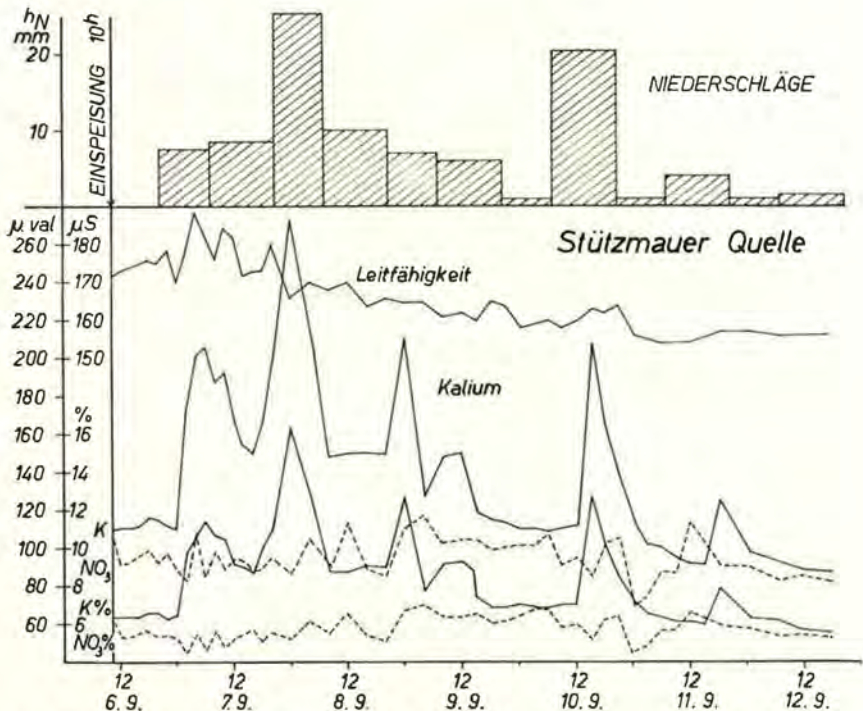


Fig. 16: Durchgang der Tracer K und  $\text{NO}_3$  bei der Stützmauerquelle (kalte Hangwasserquelle).

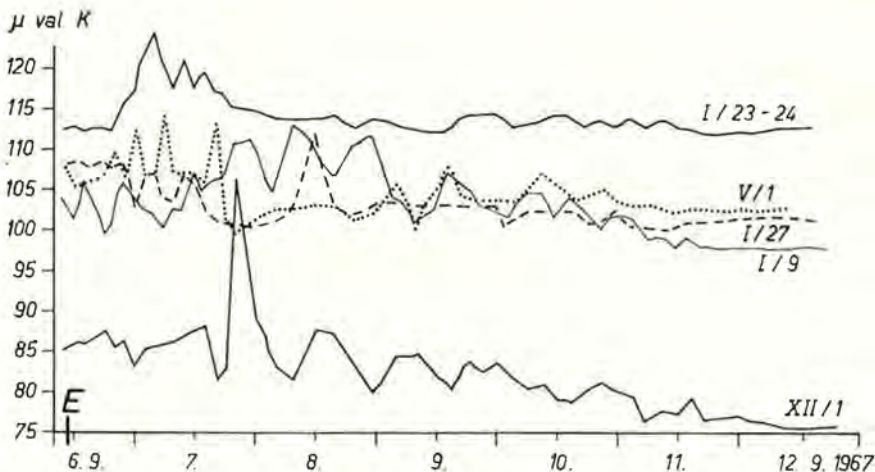


Fig. 17: Durchgangskurven des in die Eingabestelle A eingespeisten Kaliums in Thermalwasseraustritten.

(Fig. 15 u. 16) aus. Fast gleichzeitig erreichte dieser Tracer die höhergelegenen Thermalwasseraustritte, bei Quelle I/23—24 trat die Durchgangsspitze am 7. September um 4 Uhr auf (vgl. Fig. 17), bei der tiefergelegenen Quelle XII/1 am 7. September um 20 Uhr. In Luftlinie gerechnet, bedeutet dies für die 500 bzw. 550 m Entfernung eine durchschnittliche Fließgeschwindigkeit von 33 bzw. 16 m pro Stunde. Da der tatsächliche Weg wesentlich länger ist als die Luftlinie, war in Wirklichkeit ein noch bedeutend rascheres Fließen gegeben. Die kurze Fließzeit war vor allem durch die schweren Niederschläge in diesen Tagen bedingt. Die in gewissen zeitlichen Abständen niedergehenden schweren Schauer drücken sich auch in den sich mehrfach wiederholenden Durchgangsspitzen aus (Fig. 17). Sicher nachweisbar war der Durchgang des in den Schachensumpf eingespeisten Kaliums in den Thermalwasseraustritten I/9, 23—24, 27, V/2, IX/alle Austritte, XII/1, 2, XIII/4 (vgl. Fig. 18).

Die Kontrolle des **Nitratdurchganges** erfolgte ebenfalls durch Probenahme, deren Untersuchung jedoch erst nach Beendigung der Feldarbeiten im Balneologischen Institut der Universität Innsbruck durchgeführt wurde.

Fig. 19 gibt ein Beispiel des Nitratdurchganges in einem Thermalwasseraustritt (Post-Quelle IIa). Die erste Spitze trat auch hier am 7. September um 4 Uhr auf. In mehreren Schüben werden in den folgenden Spitzen bis zum 12. September aber noch wesentlich höhere Konzentrationen erreicht. Die gleichzeitig dargestellte Leitfähigkeitskurve liefert auch den Beweis dafür, daß die schauerförmigen Nieder-

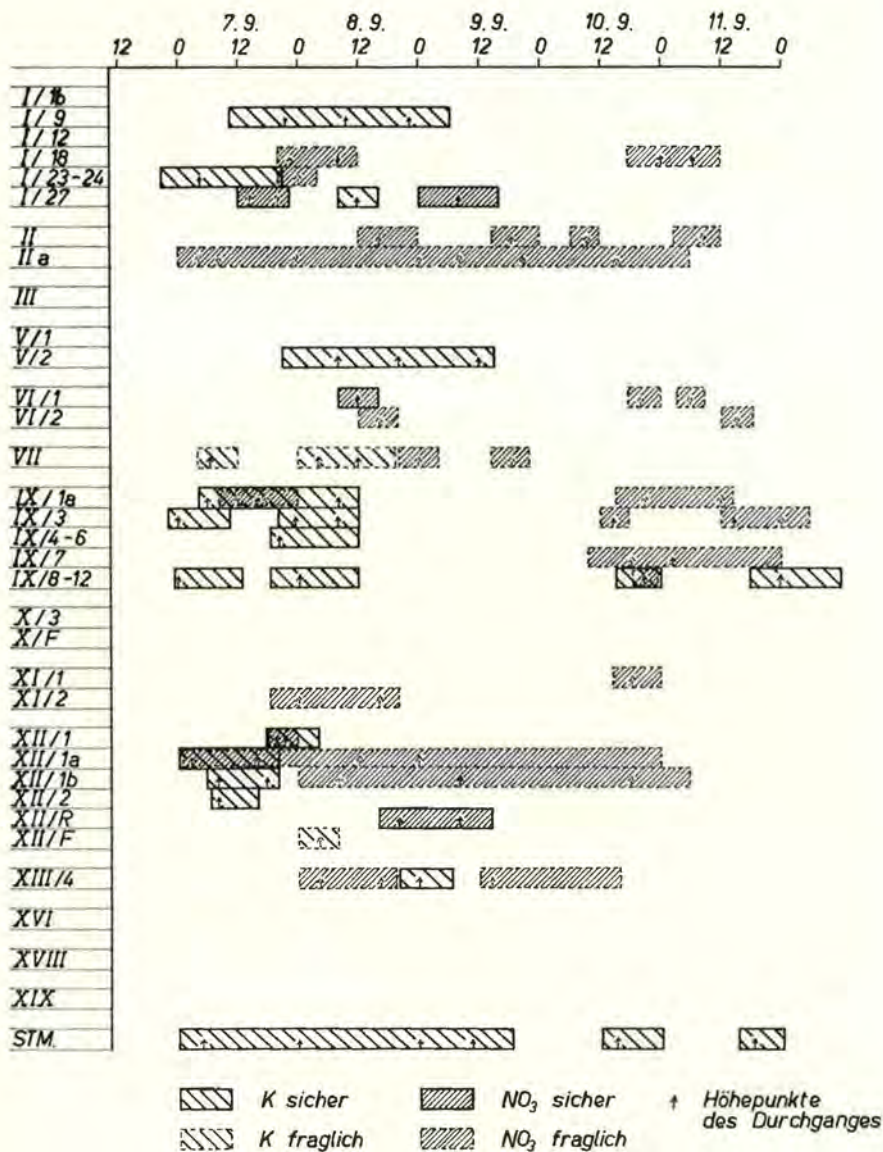


Fig. 18: Durchgang der Tracer K und NO<sub>3</sub> in den Thermalquellen und der Stützmauerquelle.

schläge für das stoßweise Austreten des Markierungsmittels verantwortlich sind. Das eindringende Regenwasser vermindert den Mineralgehalt des Quellwassers und seine elektrolytische Leitfähigkeit. Dabei werden natürlich auch die infiltrierten Nitrate verdünnt. Daraus ergibt sich auch ein wichtiger arbeitsmethodischer Hinweis: Die Durchgangsgipfel kommen viel besser zur Darstellung, wenn man nicht den absoluten Nitratgehalt (in  $\mu\text{val/l}$  oder  $\text{mg/l}$ ), sondern die relativen, auf die Gesamtmineralisierung bzw. elektrolytische Leitfähigkeit bezogenen Nitratwerte verwendet (gestrichelte Kurve der Fig. 19). Die Auswer-

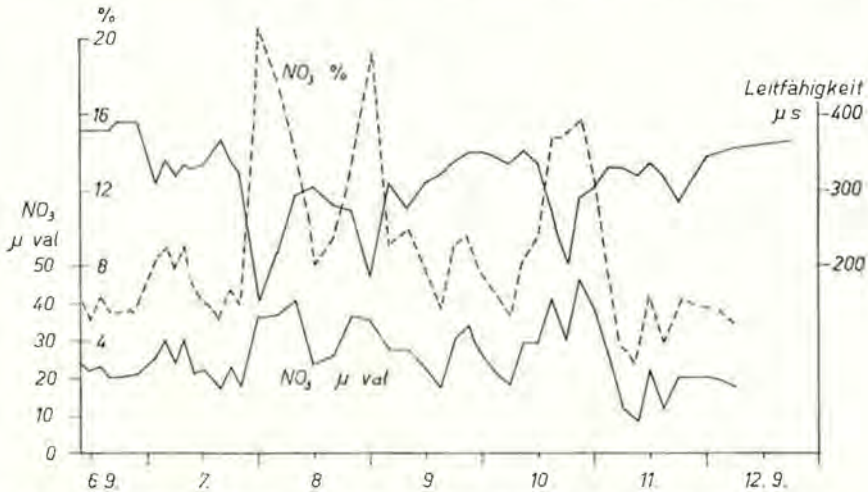


Fig. 19: Durchgangskurve des in die Eingabestelle B eingesetzten Nitrates in der Thermalquelle IIa. Zum Vergleich die Leitfähigkeitskurve.

zung der Untersuchung des Nitratgehaltes der Wasserproben wird dadurch erschwert, daß kleinere Schwankungen anscheinend auch durch das Auswaschen von Nitraten aus der Bodenkrume in der Folge von Regengüssen verursacht werden können. Sicher nachgewiesen wurde der Nitratdurchgang in den Thermalwasseraustritten I/27, VI/1, XII/R (Austritt aus der Ortsbrust des Reissacher Quellstollens).

Die Kontrolle des **Uranindurchganges** erfolgte sowohl durch Probenahme und deren Untersuchung im Spektrofotometer des Forschungsinstitutes Gastein als auch durch Einhängung von Aktivkohlesäckchen als Adsorptionskörper und nachträgliche Eluierung des abgefilterten Uranins.

In den Proben konnte mittels des zur Verfügung stehenden Spektrofotometers, mit dem nur Konzentrationen bis  $10^{-9}$  nachzuweisen waren, kein Uraningehalt festgestellt werden. Dies war auch der Grund zur zweiten Uraneingabe am 9. September.

Tabelle 10: Verzeichnis der Uraninkonzentrationen in den Eluaten der in die Kalt- und Thermalquellen eingesetzten Aktivkohlesäckchen.

Quelle Nr.	1. Serie		2. Serie		3. Serie	
	Säckchen Nr.	Uraninkonzentration im Eluat	Säckchen Nr.	Uraninkonzentration im Eluat	Säckchen Nr.	Uraninkonzentration im Eluat
I/1	2851	—	2962	—	3038	5.10 <sup>-8</sup>
2	2850	—	2961	Verlust	3039	5.10 <sup>-8</sup>
5	2808	—	2960	—	3100	8.10 <sup>-8</sup>
7	2895	—	2950	—	3102	—
9	2800	—	2951	—	3101	Spur?
10	2801	—	2952	—	3103	Spur?
12	2802	—	2953	—	3104	—
14	2803	—	2954	—	3105	—
18	2804	—	2955	—	3106	—
23	2805	—	2956	—	3107	—
24	2809	—	—	—	3108	—
25	2807	—	2957	—	3111	—
26	2806	—	2958	—	3109	5.10 <sup>-8</sup>
27	—	—	2959	—	3110	—
II vorne	2854	—	2965	—	3035	3.10 <sup>-7</sup>
II hinten	2853	—	2964	—	3036	Spur?
IIa Post	2856	—	2966	—	3034	1.10 <sup>-7</sup>
Stützmauer u. I Stützmauer	2852	—	2963	5.10 <sup>-9</sup>	3037	Spur
Post	2855	—	3008	3.10 <sup>-8</sup>	3033	1.10 <sup>-6</sup>
IIb Gruberhaus	2876	—	2917	—	3144	7.10 <sup>-8</sup>
III	2888	—	3006	—	3126	5.10 <sup>-8</sup>
IV	2864	—	3010	—	3032	Spur
V/1 (links)	2866	—	2977	—	3030	Spur
V/2 (rechts)	2865	—	2978	—	3031	5.10 <sup>-8</sup>
VI vorne	2867	—	2975	—	3114	1.10 <sup>-7</sup>
VI hinten	2868	—	2974	—	3113	1.10 <sup>-7</sup>
VII	2863	—	2976	—	3112	5.10 <sup>-8</sup>
Straubinger Gitter	2894	—	3015	—	3115	1.10 <sup>-7</sup>
IX/1a	2859	—	2967	1.10 <sup>-8</sup>	3116	7.10 <sup>-8</sup>
3	2858	—	2968	—	3117	—
4	2857	—	2969	—	3118	—
7	2860	—	2970	—	3119	—
9	2861	—	2971	—	3120	Spur
8—12	2862	—	2972	—	3121	—
Krug	2869	—	2973	—	3122	—

Quelle Nr.	1. Serie		2. Serie		3. Serie	
	Säckchen Nr.	Uraninkonzentration im Eluat	Säckchen Nr.	Uraninkonzentration im Eluat	Säckchen Nr.	Uraninkonzentration im Eluat
X Reservoir	2870	—	2990	—	3142	4.10 <sup>-8</sup>
X Trinkqu.	2871	—	2979	—	3143	5.10 <sup>-8</sup>
XI/1	2880	—	2998	—	3130	5.10 <sup>-8</sup>
1 Wechselk.	2881	—	2999	—	3134	5.10 <sup>-8</sup>
2	2882	—	3000	—	3131	5.10 <sup>-8</sup>
3	2883	—	3001	5.10 <sup>-6</sup>	3132	5.10 <sup>-6</sup>
1 Rohr hint.	2884	—	3002	—	3133	5.10 <sup>-8</sup>
XII 1	2873	—	2992	—	3136	5.10 <sup>-8</sup>
1a	2879	—	2991	—	3135	1.10 <sup>-7</sup>
1b	2874	—	2994	—	3138	5.10 <sup>-7</sup>
2	2872	—	2993	—	3137	Spur
hi. re.	2878	—	2997	5.10 <sup>-8</sup>	3141	5.10 <sup>-7</sup>
F	2875	—	2995	—	3139	7.10 <sup>-8</sup>
Rinne	2877	—	2996	—	3140	8.10 <sup>-8</sup>
XIII Hauptrohr	2885	5.10 <sup>-8</sup>	3004	—	3129	Verlust
Blockfüllung	2886	—	3003	—	3127	7.10 <sup>-8</sup>
Überlauf	2887	—	3005	—	3128	5.10 <sup>-8</sup>
XIV	2890	—	2987	—	3124	—
XVI	2889	—	3007	—	3125	—
XVII	2891	—	2989	—	3123	—
XVIII Haus	2892	—	3009	—	3145	7.10 <sup>-8</sup>
Mauer	2893	—	2988	—	3146	7.10 <sup>-8</sup>
XIX	2901	5.10 <sup>-8</sup>	2981	—	3148	7.10 <sup>-8</sup>
XIX	2902	—	2980	—	3147	Verlust
Kaltqu. 1	2900	—	2986	—	3020	7.10 <sup>-8</sup>
2	2907	—	2985	—	3021	7.10 <sup>-8</sup>
3	2906	—	2984	5.10 <sup>-8</sup>	3022	—
3a	2904	—	kein Säckchen	—	kein Säckchen	—
4	2903	—	2982	—	3149	5.10 <sup>-8</sup>
Nik. B. Mündg.	2905	Verlust	kein Säckchen	—	kein Säckchen	—
Nik.-Bach	2916	5.10 <sup>-8</sup>	2983	5.10 <sup>-8</sup>	3023	Spur
B 2	2915	1.10 <sup>-6</sup>	kein Säckchen	—	kein Säckchen	—



Die in die zu beobachtenden Quellaustritte eingehängten Aktivkohlesäckchen wurden zweimal ausgewechselt. Die erste Serie wurde am 5. September, also vor Versuchsbeginn, eingehängt und blieb bis 8. September in den Quellen, am 8. September wurde die Serie ausgetauscht, und die zweite Serie blieb bis 12. September eingehängt. Die dritte Serie verblieb vom 12. September bis 4. November 1967 in den Quellen.

Tabelle 10 zeigt die Uraninkonzentrationen der Eluate <sup>13)</sup>.

Die Kohlesäckchen der 1. Serie haben nur den Uranindurchgang der ersten Einspeisung vom 6. 9. 1967 (Einspeisungsstelle C) kontrolliert. Mit Sicherheit stammen daher die geringen Uraninspuren in den Thermalquellen XIII und XIX sowie der Uranindurchgang im Nikolausbach und in dem Bächlein, das nördlich des Abflusses von Einspeisungsstelle C die Kötschachtalerstraße quert (B 2), von der ersten Uraneingabe.

Von den Proben der 2. Serie ist die Herkunft von der ersten Uraneinspeisung nur dort anzunehmen, wo in der 3. Serie der Uraningehalt bereits wieder abklingt (Stützmauerquelle unter I).

Theoretisch könnten auch die ganzen positiven Proben der Serie C auf die erste Uraneinspeisung zurückgehen. Bei der langen Durchgangszeit und der damit verbundenen Wassermenge würde aber der aufgetretene Effekt bei 1 kg Uranin nur dann zu erwarten sein, wenn kein Adsorptionsverlust gegeben wäre. Da in diesem Bereich aber nachgewiesenermaßen ein Großteil des Farbstoffes der Adsorption im Boden zum Opfer fällt, kann angenommen werden, daß die positiven Proben der Serie C hauptsächlich auf die zweite Uraneinspeisung vom 9. September 1967 (Einspeisungsstelle B) zurückzuführen sind. Es ist weiters anzunehmen, daß das Wasser beider (nahegelegenen) Versickerungsstellen sich im Untergrund bald vermischt und wie ein Schleier den Thermalwasserbereich überzieht.

Der Vorteil des Uraninnachweises mittels der Aktivkohlespeichermethode ist offensichtlich. Ebenso aber der Nachteil, daß infolge der langen Einhängedauer nur mehr ein qualitativer Nachweis gegeben ist, da weder die genaue Durchgangszeit noch die damit gegebene Wassermenge erfaßbar sind.

Überraschend und von nicht zu unterschätzender Bedeutung ist die große Anzahl der betroffenen Quellen bei der 3. Serie. Völlig farbstoffnegativ blieben nur die innersten Thermalwasseraustritte von Quelle I und Quelle IX und XVI sowie verständlicherweise die am anderen Achenufer gelegenen Quellen XIV und XVII.

---

<sup>13)</sup> Die Behandlung der Aktivkohlesäckchen wurde nach der Methode durchgeführt, wie sie F. BAUER: Erfahrungen beim Uraninnachweis mit Aktivkohle. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 19, Graz 1967, beschrieben hat.

Die Ergebnisse des kombinierten Markierungsversuches beweisen, daß die den Thermalwässern zuzitenden Kaltwässer ihr Einzugsgebiet am Nordwesthang des Graukogels haben. Die Lage der Einspeisungspunkte zeigt, daß schon die Versickerungen im **untersten Hangbereich** an der Kaltwasserzufuhr beteiligt sind. Die geringen Konzentrationen der Markierungsmittel auch in jenen Quellen, die einen erheblichen Kaltwasseranteil führen, weisen aber darauf hin, daß der Kaltwasseranteil nicht nur dem untersten Hangbereich entstammt, sondern auch von höher gelegenen Versickerungsstellen am Graukogelhang alimentiert werden muß. Die Feststellung ist deshalb von Bedeutung, weil damit durch die Entwässerung dieses untersten Hangteiles zur Sanierung der Rutschungsgefahren nicht der gesamte Kaltwasserzutritt unterbunden wird und die in der Mischungszone vor sich gehende Reissacheritbildung gewährleistet bleibt. Es wird die Aufgabe eines weiteren Versuchs sein, durch gleichzeitige Markierung von Wässern tiefer und höher gelegener Versickerungsstellen, deren jeweiligen Anteil am bestehenden Kaltwasserschleier über den Thermen und der Beimengung von Kaltwässern zum Thermalwasser zu erkunden.

### 3. 3. Die Ergebnisse der radiohydrologischen Untersuchungen

Wie auf vielen anderen Forschungsgebieten hat die Anwendung von Untersuchungsmethoden auf den Gehalt schwerer, stabiler und radioaktiver Isotope in den letzten Jahren auch in der Hydrologie völlig neue Wege eröffnet. Die Ergebnisse der Messungen des natürlichen Tritiumgehaltes wurden bereits skizziert.

Auf Initiative der Verfasser wurden die hydrologischen Probleme des Gasteiner Bereiches der Abteilung für Hydrologie in der International Atomic Energy Agency (IAEA) in Wien vorgetragen. Nach einer Diskussion der Herren Br. R. PAYNE, G. H. DAVIS, T. DINGER, T. FLORKOWSKI, E. HALEVY, G. L. MEYER, C. K. YEN, K. BUCHTELA, C. JOB, J. MAIRHOFER, F. RONNER und J. ZÖTL wurde beschlossen, eine Untersuchung der Kohlenstoffisotope an einer Auswahl der Gasteiner Thermalwasser-austritte durchzuführen. Zweck dieser Untersuchungen war der Versuch, sowohl die Frage, ob die reinen Thermalwässer vadoser oder juveniler Herkunft sind, als auch das Problem der Fließzeit und Verweildauer zu klären. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen der IAEA wurden bereits publiziert (T. FLORKOWSKI & C. JOB, 1969) und werden hier nur noch kurz zusammengefaßt.

Die Interpretation der Meßergebnisse des Gehaltes an Kohlenstoffisotopen fußt auf der Tatsache, daß biologische Vorgänge auf der Erdoberfläche das Verhältnis der stabilen Kohlenstoffisotope  $^{12}\text{C}$  und  $^{13}\text{C}$  beeinflussen; sie werden als Kohlendioxyd mit dem Niederschlagswasser in die Tiefe geführt und markieren dessen vadose Herkunft. Das Radioisotop  $^{14}\text{C}$  entsteht durch Atomkernreaktion in der Stratosphäre

und gibt, zu Kohlendioxyd oxydiert, dem vadosen Wasser das Datum seines Eindringens mit in die Tiefe.

Die Kohlenstoffisotope  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  und  $^{14}\text{C}$  sind in sehr unterschiedlicher Menge im Element Kohlenstoff vorhanden. Den Hauptanteil bildet das leichteste Isotop ( $^{12}\text{C}$ ) mit durchschnittlich 98,9%. Der Anteil von  $^{13}\text{C}$  beträgt etwa 1,1%, jener des radioaktiven Isotops ( $^{14}\text{C}$ )  $10^{-10}$  %.

Pflanzen- und Bodenbakterien bevorzugen beim Aufbau ihrer organischen Substanz das leichteste Isotop  $^{12}\text{C}$ , so daß  $\text{CO}_2$ , das beim oxydativen Abbau oder bei der Fäulnis organischen Materials entsteht, weniger  $^{13}\text{C}$  enthält als  $\text{CO}_2$  magmatischer Herkunft und die Karbonate nichtorganogener Kalkgesteine. Isotopenverhältnisse werden üblicherweise als sogenannte  $\delta$ -Werte angegeben. Im wesentlichen stellt der  $\delta$ -Wert das Isotopenverhältnis der untersuchten Probe zum Isotopenverhältnis eines Standards dar. Als Standard dient bei der  $^{13}\text{C}$ -Bestimmung nichtorganogenes marines Kalkgestein, das in der Regel ein ziemlich konstantes  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis aufweist. Eine Probe aus irgendeinem marinen Kalkgestein ergibt daher, bezogen auf den Standard, der ebenfalls marines Kalkgestein ist, einen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von ca. 0. Auch Pflanzenmaterial hat ein mehr oder weniger konstantes  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis, enthält aber wegen der relativen Anreicherung des leichten Isotops  $^{12}\text{C}$  weniger  $^{13}\text{C}$  als marines Kalkgestein, so daß gewöhnlich  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um  $-25\%$  gefunden werden (E. INGERSON & F. J. PEARSON, 1964, F. J. PEARSON & D. E. WHITE, 1967). Der  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert einer Karbonatprobe, gemischter (biogener und mineralischer) Provenienz, liegt — je nach dem Mengenanteil des Kohlenstoffs aus diesen beiden Quellen — zwischen 0 und  $-25\%$ .

Biogenes  $\text{CO}_2$ , das in der Bodenluft humusreicher Böden bis zu 3,5 Vol.-% erreicht und mit dem Wasser in die Tiefe dringt, löst durch chemischen Angriff Calciumkarbonat aus kalkhaltigen Gesteinen. Wenn dieser Prozeß einmalig und vollständig abläuft, reagiert ein Mol biogenes  $\text{CO}_2$  mit dem  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von  $-25\%$  mit ein Mol Gesteinskarbonat mit dem  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von 0. In diesem Fall liegt der  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der im Wasser gelösten Karbonate gerade in der Mitte zwischen 0 und  $-25\%$ , also bei  $-12,5\%$ . Die Reaktion des biogenen  $\text{CO}_2$  mit den Gesteinskarbonaten ist aber nicht immer ein einmaliger Vorgang (R. BRINKMANN, K. O. MÜNNICH & J. C. VOGEL, 1959). Besonders in ariden Klimaten kann das gelöste Calciumhydrogenkarbonat durch Verdunstung wieder ausfallen und später durch neuen Zutritt von biogenem  $\text{CO}_2$  wieder aufgelöst werden. Dann reichert sich das  $^{12}\text{C}$  in den gelösten Karbonaten an und führt zu einer Verschiebung des  $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes gegen  $-25\%$ . Andere Vorgänge können in entgegengesetzter Richtung wirken und den  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert gegen 0 verschieben.

Im allgemeinen kann man sagen, daß  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte nahe bei oder über  $-12,5\%$  für eine vadose Herkunft des Wassers sprechen.

Das Radioisotop  $^{14}\text{C}$  wird durch kosmische Neutronenstrahlung und neuerdings auch durch den Neutronenstoß von Atombomben in der Stratosphäre aus dem Stickstoff ( $^{14}\text{N}$ ) der Luft gebildet und durch den Luftsauerstoff zu  $\text{CO}_2$  oxydiert. Produktion und radioaktiver Zerfall bestimmen den jeweiligen  $^{14}\text{C}$ -Bestand der Atmosphäre. Dieser Bestand ist verglichen mit der Menge des normalen stabilen Kohlenstoffs ( $^{12}\text{C}$ ) außerordentlich klein ( $10^{-10}$  ‰). Ein Teil des atmosphärischen  $\text{CO}_2$  gelangt mit den Niederschlägen oder über die Vegetation in das Erdreich. Sobald der Austausch mit dem atmosphärischen Reservoir durch das Absinken des  $\text{CO}_2$ -beladenen Wassers in tiefere Erdschichten unterbrochen wird, vermindert sich der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt durch radioaktiven Zerfall mit einer Halbwertzeit von rund 5700 Jahren. Daraus ergibt sich die Möglichkeit, die unterirdische Laufzeit von Wässern vom Zeitpunkt ihrer Versickerung als Niederschlag bis zu ihrem Wiederscheinen als Quelle zu bestimmen. Das  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis wird in einer Karbonatprobe des zu datierenden Wassers ermittelt und mit einem Standard verglichen. Die  $^{14}\text{C}$ -Methode eignet sich für Altersbestimmungen von einigen hundert bis zu 50.000 Jahren. Bei der Interpretation der Meßwerte ist zu berücksichtigen, daß das initiale Isotopenverhältnis durch mehrmalige Lösungsvorgänge und durch die Auflösung von Gesteinskarbonaten, welche wegen ihres hohen Alters kein  $^{14}\text{C}$  mehr enthalten, verschoben wird. Unter der im allgemeinen gültigen Voraussetzung, daß diese Vorgänge nicht nur das initiale  $^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$ -Verhältnis, sondern in gleicher Weise auch das initiale  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Verhältnis (den  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von  $-25$ ‰) verschieben, kann die Datierung verbessert werden, wenn man die gemessenen  $^{14}\text{C}$ -Werte mit dem Quotienten  $K = \frac{-25/100}{\delta^{13}\text{C}(\text{Probe})}$  korrigiert. Für die Altersbestimmung gilt die Formel  $t = \frac{5700}{\log 2} \times \log_{^{14}\text{C},K} 100$

Die Aussagen der C-Isotopenmethode über die unterirdische Laufzeit von Thermalwässern sind — das muß besonders betont werden — derzeit noch mit beträchtlichen Unsicherheiten behaftet. Einerseits liegt das daran, daß der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt der in Wasser gelösten Karbonate in thermalen Gebieten nicht nur durch radioaktiven Zerfall, sondern auch durch den Austausch gegen  $^{14}\text{C}$ -freie Gesteinskarbonate abnehmen könnte, wodurch ein zu hohes Alter vorgetäuscht würde. Andererseits sind Thermalwässer selten frei von Beimischungen kalter Oberflächenwässer, deren  $^{14}\text{C}$ -Gehalt zur Zeit infolge nuklearer Explosionen bis zu 200‰ über dem Standard liegt. Solche Beimischungen können ein zu niedriges Thermalwasseralter vortäuschen. Der Irrtum in dieser Richtung läßt sich jedoch durch Bestimmung des Tritiumgehaltes weitgehend vermeiden.

Die Ergebnisse der Messungen der Kohlenstoffisotope an ausgewählten Gasteiner Thermalwasseraustritten zeigt Tabelle 11.

Bei den drei untersuchten Quellen ergaben Tritiummessungen und chemische Analysen einen Kaltwasseranteil von ca. 6% für Quelle I/23-24, von etwa 12% für Quelle IX/8-12 und rund 80% bei Quelle XIX, die nicht für den Kurbetrieb genutzt ist.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Tabelle 11) der Karbonate dieser Quellwässer liegen etwas unterhalb des für vadose Wässer im Idealfall zu erwartenden Wertes von  $-12,5\text{‰}$ , kommen aber recht nahe an diesen Wert heran. Daher kann mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden, daß biogenes  $\text{CO}_2$  an der Auflösung der Karbonate maßgeblich beteiligt war und daß daher das Gasteiner Thermalwasser überwiegend versickertes Niederschlagswasser ist.

Tabelle 11: Ergebnisse der Messungen der Kohlenstoffisotope an ausgewählten Gasteiner Thermalwasseraustritten.

Quelle Nr.	Tritiumgehalt (T. U.)	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	$^{14}\text{C}\text{‰}$	$^{14}\text{C}\text{‰}$ korrigiert	korr. Alter in Jahren
I/23—24	22,5 ± 1	-10,3	26,1 ± 1,0	63,2	3.800 ± 300
IX/ 8—12	60,0 ± 2	- 9,8	25,4 ± 3,0	64,8	3.600 ± 1.000
XIX	530 ± 20	-11,2	87,3 ± 2,0	195	rezentes Wasser

Dieses Resultat wird durch die  $^{14}\text{C}$ -Untersuchung bestätigt. Wie Tabelle 11 zeigt, enthalten alle drei Quellwässer atmosphärisches  $^{14}\text{C}$ . Der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt der Strochner-Quelle (XIX) beträgt nach  $\delta^{13}\text{C}$ -Korrektur 195% des  $^{14}\text{C}$ -Standards. Dieser Wert entspricht dem derzeit durch die nuklearen Explosionen bis auf 200% erhöhten  $^{14}\text{C}$ -Gehalt der Atmosphäre. Übereinstimmend damit zeigt auch der hohe Tritiumwert von 530 T. U., daß die Strochner-Quelle überwiegend oberflächliches Kaltwasser führt. Demgegenüber enthalten die beiden anderen Quellen (I/23-24 und IX/8-12) nur rund  $\frac{1}{3}$  des  $^{14}\text{C}$ -Gehaltes der Strochner-Quelle (XIX). Grundsätzlich könnte natürlich auch der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt dieser Quellen durch  $^{14}\text{C}$ -reiches Oberflächenwasser infiltriert worden sein. Aber dagegen spricht, daß die  $^{14}\text{C}$ -Werte nicht den Tritiumwerten parallel gehen; obwohl die Quellen I/23-24 bzw. IX/8-12 nach ihren Tritiumgehalten und nach den chemischen Analysen verschiedene Kaltwasseranteile (6 bzw. 12%) führen, enthalten sie praktisch gleich viel  $^{14}\text{C}$ . Man muß daher wohl annehmen, daß ihr  $^{14}\text{C}$ -Gehalt aus der Tiefe kommt und durch die geringen Kaltwasserbeimischungen nicht wesentlich verfälscht wird. Aus den korrigierten  $^{14}\text{C}$ -Gehalten ergibt sich für das Gasteiner Thermalwasser, unter den schon erwähnten Vorbehalten, eine unterirdische Laufzeit von 3600 bis 3800 Jahren.

Als Einzugsgebiet der Gasteiner Therme kommt nach den geologischen Untersuchungen von CH. EXNER (1950) vor allem der flasrige,

porphyrische Granit-Gneis des Hölltor-Rotgülden-Kerns in Frage, der östlich des Grau- und Hüttenkogels liegt. Dieser Granit-Gneis taucht unter die Schieferhülle unter, welche die westliche Flanke dieses Gebirgszuges bedeckt, kommt aber gerade im Ursprungsgebiet der Gasteiner Thermalquellen wieder an die Oberfläche. Aufgrund dieser geologischen Situation käme als nächstgelegene Versickerungszone vor allem das muldenförmige Gebiet östlich des Graukogels in Frage, das im Mittel rund 3 km Luftlinie vom Austritt der Thermen entfernt liegt. Bei dieser Distanz würde sich im Falle eines direkten Weges der Wässer eine Durchsickerungsgeschwindigkeit von rund 2mm/Tag ergeben. Da sich die Wasserwege aber in einen ab- und aufsteigenden Ast gliedern und den verschiedenen Klüften folgen, kann die tatsächliche durchschnittliche Fließgeschwindigkeit beträchtlich höher sein.

#### 4. Zusammenfassung

Im weitgespannten Problembereich der Gasteiner Thermalwässer blieben die hydrologischen und hydrogeologischen Kernfragen nach der Herkunft und dem Einzugsgebiet bislang unbeantwortet.

Seit 1966 laufende chemische, physikalische, radiologische und hydrologische Untersuchungen haben nunmehr eine grundsätzliche Klärung erbracht, der Lösung von Detailfragen dienen noch in Gang befindliche Arbeiten.

Die Untersuchungen umfaßten sowohl die Kaltwässer als auch die Thermen des Gasteiner Raumes. Systematische Analysen der Kaltwässer zeigten, daß die nur untief in den Gebirgskörper eindringenden, oberflächennah abfließenden Kaltwässer einfache Ca-Hydrogenkarbonat-Wässer sind. Bei zunehmender Versickerungstiefe treten durch Oxydation von sulfidischen Erzen entstandene Sulfate im Wasser stärker hervor. Bei größerer Versickerungstiefe nimmt weiters der Na-Gehalt der Wässer durch einen Ca/Na-Austausch zu, und mit Ausnahme der Chloride enthalten dann diese tiefen Bergwässer alle für das Gasteiner Thermalwasser typischen Ionen. Der Chemismus der Kaltquellen ist daher wesentlich vom Anteil oberflächennahen Abflusses bzw. tiefer liegenden, länger gespeicherten Wassers abhängig. Sowohl der Chemismus als auch der Tritiumgehalt zeigten, daß Quellen, bei denen letztere Komponente überwiegt, eine Schüttungszunahme auch durch den hydrostatischen Druck des sich auffüllenden Einzugsgebietes erfahren können.

Die Bestimmung des Mineral- und Tritiumgehaltes der Thermalwässer ergab, daß diesen sowohl eine geringe konstante (mit Abnahme der orographischen Höhe zunehmende) als auch variable (hauptsächlich durch die Schneeschmelze bedingte) Kaltwassermenge zufließt. Darüber hinaus treten aber in den Randästen der Therme auch echte Thermalwasserschübe aus der Tiefe auf.

Die in den Thermal- und Kaltwässern in verschiedener Konzentration und Verteilung auftretenden Na-, Ca-, Cl-, SO<sub>4</sub>- und F-Ionen erlaubten mit den Ergebnissen der Tritiummessungen bei den Heißwasseraustritten das Mischungsverhältnis zwischen reinem Thermalwasser und zusätzlichem Kaltwasser zu bestimmen (Fig. 13 und Tabelle 8).

Zur Erkundung, in welchem Umfang die im Moränengelände des untersten Teiles des Graukogelhanges (der sogenannten Kirchbachlehne) versickernden Hangwässer bereits den Kaltwasseranteil der Thermen alimentieren, wurde im September 1967 ein kombinierter Markierungsversuch durchgeführt. Seine Ergebnisse zeigten, daß die Sickerwässer dieses Bereiches tatsächlich nahezu sämtliche Heißwasseraustritte berühren, jedoch nicht in dem Ausmaß, daß ihre zur Sanierung der Hangrutschungen notwendige Ableitung die für die Reissacheritbildung wichtige Kaltwasserzufuhr gefährden würde.

Den vorläufigen Abschluß der umfangreichen Untersuchungen bildete der Versuch, durch die Bestimmung der Kohlenstoffisotope <sup>12</sup>C, <sup>13</sup>C und <sup>14</sup>C, sowohl die Frage der vadosen oder juvenilen Herkunft der reinen Thermalwässer als auch ihre Fließgeschwindigkeit und Verweildauer im Untergrund zu klären. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Karbonate der untersuchten Heißwässer kommen nahe an den Idealwert von  $-12,5\%$  für vadoses Wasser heran, woraus zu schließen ist, daß biogenes CO<sub>2</sub> an der Auflösung dieser Karbonate maßgeblich beteiligt war und das Gasteiner Thermalwasser daher in seiner Hauptmasse versickertes Niederschlagswasser, das heißt vadoses Wasser, ist. Dieses Resultat wird durch die <sup>14</sup>C-Untersuchung bestätigt (vgl. Tabelle 11). Trotz aller kritischen Überlegungen ist anzunehmen, daß die <sup>14</sup>C-Untersuchungen der IAEA weitgehend reelle Werte lieferten. Die unterirdische Laufzeit der reinen Thermalwässer (bzw. deren Alter) liegt demnach bei 3600 bis 3800 Jahren.

Als Einzugsgebiet für das reine Thermalwasser kommt aller Wahrscheinlichkeit nach der Granit-Gneis des Hölltor-Rotgülden-Kerns östlich des Grau- und Hüttenkogels in Frage.

## Literatur

- ANGEL, F. & STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 13, 1952.
- BALLCZO, H.: Das Fluorvorkommen in Trink- und Thermalwässern des Gasteiner Tales und seine Bedeutung. Ztschr. für phys. Therapie, Bäder- und Klimaheilkunde, 2, 136, 1949.
- BRINKMANN, R., MÜNNICH, K. O. & VOGEL, J. C.: Anwendung der <sup>14</sup>C-Methode auf Bodenbildung und Grundwasserkreislauf. Geol. Rundschau, 49, Stuttgart 1960.
- EXNER, Ch.: Geologische Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000. Wien 1956.

- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein. Wien 1957.
- FLORKOWSKI, T. & JOB, C.: Origin and Underground Flow Time of Thermal Waters in Crystalline Basement Complexes. Steir. Beiträge z. Hydrogeologie, **21**, Graz 1969.
- HOTTINGER, A.: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick—Hocharn-Gruppe und dem Salztal in den östlichen Hohen Tauern. Eclogae Geol. Helv., **28**, 1935.
- INGERSON, E. & PEARSON, F. J.: Recent Researches in the Fields of Atmosphere and Nuclear Geochemistry. Maruzen Co-Tokyo 1964.
- JOB, C. & MUTSCHLECHNER, G.: Die Geochemie der Wässer im Tauerntunnel. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, **21**, Graz 1969.
- JOB, C., MUTSCHLECHNER, G. & ZÖTL, J.: Vergleichende Markierungsversuche an Hangwässern in einem Bergsturzgelände. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, **21**, Graz 1969.
- KETTL, W.: Technischer Bericht zum Projekt Kirchbachlehne, Gemeinde Badgastein. Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Pongau, Salzburg 1967.
- KIESLINGER, A.: Berichte über geologische Aufnahmen auf Kartenblatt Hofgastein. Verhandl. Geol. BA, Jg. 1936—1938.
- KIRSCH, G.: Vorläufige Mitteilung über quellchemische Untersuchungen der Gasteiner Thermen. Balneologie **6**, 437, 1939.
- KIRSCH, G.: Untersuchungen über den Ursprung der Thermalquellen von Badgastein. Badgast. Badeblatt, Jg. 1939.
- KOMMA, E. G. & SCHEMINZKY, F.; in F. SCHEMINZKY: Die Tätigkeit des Forschungsinstitutes Gastein im Jahre 1966. Badgasteiner Badeblatt Nr. 35 bis 39, 1967, und Mitt. aus dem Forschungsinstitut Nr. 315, 1967.
- MACHE, H.: Über die Emanation im Gasteiner Thermalwasser. Sitz.-Ber. d. Kais. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Klasse, Abt. II a, **23**, 113, 1904; mit M. BAMBERGER: Sitz.-Ber. d. Kais. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Klasse, Abt. II a, **123**, 325, 1914.
- POHL-RÜLING, J. & POHL, E.: Neue Bestimmungen des Radium- und Radongehaltes einiger Austritte der Gasteiner Therme. Sitz.-Ber. der Österr. Akademie der Wissenschaften, Mathem.-naturw. Klasse, Abt. II, **163**, 1954, und Mitt. aus dem Forschungsinstitut Gastein Nr. 91, 1954.
- RUSCHITZKA, E. & WALLNER, H.: Emanationsmessungen an den Gasteiner Thermalquellen. Balneologie, **6**, 249, 1939.
- SCHEMINZKY, F.: Die Tätigkeit des Forschungsinstitutes Gastein der Österr. Akademie der Wissenschaften im Jahre 1960. Badgasteiner Badeblatt Nr. 6—9, 1961, Mitt. aus dem Forschungsinstitut Gastein Nr. 216, 1961.
- SCHEMINZKY, F.: Die Tätigkeit des Forschungsinstitutes Gastein der Österr. Akademie der Wissenschaften im Jahre 1961. Badgasteiner Badeblatt Nr. 34—38, 1962, Mitt. aus dem Forschungsinstitut Gastein Nr. 239, 1962.
- SCHEMINZKY, F.: Die Tätigkeit des Forschungsinstitutes Gastein der Österr. Akademie der Wissenschaften im Jahre 1966. Badgasteiner Badeblatt Nr. 35—39, 1967 a, Mitt. aus dem Forschungsinstitut Gastein Nr. 315, 1967 a.
- SCHEMINZKY, F.: Die Therme von Badgastein und ihre balneotherapeutische Nutzung. Badgasteiner Badeblatt Nr. 30—34, 1967 b, Mitt. aus dem Forschungsinstitut Gastein Nr. 324, 1967 b.
- SCHEMINZKY, F.: Die Tätigkeit des Forschungsinstitutes Gastein der Österreichischen Akademie der Wissenschaften im Jahre 1967. Badgasteiner Badeblatt Nr. 32—39, 1968; Mitt. aus dem Forschungsinstitut Gastein Nr. 338, 1968.
- STEINHAUSER, F.: Das Klima des Gasteiner Tales. Beiheft zu Jahrgang 31 der Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **146**, 25—60, 1937.



- STINI, J.: Beiträge zur Frage der Bildung der Gasteiner Heilquellen. Badgasteiner Badeblatt, Jg. 1951.
- STINI, J.: Vom Messen der Gasteiner Heilquellen. Badgasteiner Badeblatt, 11, 1953.
- STINI, J.: Die Entstehung warmer Quellen. Mitt. aus dem Forschungsinstitut Gastein, 228, 1961.
- STINI, J.: Hitzekluft im Radhausberg, Störungen des Gebirgsbaues und Gasteiner Heilquellen; in F. SCHEMINZKY: Der Thermalstollen von Badgastein-Böckstein, Innsbruck 1965.
- STOCKMEYER, S.: Österr. Bäderbuch, Wien, Österr. Staatsdruckerei, 1928.
- VETTERS, W.: Bericht über die Quellenaufnahme für das Forschungsinstitut Badgastein. Badgastein 1967.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Berichte über geologische Aufnahmen im Gebiete des Kartenblattes Hofgastein. Verhandl. Geol. BA, Wien, Jahrgänge 1921 bis 1926, Wien 1921—1926.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die goldzerführenden Massive der Salzburger Tauern und ihr geologisches Entwicklungsbild. Der Pflug, Jg. 1926, 1926 b.
- ZSCHOCKE, K.: Der Goldbergbau in den Hohen Tauern und die Auffahrung des Radhausberg-Unterbaustollens (Pasel-Stollen, Thermalstollen, Heilstollen) in Böckstein bei Badgastein. In F. SCHEMINZKY: Der Thermalstollen von Badgastein-Böckstein, seine Geschichte, Erforschung und Heilkraft, Innsbruck 1965.

## Summary

Within the wide range of problems raised by the Gastein thermal waters, the principal hydrological and hydrogeological questions of their origin and recharge area had, until recently, not yet been answered.

Chemical, physical, radiological, and hydrological investigations conducted since 1966 have now fundamentally solved those problems; minor questions are still under research.

The above-mentioned investigations included the cold waters as well as the thermal ones of the Gastein area. Systematic analyses of the cold waters showed that those cold waters that do not penetrate deep into the mountainous body and run off close to the surface are simple Ca-hydrogene carbonate waters. As the depth of infiltration increases, sulphates created by the oxydation of sulfidic ores in the water become more predominant, and the Na-content of the waters increases by Ca/Na-exchange; the cold water in deep situated joints then contains all the ions typical of the Gastein thermal waters, except the chlorides. The chemism of the springs is therefore essentially dependent on the relative percentages of subsurface runoff and deeper situated, longerstored water. The chemism as well as the tritium content showed that springs in which the later component dominates may increase their yield also by the hydrostatic pressure of the filling-up recharge area.

The determination of the mineral and tritium content of the thermal waters showed that these are supplied by a negligible permanent quantity of cold water (increasing at lower orographic altitudes) as well as by a variable quantity of cold water (mainly depending on the thaw). There is, however, also additional a genuine fluctuating discharge of the pure thermal waters from the depth.

The Na-, Ca-, Cl-, SO<sub>4</sub>-, and F-ions occurring in the thermal and cold waters at various degrees of concentration and in various distribution and the results of the tritium measurings enabled the determination, at the hot water springs, of the ratio of the components of pure thermal water and infiltrating cold water (fig. 13 and table 8).

In order to ascertain the degree up to which the surface waters sinking away in the moraine terrain of the lowest part of the Graukogel slope (the so-called Kirchbachlehne) supply the cold water percentage of the thermal springs, a combined tracing experiment was carried out in September 1967. Its results showed that the sinking waters of this area do indeed affect nearly all the hot water issues but not to an extent which would make their diversion (which is necessary in order to prevent landslides) a danger to the cold water supply required for the formation of Reissacherit.

A temporary conclusion of the extensive investigations was constituted by the attempt to solve the question of the vadose or juvenil origin of the pure thermal waters as well as of their rate of underground flow by the determination of the carbon isotopes  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$ . The  $\delta^{13}\text{C}$ -values of the carbonates of the investigated hot waters closely approach the ideal value of  $-12,5\text{‰}$  for vadose waters, from which it may be concluded that biogene  $\text{CO}_2$  took an essential part in the dissolution of these carbonates and that, therefore, the main body of the Gastein thermal waters is infiltrated precipitation water, i. e. vadose water. This result is confirmed by the  $^{14}\text{C}$ -analyses (cf. table 11). In spite of all possible criticism the assumption is justified that the  $^{14}\text{C}$ -analyses carried out by the IAEA produced, to a large extent, correct results. The subterranean flow of the pure thermal waters, i. e. their age, is about 3600 to 3800 years.

The recharge area of the pure thermal waters is, in all probability, the granite gneiss of the Hölltor-Rotgülden-core east of the Graukogel and Hüttenkogel.

Anschriften der Verfasser:

Oberarzt Dozent Dr. C. JOB

Balneologisches Institut der Universität Innsbruck, Schöpfstraße 41  
A-6020 Innsbruck

a. o. Univ.-Prof. Dr. J. ZÖTL

Vereinigung für hydrogeologische Forschungen in Graz, Rechbauerstraße 12  
A-8010 Graz