

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ – HYDROLOGIE

NR. 26

Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission
und der Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

EDUARD HOEHN

HYDROGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
IM GEBIET WESTLICH VON FRICK
(AARGAUER TAFELJURA)

Grundlagen zur Grundwasserbewirtschaftung im mittleren Fricktal
Mit 12 Textfiguren, 11 Tabellen und 3 Beilagen

Préambule de la Commission d'Hydrologie

L'étude des eaux superficielles et souterraines que Monsieur Eduard Hoehn a effectuée dans le territoire situé à l'Ouest de Frick constitue une monographie hydrogéologique exemplaire. L'auteur, géologue, a constamment à l'esprit le rôle que joue le substratum géologique dans la nature et le régime des eaux, dans les relations entre les eaux superficielles et les eaux souterraines. La région elle-même se prête particulièrement bien à une approche géologique et hydrologique: Les écoulements de surface sont conditionnés par la géologie et le régime des eaux souterraines. Celles-ci ne sont pas confinées aux alluvions, mais ont des relations - bien mises en évidence - avec les eaux du substratum karstique.

Au surplus, l'auteur est manifestement préoccupé par le côté appliqué de ses recherches, à savoir l'évaluation des ressources en eau disponibles pour la région. A ce titre, il a mis l'accent sur la détermination quantitative des volumes d'eau, ainsi que sur les caractéristiques physiques, chimiques et bactériologiques. Il aborde également le problème des pollutions anthropogènes et esquisse les grandes lignes d'une gestion future des ressources.

La Commission d'hydrologie est heureuse d'accueillir ces "Recherches hydrogéologiques dans le territoire situé à l'Ouest de Frick", dans la série "Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie".

Neuchâtel, le 21 mai 1979

Prof. A. Burger
Vice-président de la Commission
d'hydrologie de la SHSN

I n h a l t s v e r z e i c h n i s	Seite
Zusammenfassung	9
Résumé	11
Abstract	12
1. Einleitung	13
2. Geologischer Rahmen	14
2.1. Schichtenfolge	14
2.2. Tektonik	17
3. Haushalt der Oberflächenwässer	20
3.1. Niederschlag	20
3.2. Verdunstung	20
3.3. Oberflächlicher Abfluss	22
4. Hydrogeologische Untersuchungen	24
4.1. Kurzer historischer Abriss	24
4.2. Das Quellen- und Grundwasser-Messprogramm 1975 - 1977	25
4.3. Grundwässer der Festgesteine	25
4.3.1. Durchlässigkeit der Festgesteine	25
4.3.2. Karst	25
4.3.3. Ertragsstudien an Quellen	28
4.3.4. Quellwassertemperaturen	32
4.4. Der Grundwasserstrom im "Juraschotter" der Talsohle	33
4.4.1. Ermittlung der hydrogeologischen Kennziffern	33
4.4.2. Der Grundwasserspiegel und seine Schwankungen	36
4.4.3. Fliessrichtung, Gefälle, Mächtigkeit und Flurabstand des Grundwassers	36
4.4.4. Ermittlung der Grundwasser-Neubildung	38
4.4.5. Beziehungen des Grundwassers zu den Bächen	39
4.4.6. Grundwassertemperaturen	39
4.5. Stockwerkbau des Grundwassers	40
4.6. Bilanzierung des Grundwassers	43
4.6.1. Gesamtwasserbilanzen von Juratafeln	43
4.6.2. Grundwasser-Durchflussmengen in der Talsohle	44
4.6.3. Grundwasserbilanz	46
5. Chemismus des Grundwassers	48
5.1. Hydrochemisches Messprogramm	48
5.2. Abhängigkeit des Grundwasser-Chemismus' von den Gesteinen des Einzugsgebiets	49
5.2.1. Das Niederschlagswasser	49
5.2.2. Grundwasser (Quellwasser) von Festgesteinen	50
5.2.2.1. Typisierung	50
5.2.2.2. Natrium-Chlorid-Wasser	50
5.2.2.3. Dolomit-Karbonat-Wasser	52
5.2.2.4. Erdalkali-Sulfat-Mineralwasser	52
5.2.2.5. Calcit-Karbonat-Wasser	53
5.2.2.6. Geochemische Erosion der Juratafeln	53

	Seite
5.2.3. Oberflächenwasser	54
5.2.4. "Infiltrations"-Grundwasser der Talsohlen-Schotter	55
6. Verunreinigungen des Grundwassers	57
6.1. Gesteinsabhängigkeit der Grundwasserbeschaffenheit am Beispiel der Bakterien	57
6.1.1. Karstwasser	57
6.1.2. Schuttquellen	57
6.1.3. "Infiltrations"-Grundwasser	58
6.2. Düngung	58
6.3. Weitere Verunreinigungsherde	62
7. Zur Grundwasserbewirtschaftung	63
Literatur-Verzeichnis	64

T e x t f i g u r e n	Seite
Figur 1: Hydrologische Einzugsgebiete	13
" 2: Schematisches stratigraphisches Sammelprofil des Gebiets westlich von Frick	15
" 3: Strukturisohypsen der Basis Trochitenkalk (Aequidistanz 10 m)	18
" 4: Summendiagramme der Niederschläge von Frick	21
" 5: Trockenwetterlinie	29
" 6: Schüttungsquotient - Retentionskoeffizient - Diagramm	32
" 7: Ergiebigkeitsdiagramme von Grundwasserfassungen	34
" 8: Ganglinien von Grund- und Oberflächenwassertemperaturen: a) 1975 b) 1976	41/42
" 9: Hydrogeologisches Längsprofil durch die Talsohle ,10-fach überhöht Hydrochemisches Längsprofil durch das Grundwasser	56
" 10: Hydrogeologisch-bakteriologische Verhältnisse der Grundwasserfassung Widematt Eiken 1973/1974	59
" 11: Hydrogeologisch-bakteriologische Verhältnisse der Hutbrunnenquelle Gipf-Oberfrick, 2. Hälfte 1975	60
" 12: Nitratgehalte im Grundwasser des "Juraschotters" der Talsohle	61

T a b e l l e n i m T e x t

Tab. 1: Wasserbilanzen für die Einzugsgebiete von Sissle und Fischingerbach	24
" 2: Kennwerte von Quellen	26
" 3: Auswertungen der Trockenwetterlinien von Quellen	31
" 4: Zusammenfassung der Auswertungen aus Pumpversuchen	37
" 5: Ermittlung der Grundwasser-Neubildung	38
" 6: Grundwassertemperaturen	40
" 7: Durchschnittliche Gesamtwasser-Jahresbilanz der Juratafeln	44
" 8: Durchflussmengen durch Talquerprofile	45
" 9: Grundwasserbilanz	47
" 10: Mittelwerte und Standardabweichungen der hydrochemischen Analysen	51
" 11: Durchschnittliche jährliche geochemische Erosion an Karbonaten und Sulfaten	53

B e i l a g e n

Hydrochemische Karten 1:25'000 für:

- Beilage 1: Chlorid
 " 2: Fluorid
 " 3: Sulfat

Z u s a m m e n f a s s u n g

Im Gebiet westlich von Frick im Aargauer Tafeljura wurde zwischen 1974 und März 1977 nachgewiesen, wie stark das Grundwasser von den geologischen Verhältnissen in seinem Einzugsgebiet abhängig ist. Als Grundwasserleiter treten mesozoische Sedimente vom Muschelkalk (Trias) bis zum mittleren Dogger (Jura) sowie quartäre Bildungen auf.

Die Grundwasserleiter im Fels bestehen aus Karbonatgesteinen: In erster Linie sind dies die Kalke und Dolomite des oberen Muschelkalk, ferner der Gansinger-Dolomit, der Arietenkalk und die Kalke des Hauptrogensteins. Oertlich, vor allem in Sackungen und entlang von Verwerfungen ist auch der "untere" Dogger wasserdurchlässig. In den Evaporiten der Anhydritgruppe und des Gipskeupers wurde eine bescheidene Zirkulation hochmineralisierter Grundwässer festgestellt. Die übrigen untersuchten Serien sind mergelig-tonig ausgebildet und daher grundwasserstauend.

Die Zirkulation des Grundwassers erfolgt vorwiegend in Klüften, entlang von Verwerfungen und Bruchzonen. Das Kluftvolumen wurde mit $K = 0,8 - 1,0 \%$ veranschlagt. Die Bevorzugung von Brüchen des "rheinischen" Systems (SSW - NNE) und der Mandacher Störung (WSW - ENE) zeigt sich dadurch, dass Schichtquellen in der Regel auch Verwerfungsquellen sind.

Aus den Ergebnissen eines Markierungsversuchs wurde festgestellt, dass Grundwasser untergeordnet auch in Karstgerinnen zirkuliert. Sowohl seichter als auch tiefer Karst existiert.

Das niederschlagsarme Jahr 1976 mit seinen Trockenwetterabflüssen erlaubte durch die Erfassung der exponentiellen Schüttungsabnahme die Unterscheidung verschiedener Retentionskoeffizienten. Diese bewegten sich zwischen $\alpha = 0,004/\text{Tag}$ und $0,048/\text{Tag}$. Die jährlichen Temperaturamplituden überschritten teilweise 3°C . "Unverdeckte" Karstquellen sind im Hinblick auf Trinkwasser ungenügend, "verdeckte" Karstquellen nur teilweise und Schuttquellen häufig genügend filtriert.

Mit Wasserbilanzen einzelner Gebietsabschnitte (Juratafeln) wurde festgestellt, dass mit einem gewissen Hangwasserabfluss in die Talsohle oder in den tiefen Karst von max. 2900 l/min am Wabrig gerechnet werden kann.

Von den Lockergesteinen sind in erster Linie die sandig-kiesigen "Juraschotter" der Talsohlen grundwasserleitend, ferner die "höheren" Schotter, Gehänge-, Sackungs- und Bergsturzschutt an den Flanken der Juratafeln sowie am Rand des untersuchten Gebiets der Rheintalschotter. Die übrigen Lockergesteine sind vorwiegend lehmig beschaffen und daher grundwasserstauend.

Die Ganglinien des Grundwasserspiegels im Grundwasserstrom des "Juraschotters" der Talsohlen zeigen das Bild eines auf Bachinfiltration und Niederschläge nahezu sofort und stark reagierenden Grundwassers. In Eiken beträgt die Infiltrationsquote der Sissle ca. 1,6 l/min pro Laufmeter Bachbett. Flurabstände über ca. 2 m und Entfernungen vom infiltrierenden Bach von mehr als ca. 50 m sind Vorbedingungen für qualitativ gutes Grundwasser.

Die Auswertung älterer Pumpversuche gestattete die Ermittlung des Durchlässigkeitsbeiwerts k von 0,8 - 2,0 mm/sec und der nutzbaren Porosität n' von 14 - 18 % für einzelne Teilgebiete. Mit der Durchflussformel wurden Grundwasserabflüsse durch Talquerprofile errechnet (Minimum für Frick/Neumet ca. 2200 l/min, und für Eiken/Widematt ca. 3700 l/min). Der Grundwasserübertritt ins Sisslefeld dürfte im Mittel ca. 10'400 l/min betragen.

Der Chemismus der Felsgrundwässer weist klar auf die Petrographie der grundwasserleitenden Formationen: Chloridgehalte ab ca. 100 mg/l für die steinsalzführende Anhydritgruppe, Ca/Mg-Verhältnisse von weniger als 2 und Fluoridgehalte von über 0,5 mg/l für den oberen Muschelkalk, Sulfatgehalte von über 1 g/l für den Gipskeuper, Ca/Mg-Verhältnisse von weniger als 2 für den Gansinger-Dolomit und solche von über 10 für den Arietenkalk und den Hauptrogenstein. Diese Grundwasserprovinzen lassen sich im Grundwasser des "Juraschotters" der Talsohlen als "Vorflut" der Felsgrundwässer verfolgen.

Die chemische Verschmutzung des Grundwassers durch die Düngung (Nitratgehalte von mehr als 40 mg/l) bildet im kleinen Grundwassergebiet des Fricktals lokal ein Problem. Bakterielle Verschmutzungen sind insbesondere in den Karstquellen nachgewiesen worden.

Das Grundwasser muss aus qualitativen und aus quantitativen Gründen bewirtschaftet werden: Quellwasser stünde heute mit ca. 6000 l/min zur Verfügung; es genügt jedoch oft den Trinkwasseranforderungen nicht, und sollte teilweise besser geschützt werden. Beim keimarmen gepumpten Grundwasser aus dem "Juraschotter" der Talsohlen könnten bei gesteigerten Entnahmen in der Zukunft gelegentlich Engpässe in der Versorgung infolge Uebernutzung der relativ geringen Feldergiebigkeit auftreten.

R é s u m é

Une étude hydrogéologique de la vallée de Frick, Canton d'Argovie, dans le Nord-Ouest de la Suisse, exécutée entre 1974 et 1977, a confirmé qu'il existe deux systèmes aquifères principaux:

Un système de nappes de fissures et de chenaux karstiques occupe les roches carbonatées et évaporitiques du Muschelkalk triasique jusqu'au Dogger moyen. L'interprétation de la courbe de décroissance des sources a donné des coefficients de tarissement de 0,004 - 0,048/jour.

La nappe des graviers quaternaires périglaciaires est surtout alimentée par l'eau des nappes fissurales du karst des terrains mésozoïques qui sont situées plus haut. Cela est confirmé par l'analyse chimique. La confrontation du chimisme des eaux avec la géologie (rapport Ca/Mg, contenu en sulfates et en fluorures, en rapport avec la force ionique) se révèle adéquate pour distinguer l'origine des sources.

En outre, un débit de 1,6 l/min par mètre de rives de la rivière Sissle s'infiltré dans la nappe du quaternaire à Eiken.

Les sources des terrains mésozoïques débitent environ 6'000 l/min au total, ce qui est de beaucoup supérieur aux besoins présents. Mais la qualité de l'eau de ces sources n'atteint pas les critères de potabilité dans bien des cas. Par contre, l'eau de la nappe du quaternaire ne peut satisfaire que les besoins locaux actuels et les perspectives rapprochées de développement. Au maximum, 2'200 l/min d'eau sont à disposition à Frick et 3'700 l/min à Eiken. De tels débits limitent le développement à long terme de la région. En revanche, l'eau de la nappe du quaternaire est potable, malgré les courts chemins de filtration.

A b s t r a c t

Between 1974 and 1977 a hydrogeologic survey in the Frick valley, Canton Aargau, north-western Switzerland, has confirmed that there exist two main systems of aquifers.

A fissured and karstic system of aquifers comprises carbonate and evaporite sediments from the Germanic Triassic Muschelkalk to Middle Dogger age. Recession segments of springs range from 0,004 - 0,048/day.

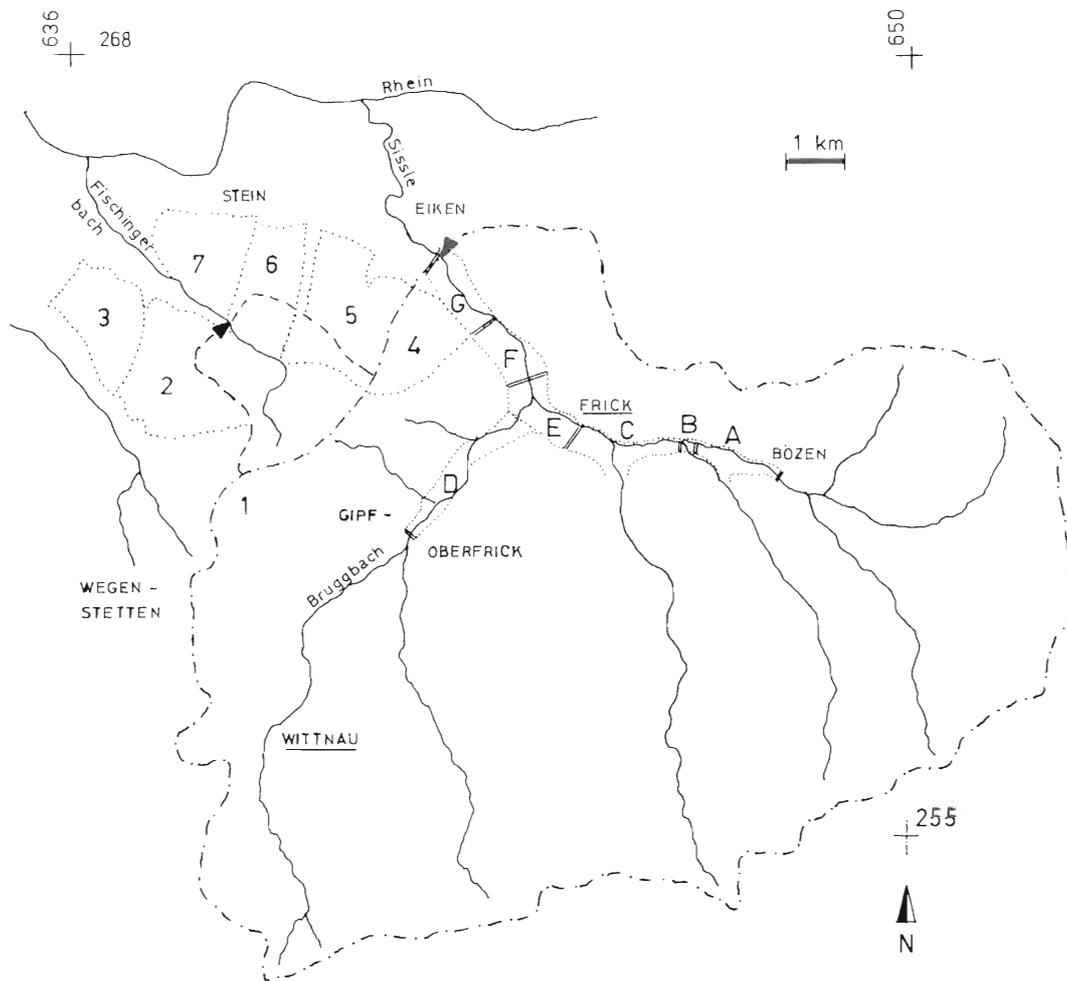
An aquifer consisting of Quaternary periglacial gravels acquires most of its water from the topographically higher situated Mesozoic aquifer systems, which is verified by chemical analysis. By comparing water chemistry with the geology of the aquifers, Ca/Mg ratio, sulfate and fluoride content, in connection with ionic strength proved adequate to distinguish ground-water source patterns. At Eiken, 1,6 l/min per meter river bed filters into the embankment from the Sissle river.

Springs from the Mesozoic aquifers yield about 6'000 l/min which is much more than is presently consumed. However, as drinking water most of them are below standard. The Quaternary aquifer, on the other hand, could only supply local needs if demand does not exceed present growth predictions. 2'200 l/min water are available for human consumption at Frick and 3'700 l/min at Eiken, which limits the regional development. Quaternary derived ground-water is usually drinkable in spite of the short filtration path.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist eine gekürzte Fassung der Dissertation Nr. 6101, welche zwischen 1974 und 1977 unter der Leitung von Prof. H. Jäckli an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich entstand. Gut abgrenzbare morphologische Einheiten, gut bekannte geologisch-strukturelle Verhältnisse, verschiedenartige Grundwasserleiter und -typen sowie praktisches Interesse an der Kenntnis der verfügbaren Reserven und am Zustand des Grundwassers waren günstige Voraussetzungen für die Wahl des Untersuchungsgebiets, wie es in Fig. 1 abgebildet ist.

Fig. 1: Hydrologische Einzugsgebiete



- .-.- Einzugsgebiet der Sissle
- Einzugsgebiet des Fischingerbachs
- Untersuchte Teilgebiete
- ▲ Pegel
- FRICK Niederschlags-Messstation

Dank für das Entstehen der Arbeit gebühren meinen verehrten Herren Referenten Prof. R. Trümpy und Prof. H. Jäckli, den kantonalen und kommunalen Organen sowie der Eidgenössischen Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz in Dübendorf, insbesondere Herrn Direktor Prof. W. Stumm.

2. Geologischer Rahmen

Seit ALBERTI (1834) und QUENSTEDT (1843) ist die Stratigraphie des Jura bekannt. MOESCH (1867) und BRAENDLIN (1911) veröffentlichten Zusammenfassungen der Schichten im Aargauer Tafeljura. BLOESCH (1910) und BUXTORF (1916) entwickelten die tektonischen Zusammenhänge in diesem Gebiet. Vollständige historische Abrisse über die geologische Forschung im Aargauer Tafeljura finden sich in MERKI (1961) und GSELL (1968).

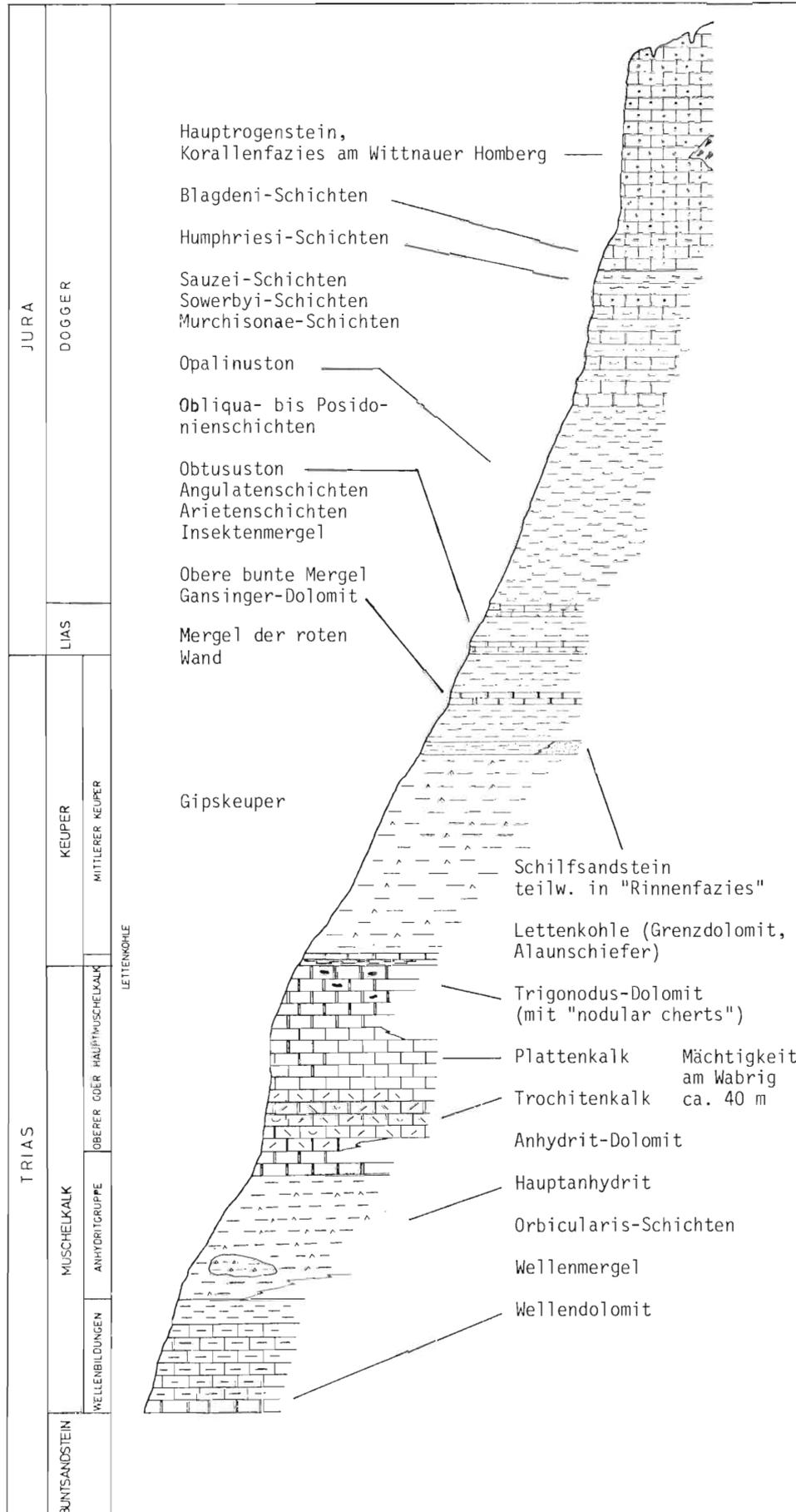
2.1. Schichtenfolge

Im untersuchten Gebiet sind die Schichten zwischen den Wellenbildungen (unterer Muschelkalk) der mittleren Trias und dem Hauptrogenstein (mittlerer Dogger) des mittleren Jura oberflächlich abgeschlossen (vgl. Fig. 2). Aus Bohrungen ist bekannt, dass sie vom 30 - 40 m mächtigen Buntsandstein und vom Rotliegenden (Perm) unterlagert werden. Ueber den mesozoischen Sedimenten finden sich pleistocaene und holocaene Ablagerungen der vorletzten und der letzten Eis-Zeit sowie der Nacheiszeit.

Im Muschelkalk (mittlere Trias) werden die Wellenbildungen, die Anhydritgruppe und der obere Muschelkalk (Hauptmuschelkalk) gegeneinander abgegrenzt. Die Wellenbildungen, bestehend aus Wellendolomit, Wellenmergel mit Kalkbänken und den mergeligen Orbicularis-Schichten, messen etwa 45 m (BRAUN 1920, S. 191). Die Anhydritgruppe, unterteilt in Hauptanhydrit (stark tonig, Steinsalzvorkommen eher an der Basis und örtlich stark ausgelaugt) und Anhydritdolomit, schwankt infolge dieser Auslaugungserscheinungen in ihrer Mächtigkeit stark zwischen 25 und 80 m. An ihrem Ausbiss ist sie üblicherweise durch Gehängeschutt des oberen Muschelkalkes verdeckt. Die Anhydritgruppe wird zur Zeit von HAUBER bearbeitet.

Der obere Muschelkalk besteht aus den Formationsgliedern Trochitenkalk, Plattenkalk und Trigonodus-Dolomit, und wurde von MERKI (1961) untersucht. Er bildet im untersuchten Gebiet schwach geneigte Tafeln aus harten Karbonatgesteinen. Die Schichtköpfe sind steil, stark der Erosion ausgesetzt. Während der meist spätige Trochitenkalk kaum dolomitische Gesteine aufweist, setzt die Dolomitisierung mikritischer Kalke im Plattenkalk ein. Der Uebergang dieser beiden Formationsglieder ist im Felde fließend: Spätige Bänke nehmen gegen oben ab. Die Trigonodus-Dolomite sind porös, mit Drusen und Kavernen, und enthalten "nodular cherts". Auf den Tafeln sind sie oberflächlich stark zu Lehm

Fig. 2: Schematisches stratigraphisches Sammelprofil des Gebiets westlich von Frick



verwittert. Dolinen zeugen von der starken geochemischen Erosion. Die Mächtigkeit wurde von MERKI (1961, S. 163) mit ca. 75 m angegeben; sie dürfte im Gebiet des Wabrig auf ca. 65 m reduziert sein.

Der Keuper (obere Trias) wird im Untersuchungsgebiet nach deutscher Systemgliederung (BRAUN 1920, S. 197) in einen unteren und einen mittleren Keuper unterteilt. Der untere Keuper besteht aus ca. 5 m mächtigen, an der Basis tonigen und mergeligen Alaunschiefern und im Dach aus Rauhwacken, Brekzien und Dolomiten ("Zellendolomiten") der Lettenkohle.

Zum mittleren Keuper gehören die folgenden Formationen: Der Gipskeuper mit Mächtigkeiten zwischen 60 und 100 m ist nirgends aufgeschlossen. Ca. 10 m Schilfsandstein sind mergelig-sandig und nur örtlich als Sandsteine in Rinnenfazies (WURSTER 1964, Fig. 25) ausgebildet. Darüber liegen ca. 20 - 30 m untere und obere bunte Mergel, abgegrenzt durch 3 - 5 m des mikritischen harten Gansinger-Dolomits. Der obere Keuper (Rhät) fehlt primär (BUSER 1952).

Der Lias ist mit 17 - 25 m geringmächtig. Er ist vorwiegend mergelig ausgebildet mit wenigen Kalklagen. Als einzige Härterippe liegen über den basalen ca. 2 m mächtigen Insektenmergeln (SCHLATTER 1975) die ebenfalls ca. 2 m mächtigen harten Kälke der Angulaten- und Arietenschichten (Arietenkalk).

Der Dogger wird in eine untere (Opalinuston bis Blagdeni-Schichten), eine mittlere (Hauptrogenstein s.l.), und eine obere Abteilung (Spatkalk bis Lamberti-Schichten) gegliedert. Der Opalinuston besteht aus 70 - 80 m mächtigen Mergeln und Tonen. Oberflächlich ist er stark zu Lehm verwittert. In ihrer Anlage periglaziale Kriech- und Rutschbewegungen der Lehme entlang von hangparallelen Schichten führten zu Abrisskanten, Rutschwülsten und Dellen. Der "untere" Dogger (Murchisonae bis Blagdeni-Schichten, GSELL 1968, S. 42), besteht aus 65 - 70 m mächtigen Wechsellagerungen von Mergeln, Mergel- und Sandkalken. Der Hauptrogenstein wurde von SCHMASSMANN (1945) und BUSER (1952) bearbeitet. Seine harten und oolithischen Kalke bilden auf dem Thierstein- und Homberg den Abschluss der mesozoischen Serien. Die Geländeoberfläche dieser Tafelberge weist nur eine geringmächtige und unvollständige Bodenbildung auf (Rendzina).

Aufgrund vieler Bohrungen wurde der Verlauf der Felsobergrenze im Tal der Sissle von Hornussen bis Eiken und im Tal des Bruggbachs von Wittnau bis Frick verfolgt. Es zeigte sich, dass die pleistocänen Gletscher die Täler als einfache Tröge ausgekolkt hatten. An Ablagerungen wurden Sedimente im Zusammenhang mit den riss- und würmeiszeitlichen Vergletscherungen festgestellt:

Ein 2 - 3 m mächtiger Film von Grundmoränenlehmen mit 70 - 80 % Kalkgehalt wurde mit seitlich gelegenen "höheren" Schottern der Risseiszeit verknüpft (BRAUN 1920, GRAUL 1962, HANTKE 1978, S. 350), obwohl er kaum von Verwitterungslehm unterschieden werden konnte. Würmeiszeitliche (?) Moränenablagerungen sind am Nordabhang des Thiersteinbergs anzutreffen. Spätwürmeiszeitlich wären die ausserhalb der Gletscher fluviatil abgelagerten "Juraschotter" zu betrachten, welche im Sissletal und seinen Nebentälern zur Ablagerung gelangten. Diese kiesigen Schotter erreichten in der Talachse in der

Regel Mächtigkeiten von 10 - 20 m. Während die "höheren" Schotter 10 - 15 % alpine Gerölle aufweisen, sind es bei den "Juraschottern" nur mehr 0 - 5 %.

Teils pleistocänen, teils holocänen Alters sind die ausgedehnten Gehängeschutt-Massen, welche die Flanken (vor allem die Schichtköpfe) der Muschelkalk- und der Hauptrogenstein-Tafeln säumen und grosse Flächen bedecken. Sie entstanden als Folge der Wirkung von Spaltenfrost und der verstärkten Erosion an exponierter Lage. Dadurch entstanden eine Anzahl von Kerbtälchen (MACHATSCHEK 1973, S. 61). Grosse Sackungen entstanden rund um den Thiersteinberg, möglicherweise beim Rückzug der Gletscher, zusammen mit tektonischer Einwirkung. Löss konnte an keiner Stelle belegt werden. Schwemmlerme sind aber nicht ohne weiteres von verschwemmten und verlehmten Lössen zu unterscheiden. Die Böden über solchen Sedimenten sind schwach pseudovergleyte Parabraunerden (GERMANN 1976).

2.2. Tektonik

In Anlehnung an eine ältere Darstellung (VOSSELER 1928, Tafel III) wurde der Verlauf der Strukturen auf der hydrogeologisch wichtigen Basisfläche des Trochitenkalks verfolgt (Fig. 3).

Im südlichen Bereich fallen die Schichten generell mit $4 - 8^{\circ}$ nach Süden bis Südosten. Im Nordwesten des Gebiets fallen die Schichten zwischen Mumpf und Münchwilen nach Nordosten gegen das Sisslefeld ein; die Plateaux östlich und westlich des Eichbühlgrabens (4 in Fig. 3), vor allem aber auch der Wabrig, sind als flache Antiklinalen ausgebildet. Die Muschelkalk-Tafeln liegen auf 450 - 550 m, die Hauptrogenstein-Tafel auf 700 - 740 m Höhe.

Das Fischingerbach- und evtl. auch das Möhlinbachtal bilden Strukturterrassen. Bei ihnen, wie auch bei den anderen, von Südost nach Nordwest verlaufenden Tälern gibt es keine Hinweise auf ein tektonisches Vorgezeichnetsein der Talbildung.

Dieser einfache Strukturenverlauf wird stark durch Brüche zweier Gross-Systeme unterbrochen:

Die Rheingraben-Brüche (BUXTORF 1916, S. 240) sind häufig Grabenbrüche (z.B. Jättetalverwerfung, Nr. 2 in Fig. 3), z.T. mit Staffelbrüchen (z.B. Katzenfluh-, Sichteletenhof- und Eichbühlgraben, Nrn 1, 3 und 4 in Fig. 3, nach BLOESCH 1910, S. 621, und BRAUN 1920, S. 236), seltener einfache Verwerfungen (z.B. in Wegenstetten: vgl. SCHMASSMANN 1968).

Die Brüche in der Fortsetzung der von Ostnordost nach Westsüdwest ziehenden Mandacher Störung (BLOESCH 1910, S. 629) lassen sich durch das Tal der Sissle bis westlich von Frick zum Wollberg verfolgen. Im Tal der Sissle manifestiert sich die Mandacher Störung durch Versteilung der Schichten am Talrand und durch eine Salzquelle. Westlich von Frick ist sie in sechs Teilbrüche aufgefächert, deren Sprunghöhen von Ost nach West abnehmen und am Wollberg nur noch ca. 10 m betragen.

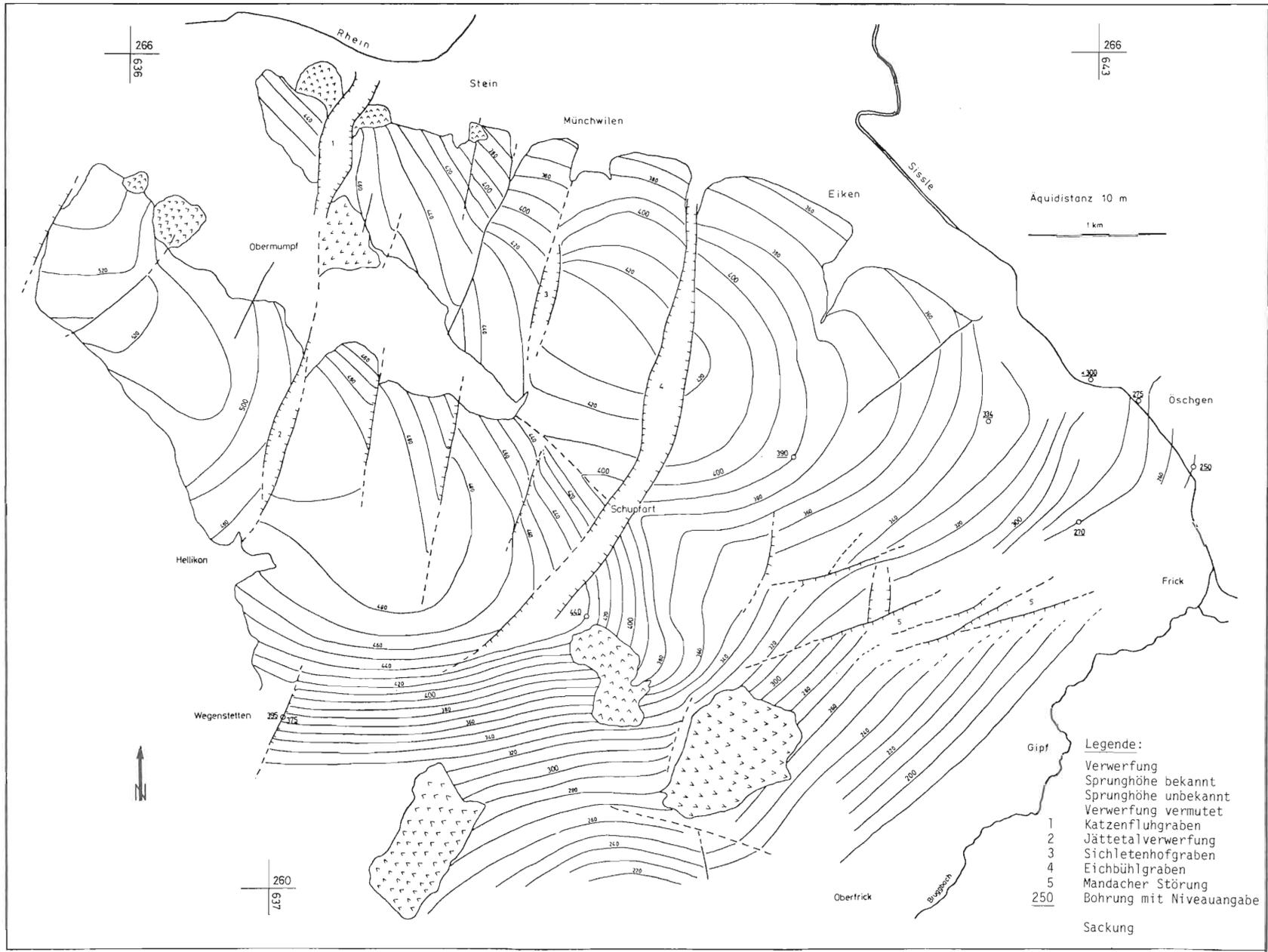


Fig. 3: Strukturisohypsen der Basis Trochitenkalk

Die Rheingraben-Brüche gelten als eocaenen bis miocaenen Alters (BLÖESCH 1910, BUXTORF 1916, HERZOG 1956). Im Bereich Wollberg bis Frick wird ein Grabenbruch "rheinischer Richtung" von einer Verwerfung mit "Mandacher Richtung" geschnitten. Somit ist die Bildung der Mandacher Störung jüngern Datums. Sie ist pliocaenen Alters, im Zusammenhang mit der Jurafaltung entstanden (WILDI 1975, S. 483). Die tektonischen Bewegungen gingen jedoch vom Pliocaen ins Quartär weiter (WITTMANN 1941). Beim Erdbeben in der Nacht vom 18./19. September 1356 wurde die Burg Thierstein am Ostabhang des Thiersteinbergs zerstört. Das Gebiet liegt in einer Zone aktiver Riftbildung (MUELLER, ILLIES et al. 1970).

3. Haushalt der Oberflächenwässer

3.1. Niederschlag

Im Untersuchungsgebiet stehen für die Messung der Niederschläge Auffanggefässe vom Typ HELLMANN der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt (MZA) in Frick und in Wittnau, welche täglich auf 0,1 mm genau abgelesen werden. In Frick steht ausserdem auf dem Gelände der ARA ein Regenschreiber des Baudepartements des Kantons Aargau, Abt. Gewässerschutz. Bei diesen Messgeräten muss mit einem Fehler von $\pm 10\%$ gerechnet werden (RICHTER & LILLICH, 1975, S. 110).

Das Niederschlagsgeschehen in der Schweiz wurde von UTTINGER (1965) aus den Messreihen 1901 - 1940 und teilweise 1931 - 1960 ausgewertet und kartographisch dargestellt. Für die Station Frick betrug die durchschnittliche Jahressumme (1901 - 1940) 110 cm. Da für Frick die Messreihe 1931 - 1960 nicht ausgewertet worden war, wurden die Werte der älteren Periode mit einer selbst zusammengestellten Messreihe 1939 - 1975 verglichen.

In dieser eigenen Messreihe wurde eine durchschnittliche Jahressumme von 105 cm festgestellt. Der abnehmende Trend der Niederschläge lässt sich auch für die benachbarte, etwas höher gelegene Station Wittnau ersehen, wo 1901 - 1940 eine durchschnittliche Jahressumme von 105 cm, 1931 - 1960 eine solche von nur noch 100 cm registriert worden war.

Das Untersuchungsgebiet weist den Juni als Monat mit dem höchsten Niederschlag auf. Der Niederschlag der Jahre 1974 - 1977 ist anhand der Summendiagramme in Fig. 4 ersichtlich. Während die Jahre 1974 und 1975 durchschnittliche Niederschlagsmengen aufweisen, gilt das Jahr 1976 als sehr trockenes und 1977 als relativ nasses Jahr.

Zur Beurteilung des Niederschlags im Einzugsgebiet der Sissle wurde die Isohyetenkarte von UTTINGER (1965) interpretiert: Das Fricktal befindet sich in einer relativ niederschlagsarmen Zone von 100 - 110 cm zwischen dem Ausläufer der hohen Niederschläge im Schwarzwald und derjenigen der Juraketten. Ueber 110 cm sind nur im Süden des Einzugsgebiets (Salhöf, Bänkerjoch, Staflelegg) zu erwarten. Aus diesem Grunde schien es statthaft, den Stationsniederschlag von Frick als Gebietsniederschlag für das ganze hydrologische Einzugsgebiet der Sissle einzuführen.

3.2. Verdunstung

Die Verdunstung (Evapotranspiration) wurde nach den empirischen "Verdunstungsformeln" von KOEHL und von TURC berechnet:

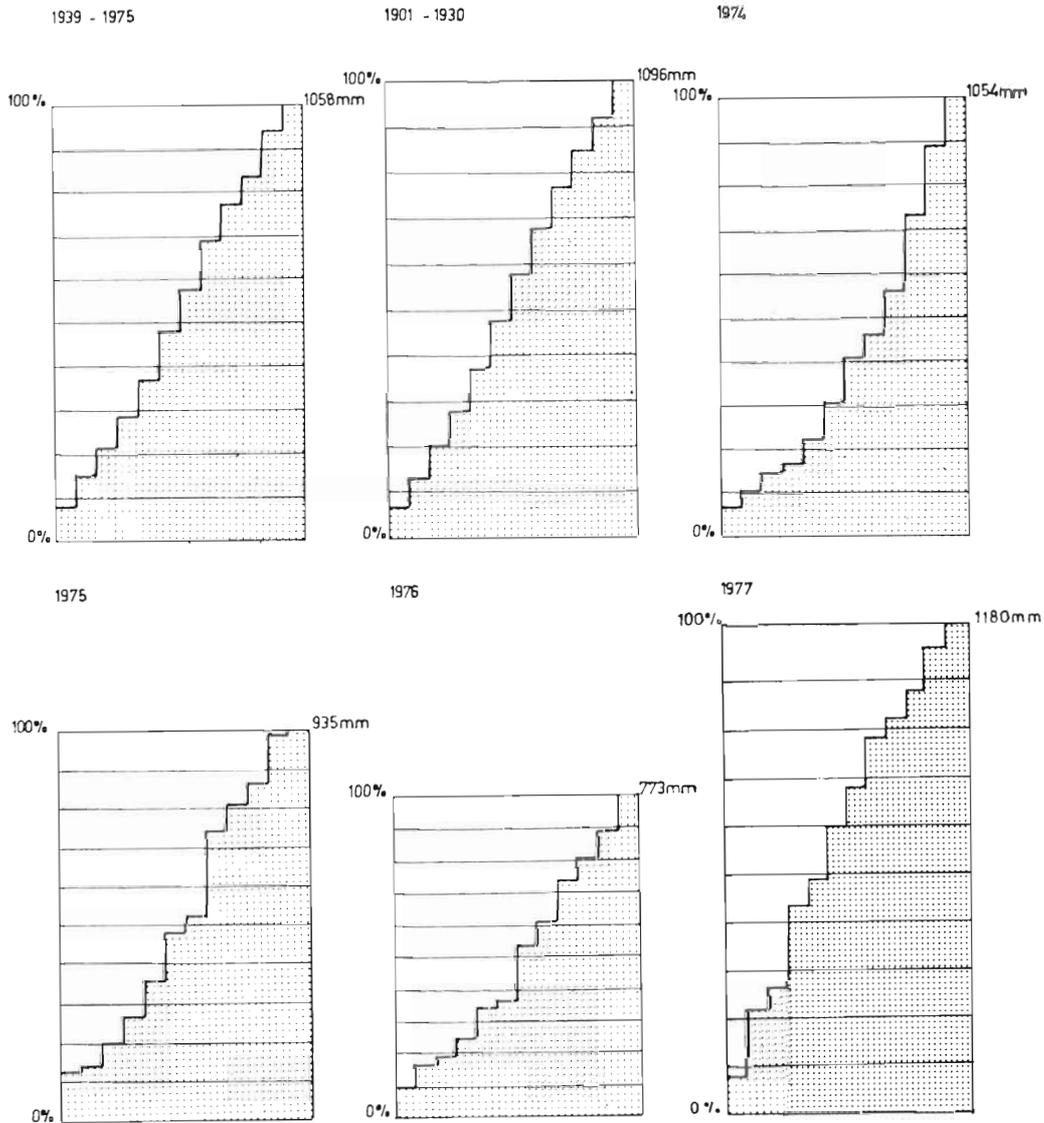
Die "Formel" von KOEHL, als "Landesverdunstung" für das schweizerische Rheingebiet entwickelt, gilt für langfristige Jahresmittelwerte des Niederschlags. Sie lautet:

$$V = 660 - 0,18 \cdot h_m$$

V = Verdunstung in mm/Jahr

h_m = mittlere Gebietshöhe (Kap. 3.3.1.)

Fig. 4: Summendiagramme der Niederschläge von Frick



Die mittlere Landesverdunstung nach KOEHL beträgt ca. 563 mm, d.h. ca. 54 % des Niederschlags von 1050 mm. Der Einfluss der Höhenlage zwischen 300 und 700 m.ü.M. beträgt ca. 75 mm (ca. 12 %). Die Beurteilung der Bodenvegetation wird nicht berücksichtigt.

Die Formel von TURC berechnet die reelle Evapotranspiration eines Gebiets, d.h. der "tatsächlich während einer betrachteten Zeitperiode eingetretene Wasserverlust durch Verdunstung" (RICHTER & LILLICH, 1975, S. 120). Sie lautet:

$$V = \frac{N}{\sqrt{0,09 + \frac{N^2}{(300 + 25 t + 0,05 t^3)^2}}}$$

N = Jahresniederschlagssumme in mm/Jahr

t = Jahresmitteltemperatur der Luft, in °C.

Nach TURC nimmt die Verdunstung zwischen 800 und 1100 m und bei 9° bzw. 10 °C folgende Werte an:

	N = 800 mm	900 mm	1000 mm	1100 mm
t = 9 °C.	V = 525 mm	569 mm	611 mm	651 mm
t = 10 °C.	V = 535 mm	581 mm	624 mm	665 mm

Der Unterschied zwischen diesen verschiedenen Werten für die Verdunstung beträgt 12 - 13 %. Die Beurteilung der Vegetationsdecke wird auch bei der Formel von TURC nicht berücksichtigt.

BURGER (1943) diskutierte Abflussuntersuchungen in einem bewaldeten und in einem unbewaldeten Einzugsgebiet in der Gegend des Napf. Der Verdunstungsunterschied zwischen Waldgebiet und Weideland betrug dort 12 %.

GERMANN (1976) untersuchte den Wasserhaushalt von Wald und Wiese auf "schwach pseudovergleyter, aus Löss entstandener Parabraunerde" in Möhlin. Nach diesem Autor unterscheidet sich die Versickerungsrate im Wald von derjenigen im Wiesland um 2,2 - 4,1 %. Der Unterschied an Interzeption zwischen Wald und gedüngter Wiese hingegen beträgt 20 %. Interessant an den Untersuchungen ist ferner, dass der Anteil der Versickerung in den tieferen Untergrund für den Wald mit 3,5 % und für die Wiese mit 5,7 - 7,6 % angenommen worden war. Diese geringen Werte schliessen eine Grundwasser-Neubildung unter dem untersuchten Bodentypus nahezu aus. Die Angaben von GERMANN konnten nicht auf die vorgefundenen Verhältnisse übertragen werden.

Unter Berücksichtigung der oben erwähnten Formeln und Argumente wurde für die folgenden Berechnungen eine Verdunstung für das Jahr 1975 von 514 mm = 55 % bei 0 % Bewaldung, und eine solche von 608 mm = 65 % bei 100 % Bewaldung angenommen.

Mittels der Berechnung des Einzugsgebiets von Quellen wurden für 1976 Verdunstungswerte von ca. 487 mm = 63 % des Niederschlags für 0 % Bewaldung des Einzugsgebiets, und ca. 564 mm = 73 % bei 100 % Bewaldung errechnet:

$$E = \frac{Q}{N - V} = \frac{\bar{Q}_{1975}}{N_{1975} - V_{1975}}$$

\bar{Q}_{1975} = durchschnittlicher Quellertrag 1975 in m³/J

E = theoretisch errechnetes Einzugsgebiet in m²

N_{1975} = Niederschlag in Frick 1975, in m/Jahr

V_{1975} = geschätzte Verdunstung 1975, in m/Jahr

3.3. Oberflächlicher Abfluss

Das oberirdische Einzugsgebiet der Sissle beträgt bis zum Pegel von Eiken 123,5 km² (Koordinaten 642'028/264'718, Kote 314.65 m.ü.M) bei einer mittleren Höhe von 538 m.ü.M.

Bei der Sissle variiert die Form der Abflusskurven einerseits als Folge von Dauer und Intensität des Niederschlags, andererseits auch als Folge der Quellschüttungen im Einzugsgebiet (A_Q , der sog. "quellwasserbürtige" Abflussanteil), d.h. indirekt vom Niederschlagsgeschehen der vergangenen Wochen und Monate.

So waren die Abflussspitzen im Winter bis Frühjahr eher etwas grösser und längerdauernd, im Sommer und Herbst dagegen weniger gross und kurzfristig. Die höchste Abflussmenge 1959 - 1976 betrug am 22. September 1968 $36,9 \text{ m}^3/\text{sec}$.

Die durchschnittliche Jahresabflussmenge (MQ) in der Periode 1959 - 1976 betrug $1,58 \text{ m}^3/\text{sec}$ ($= 12,79 \text{ l/sec} \cdot \text{km}^2$). Die grösste mittlere Jahresabflussmenge betrug 1965 $2,98 \text{ m}^3/\text{sec}$ ($= 5,81 \text{ l/sec} \cdot \text{km}^2$). Der mittlere spezifische Abfluss ist nach der Auswertung der Limnigraphenstreifen bekannt. Er beträgt 11,90, 12,79 bzw. $5,81 \text{ l/sec}$ pro km^2 Einzugsgebiet.

Mit den Zahlen, die in den vorangegangenen Kapiteln ermittelt worden waren, wurde eine hydrologische Bilanz für das Einzugsgebiet der Sissle bis Eiken für die Jahre 1974 - 1976 errechnet (Tab. 1). Abgeführte oder zugeführte Wassermengen mussten nicht berücksichtigt werden. Auch wurden keine Reservenänderungen berücksichtigt, sondern es wurde die Verdunstung als unbekannte Grösse aus den bekannten Angaben ausgerechnet. Dabei zeigte es sich, dass die errechneten Werte für 1975 ($618 \text{ mm} = 66 \% \text{ des Niederschlags}$) und vor allem für 1976 ($486 \text{ mm} = 73 \% \text{ des Niederschlags}$) im Vergleich mit den in Kap. 3.2. ermittelten Verdunstungswerten etwas grösser ausfielen.

Im Trockenjahr 1976 muss vermutlich mit einem Aufbrauch von Reserven gerechnet werden ($N - V < A$). Die Verdunstung wäre also etwas geringer zu veranschlagen als in Tab. 1, was eher für die in Kap. 3.2. ermittelten Werte spricht. Der Grundwasserabfluss wurde in Kap. 4.6.2. mit $62 - 108 \text{ l/sec}$, im Mittel ca. 93 l/sec bestimmt. Der durch diese Spannweite in der hydrologischen Bilanz erzeugte Fehler beträgt weniger als 1% .

Das oberirdische Einzugsgebiet des Fischingerbachs bis zur Messstelle oberhalb der Gipsmühle von Schupfart (Koordinaten $638'700/263'570$, Kote ca. 410 m.ü.M.) beträgt $3,8 \text{ km}^2$ bei einer mittleren Höhe von ca. 520 m ü.M.

Der Abfluss des Fischingerbachs schwankte weniger als derjenige der Sissle, weil der Quellwasseranteil (A_Q) einen grösseren Prozentsatz des Gesamtabflusses ausmachte. Die mittlere Abflussmenge in der zweiten Hälfte 1976 (Juli - Dezember) der 14 in diesem Zeitraum bestimmten Abflüsse betrug ca. 2300 l/min , entsprechend einer Abflusshöhe von 16 cm für das oberirdische Einzugsgebiet. Die Niederschlagshöhe in diesem Zeitraum betrug $48,7 \text{ cm}$.

Auch für den Fischingerbach wurde eine hydrologische Bilanz aufgestellt (Tab. 1). An der Messstelle wurde ein allfälliger unterirdischer Abfluss (A_U) vernachlässigt. Ohne Berücksichtigung von Reserven bleiben in der einfachen Wasserbilanz $V = N - A$ $32,9 \text{ cm}$, entsprechend 68% für die Verdunstung übrig. Diese Verdunstungshöhe liegt etwa in der gleichen Grössenordnung wie jene in Kap. 3.2. geschätzte.

Tab. 1: Wasserbilanz für die Einzugsgebiete von Sissle und Fischingerbach

	Niederschlag		Abfluss		Grundwasserabfluss	Verdunstung		
	mm	Mio. m ³ /J	l/sec·km ²	Mio. m ³ /J	Mio. m ³ /J (93 l/sec, Tab. 8)	mm	Mio. m ³ /J	% der N
<u>Sissle</u>								
1974	1054	130	11,90	46,3	2,9	611	75,4	58
1975	935	115	12,79	49,8	2,9	618	76,3	66
1976	773	95,5	5,81	22,6	2,9	564	70,0	73
<u>Fischinger- bach</u> JuTi bis Dezember 1976	487	1,85	10,09	0,60	0	329	1,25	68

4. Hydrogeologische Untersuchungen

4.1. Kurzer historischer Abriss

Der erste naturwissenschaftlich arbeitende Hydrogeologe im Kanton Aargau war F. MUEHLBERG. Mit seiner unvollendet gebliebenen Erstellung einer Quellenkarte samt Quellenkataster (MUEHLBERG 1896/1905) leistete er Pionierarbeit. Bei der Ueberprüfung der "Quellenhefte" der Gemeinden im Untersuchungsgebiet erwies sich die Aufnahme und Lokalisierung der Quellen durch seine Mitarbeiter mit wenigen Ausnahmen als richtig.

Mit Ertrags-, Temperatur- und Härtemessungen beschrieb VAN WINGEN (1923) das Grundwasser im Villiger Geissberg. Er gelangte zum Schluss, dass nur 14,1 % der Niederschläge wieder in den Quellen erscheinen (vgl. Kap. 3.2.), dass Kluftquellen keine genügende Filterwirkung aufweisen (vgl. Kap. 6.1.) und dass der geochemische Abtrag von Kalk im Malm des Geissbergs 0,015 mm/Jahr beträgt (vgl. Kap. 5.2.2.6.). Er belegte Chloridkonzentrationen von 2 und weniger mg/l (vgl. Kap. 5.2.2.2.).

A. HARTMANN beschrieb vor allem die Mineral- und Thermalquellen im Jura (1925, 1953). Daneben entfaltete er eine rege Gutachtertätigkeit, z.B. über die Trinkwasserversorgung der Gemeinde Oeschgen (1937).

Die moderne Bewirtschaftung von Grundwasser bedarf hydrogeologischer Grundlagen aller Art. Solche wurden im weiteren Untersuchungsgebiet von JAECKLI & KEMPF (1972), JÄECKLI & WYSSLING (1972) und SCHMASSMANN (1970/1972) publiziert.

4.2. Das Quellen- und Grundwasser-Messprogramm 1975 - 1977

Das Programm bestand aus der Messung von Quellerträgen, Grundwasserspiegeln sowie Quell- und Grundwassertemperaturen. Während der Zeit von 1975 - 1977 wurden in allen Quellen Ertrag und Temperatur gemessen, in 23 Quellen regelmässig alle 14 Tage. Die Genauigkeit bei der Messung der Erträge mit dem Messkübel liegt vermutlich innerhalb von ca. $\pm 5 - 10$ %. Tab. 2 zeigt die Kennwerte der 23 regelmässig beobachteten Quellen.

In allen bekannten Beobachtungsrohren und -schächten wurden 14-täglich Grundwasserspiegel und -temperatur ausgewertet. Auch wurden Messungen früherer Jahre miteinbezogen.

4.3. Grundwässer der Festgesteine

4.3.1. Durchlässigkeit der Festgesteine

Bei den untersuchten wasserdurchlässigen Festgesteinen handelt es sich in erster Linie um den oberen Muschelkalk (Hauptmuschelkalk) und den Haupttrogenstein, untergeordnet um Gansinger-Dolomit, Arietenkalk und "unteren" Dogger. Die Gesteine bestehen aus Karbonaten mit vorzugsweiser Zirkulation entlang von Klüften und Verwerfungen. Karsterscheinungen sind insbesondere im oberen Muschelkalk (vor allem im Trigonodus-Dolomit) vorhanden, aber nicht derart dominant wie beispielsweise im Faltenjura der Westschweiz. Die Grenzen zwischen Zirkulation in breiten Kluftfugen und engen Karsthohlräumen sind jedoch fliessend. Das Kluftvolumen dieser Karbonate wurde in Aufschlüssen zu 0,5 - 1,1 % bestimmt.

Ferner wurde eine Zirkulation in den Evaporiten der Anhydritgruppe und des Gipskeupers festgestellt. Obwohl grosse Teile dieser Formationen tonig ausgebildet und daher dicht sind, zeugen ziemlich ertragskonstante Mineralquellen und -aufstösse an Verwerfungen sowie eine erbohrte Mineralwasser-Subtherme in Frick (SCHMASSMANN, in JAECKLI & KEMPF 1972, S. 96) von Auslaugungserscheinungen durch Grundwasser.

Die übrigen, in Kap. 2.1. beschriebenen mesozoischen Gesteine sind tonig ausgebildet und dicht; sie wirken als Grundwasserstauer.

4.3.2. Karst

Analog zur Darstellung "Entwicklung der Druckzonen" von JAECKLI (1970, Fig. 7), herrscht im Untersuchungsgebiet seichter Karst mit Quellen im Haupttrogenstein des Thierstein- und Hombergs und im oberen Muschelkalk dort, wo seine Basis über dem Vorflutniveau liegt. Auch in den karbonatischen Grundwasserleitern von untergeordneter Bedeutung herrscht seichter Karst.

Tiefer Karst mit Aufstössen und - häufig artesisch und subartesisch - gespanntem Grundwasser

Tab. 2: Kennwerte von Quellen

Nr.	Name der Quelle	Koordinaten	Kote	Exposition	Q _{max}	Datum	Q _{min}	Datum
	OBERER MUSCHELKALK							
1 u	Frauenholzquelle unten, STEIN	638'520/265'480	350	N	800	3. 3.75	22,6	16.11.76
1 o	Frauenholzquelle oben, STEIN	"	"	"	24,2	17. 2.76	2,3	29.11.76
1 s	Frauenholzquelle südwest, STEIN	"	"	"	23,7	17. 2.76	0	2.11.76
2	Zollbrunnenquelle, STEIN	638'850/265'210	365	N	207	22. 2.77	26,1	2.11.76
3	Brieglibrunnenquelle, EIKEN	641'090/264'415	365	NE	800	15. 9.75	60,0	2.11.76
4	Dorfbachquelle EIKEN	641'000/263'750	405	N	2000	8. 2.77	250	29. 6.76
5	Vollweidquelle, OESCHGEN	642'460/263'740	340	NE	1000	22. 2.77	40	30. 8.74
	GIPSKEUPER							
6 n	Seckebergquelle nord, FRICK	641'790/263'030	403	E	80,0	15. 2.75	30,0	3. 2.76
6 s	Seckebergquelle süd, FRICK	"	"	"	270	22. 2.77	22,9	2.11.76
	GANSINGER-DOLOMIT							
7	Eiletenquelle, FRICK	641'600/261'960	455	S	10,6	30.12.74	2,7	23. 6.76
8	Hohlewegquelle FRICK	641'305/262'455	488	N	60,0	28.12.74	0	2. 9.76
9	Quelle "Brand", FRICK	642'300/262'150	417	NE	11,5	17. 2.76	2,2	20. 4.76
	ARIETENKALK							
10	Glurhaldenquelle, FRICK	642'700/261'655	383	E	120	31.10.74	1,3	7. 9.76
11	Loggisbrunnenquelle, FRICK	640'900/261'890	530	E	100	1.12.75	1,4	23. 8.76
12	Quelle "Berger", EIKEN	639'930/264'155	483	N	20,0	2.12.75	0	7. 9.76
	HAUPTROGENSTEIN/UNTERER DOGGER							
13	Wasserfallen, WITTNAU (Gesamt)	639,425/260'120	605	S	1900	22. 2.77	40,0	30. 8.74
14	Quelle u. d. Berg, GIPF-OBERFRICK	639'800/260'600	600	S	30,0	30.12.74	0,3	11. 9.74
15	Suenerliquelle, FICK	643'675/260'720	420	W	205	7. 2.75	31,2	16.11.76
	SCHUTTQUELLEN: HAUPTROGENSTEIN/UNTERER DOGGER							
16o	Quelle am Berg ost, SCHUPFART	639'180/261'190	645	NW	47,8	5. 9.75	12,0	7. 9.76
16w	Quelle am Berg west, SCHUPFART	639'075/261'175	640	NW	66,7	17. 2.76	5,2	7. 9.76
17	Geissbrunnenquelle, WITTNAU	640'600/259'735	482	S	30,0	31.10.74	5,1	29.11.76
	SCHOTTERQUELLEN: HOEHERE SCHOTTER							
18w	Quelle ob dem Dorf west, FRICK	644'550/261'320	365	N	158	22. 2.77	9,1	7. 9.76
18o	Quelle ob dem Dorf ost, FRICK	"	"	"	143	22. 2.77	5,1	29.11.76

Tab. 2: Kennwerte von Quellen (Fortsetzung)

Nr.	1975 \bar{Q} 1976		$Q_{\max}:Q_{\min}$	Einzugs- gebiet (m ²)	T_{\max} (°C.)	Datum	T_{\min} (°C.)	Datum	ΔT (°C.)
OBERER MUSCHELKALK									
1 u	220	76,0	35,4		10,7	29. 6.76	8,2	3. 2.76	2,5
1 o	-	6,7	10,5	168'680	12,2	22. 8.75	8,0	3. 2.76	4,2
1 s	-	4,0			13,2	13. 7.76	9,1	16.12.75	4,1
2	-	61,0	7,9	139'000	10,7	21. 9.76	9,2	21. 5.76	1,5
3	300	100	14,3	304'000	11,6	23. 8.76	9,8	17. 2.76	1,8
4	-	-	8	788'400	11,2	16. 9.75	8,5	5. 4.77	2,7
5	350	230	250	473'700	10,7	15. 6.76	8,5	14.12.76	2,2
GIPSKEUPER									
6 u	44,9	37,4	2,7		11,7	3.10.75	9,6	17. 2.76	2,1
6 s	81,0	48,8	11,8	66'000	11,8	22. 8.75	6,5	17. 1.76	5,3
GANSINGER-DOLOMIT									
7	6,0	5,0	3,9	14'910	12,8	13. 7.76	9,6	20. 4.76	3,2
8	11,0	10,0		15'760	10,7	15. 6.76	7,6	29.12.75	3,1
9	6,7	-	5,2	3'380	12,1	15. 9.75	8,1	31. 3.75	4,0
ARIETENKALK									
10	15,0	11,0	96	7'220	13,1	7. 9.76	9,4	15. 3.75	3,7
11	-	10,0	72	9'360	14,0	13. 7.76	6,6	3. 2.76	7,4
12	8,0	3,0		4'210	13,0	15. 7.76	7,8	15. 2.75	5,2
HAUPTROGENSTEIN/UNTERER DOGGER									
13	350	230	250	447'900	9,9	13. 7.76	7,1	16.12.75	2,8
14	2,5	2,0	120	3'750	10,0	13. 7.76	7,0	31. 3.75	3,0
15	113	60,0	6,6	115'300	-	-	-	-	-
SCHUTTQUELLEN: HAUPTROGENSTEIN/UNTERER DOGGER									
16o	22,0	16,0	4,0		8,5	9. 7.76	7,5	17. 2.76	1,0
16w	33,0	16,0	12,8	48'900	8,4	9. 7.76	7,5	29.12.75	0,9
17	22,2	8,0	5,9	11'700	11,7	15.10.76	9,6	31. 3.75	2,1
SCHOTTERQUELLEN: HOEHERE SCHOTTER									
18w	37,0	24,0	17,4		11,5	21. 9.76	9,2	2.12.75	2,3
18o	21,0	15,0	25,1	72'450	11,7	7. 9.76	8,8	23. 4.75	2,1

herrscht im oberen Muschelkalk überall dort, wo seine Basis unter dem Vorflutniveau liegt (SCHMASSMANN 1968). Dasselbe gilt auch für die evaporitischen Karstwasservorkommen, wo tiefer Karst die Regel ist.

Ein unterirdischer Abfluss ungespannten Karstwassers in den "Juraschotter" der Talsohle (SCHMASSMANN, in URSPRUNG et al. 1974, S. 317), wurde anlässlich des Markierungsversuchs "Vollweidquelle Oeschgen, 12. - 28.10.76", am Seckeberg vermutet, wo innert 16 Tagen nur knapp 1 % der in eine Doline eingespülten 2,1 kg Fluoreszein wiedergefunden worden waren. Der maximale Farbnachweis erfolgte nach einer Aufenthaltszeit von 64 h, was bei einer horizontalen Distanz von 1130 m einer mittleren Fliesszeit des markierten Sicker- bzw. Quellwassers von 17,7 m/h entspricht. Diese kurze Zeit lässt auf eine intensive Verkarstung bzw. auf viele Klüfte und Fugen 1. und 2. Ordnung zwischen Einspeisungs- und Austrittsstelle schliessen (TRIPET 1973, S. 100). Der Zuflussweg von der Doline her ist aber möglicherweise nicht repräsentativ für das durchschnittliche Fliessverhalten dieser Quelle, denn die mittlere theoretische Aufenthaltszeit des Quellwassers im Erdinnern liegt mit 56 - 115 Tagen bedeutend höher (Kap. 4.3.3.).

Morphologische Karsterscheinungen sind eine grössere Anzahl Dolinen im Trigonodus-Dolomit auf den Hochflächen der Tafelberge. Sie treten zusammen mit Schichtquellen bevorzugt an Verwerfungen auf, wo denn auch häufig ein hydrologischer Zusammenhang besteht.

4.3.3. Ertragsstudien an Quellen

Im Laufe der Messungen wurde mit Glück die Periode mit Trockenwetterabflüssen des Trockenjahrs 1976 einbezogen, welche bei vielen Quellen bis fast Ende Jahr anhielt. Es wurden "unverdeckte" und "verdeckte" Karstquellen sowie Schuttquellen unterschieden.

Die Beobachtungen zeigten, dass die drei verschiedenen Quelltypen verschieden auf Niederschläge reagierten. Formationsbedingte Unterschiede wurden nicht festgestellt. Die "unverdeckten" Karst-Schichtquellen reagierten nahezu sofort massiv auf Niederschläge. Nur Mineralquellen und Aufstösse des Gipskeupers blieben ziemlich ertragskonstant. Die mit der Tiefe abnehmenden Faktoren Kluftweite und Verkarstung wirken bei tiefgründig austretenden Karstquellen dämpfend auf Schüttungsbeeinflussungen durch Niederschläge.

"Verdeckte" Karstquellen reagierten - verzögert - ziemlich stark auf Niederschläge. Meist verzögert und nur relativ schwach auf Niederschläge reagierten die Schuttquellen.

Die höchsten Schüttungsquotienten ($Q_{\max}:Q_{\min}$) wurden mit Werten mehrheitlich über 100 bei den "unverdeckten" Karstquellen festgestellt. Einige Quellen versiegten sogar zeitweise. Werte unter 10 sind eher die Ausnahme (z.B. Mineralquellen des Gipskeupers).

Die "verdeckten" Karstquellen ergaben nicht viel kleinere Werte. Vielmehr scheinen sich im Fels die mit der Tiefe abnehmende Verkarstung und Kluftweite auch auf die Schüttungsamplitude auszuwirken. Die Schüttungsquotienten der Schutt-Quellen waren im allgemeinen klein; sie schwankten zwischen 4,0 und 25,1 und lagen damit im unteren Bereich der Spannweite der Karstquellen.

Die Interpretation der Trockenwetterlinie (TWL) (Fig. 5) von Quellen und Bächen ist relativ alt. BOUSSINESQ führte 1877 den Begriff des Retentionskoeffizienten α ein, welcher Konstante im Exponenten der allgemeinen Auslaufsfunktion ist:

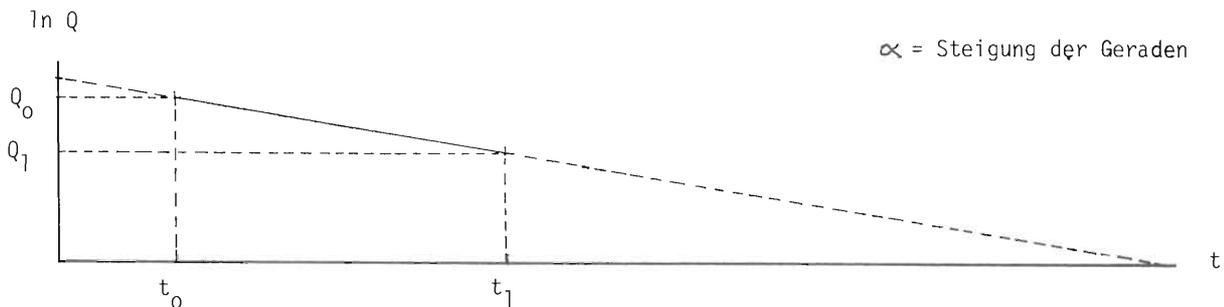
$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

Dieser Funktion gehorchen abnehmende Quellerträge mehr oder weniger, wenn im Einzugsgebiet kein Niederschlag fällt, der den Ertrag wieder ansteigen liesse.

BURGER (1956, S. 49) stellte an der Areusequelle fest, dass die Schüttung der ersten paar Tage nach einem relativen Höchstertag dieser Formel nicht gehorchte. Wie bei der Areusequelle können auch bei den Fricktaler Quellen die ersten 2,5 bis 3 Tage mit einer quadratisch abfallenden Funktion beschrieben werden. Nach KELLER (1961) beginnt die Periode der TWL erst nach ca. 3 - 4 Tagen.

ZEINO-MAHMALAT (1973, S. 49) rapportierte eine jahreszeitliche Schwankung des Retentionskoeffizienten, während TRIPET (1973) für die Areusequelle den konstanten Wert von 0,026/Tag annahm.

Fig. 5: Trockenwetterlinie



$$\alpha = \frac{\ln Q_0 - \ln Q_1}{t} = \text{Retentionskoeffizient, in Tagen}^{-1}$$

Q_0 = Schüttung zur Zeit t_0

Q_1 = Schüttung zur Zeit t_1

t = $t_1 - t_0$ = Periode der TWL

t_0 = Beginn der Periode

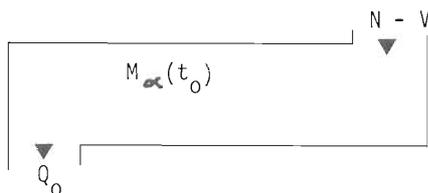
t_1 = Schluss der Periode

$$Q_1 = Q_0 \cdot e^{-\alpha(t_1-t_0)} = \int_{t_0}^{t_1} Q \, dt \quad (\text{exponentielle Abnahme der Schüttung})$$

$$M_\alpha(t_0) = \frac{Q_0}{\alpha} = \text{zum Zeitpunkt } t_0 \text{ gespeicherte Grundwassermenge, in m}^3$$

τ = mittlere theoretische Aufenthaltszeit (residence time) des Grundwassers im Erdinnern

nach dem Prinzip der "Black Box":



Definition von τ :

$$\tau = \frac{M_\alpha(t_0)}{Q_0} \quad M_\alpha(t_0) = \frac{Q_0}{\alpha}$$

$$\tau = 1/\alpha$$

BURGER (1959, S. 275) verfolgte die Theorie weiter und ermittelte die Grundwassermengen $M_{\alpha}(t_0)$, welche zum Zeitpunkt t_0 bei der Schüttung Q_0 im Einzugsgebiet gespeichert sind.

Nach IMBODEN (pers. Mitt.) gilt für den Spezialfall der exponentiellen Auslauffunktion, dass $1/\alpha$ der mittleren theoretischen Aufenthaltszeit τ , im vorliegenden Falle eines frei auslaufenden Grundwasserteilchens im Einzugsgebiet ("Reservoir"), entspricht. Nach den Box-Modellen von GARRELS, MCKENZIE & HUNT (1975, Kap. 2) ist diese Annahme einleuchtend. Dort gilt nämlich:

$$\tau = \frac{\text{Reservoirinhalt}}{\text{Auslauf}} \quad . \quad \text{Nach Fig. 5 heisst das: } \tau = \frac{M_{\alpha}(t_0)}{Q_0} \quad .$$

Nach WEYER (1972, S. 93) ist $M_{\alpha}(t_0) = \frac{Q_0}{\alpha}$ und somit ist $\tau = 1/\alpha$. Die Ermittlung der theoretischen Aufenthaltszeit von Quellwasser kann beim Trinkwasserschutz eine gewisse Bedeutung erlangen, wenn Messungen der Aufenthaltszeit anlässlich von repräsentativen Markierungsversuchen fehlen (HOEHN 1978).

Die vor allem 1976 ermittelten Retentionskoeffizienten schwankten zwischen 0,0035 und 0,048/Tag. Die zugehörigen mittleren theoretischen Aufenthaltszeiten betragen 21 - 285 Tage (Tab. 3).

Es war nicht möglich, die Retentionskoeffizienten der untersuchten Quellen einem bestimmten Quellsammler zuzuordnen. Eher besteht ein Zusammenhang zwischen dem Schüttungsquotienten und dem Retentionskoeffizienten einer Quelle, und dem Verkarstungs- bzw. Zerklüftungsgrad des Gesteins. Auch wurden keine Unterschiede zwischen "unverdeckten" und "verdeckten" Karstquellen und Schuttquellen festgestellt. Nur absolut gesehen, lagen die Retentionskoeffizienten der Fricktaler Quellen höher als vergleichbare Werte von Quellen aus einer Rissmoräne im Mittelland (JAECKLI 1976).

Weiter ist aus Tab. 3 ersichtlich, dass die Retentionskoeffizienten einzelner Quellen 1976 starken Schwankungen unterworfen waren, z.B. jene der Vल्लीweidquelle Oeschgen von 0,0087 - 0,018/Tag. Ein allen Quellen gemeinsamer Trend konnte auch hier nicht festgestellt werden.

Das Schüttungsverhalten einer Quelle wurde in den vorangegangenen Abschnitten durch den Schüttungsquotienten und den Retentionskoeffizienten charakterisiert. Der erste lässt eine Unterscheidung zwischen ausgeglichenen und unausgeglichenen, der zweite eine Unterscheidung zwischen schnell und langsam absinkenden Erträgen zu. Meist reagieren unausgeglichene Quellen mit schnell absinkenden Erträgen, also eher "schlechte" Quellen, nervös auf das Niederschlagsgeschehen, während sich umgekehrt die ausgeglichenen mit langsam absinkenden Erträgen, also eher "gute" Quellen, eher träge verhalten. Im Schüttungsquotient - Retentionskoeffizient - Diagramm (Fig. 6) wurden die beiden Zahlenwerte aller Messungen an Fricktaler Quellen aufgetragen. Die in den vorigen Abschnitten gewählte Unterscheidung in "verdeckte" und "unverdeckte" Karstquellen liess sich bei dieser Darstellung nicht durchführen. (Quellen, welche versiegen, lassen sich derart überhaupt nicht darstellen.) Typische Karstquellen, deren Quellsammler einen hohen Verkarstungsgrad und weite Klüfte aufweisen, beschränken sich zwar auf die Quadranten $Q_{\max}:Q_{\min} = 100 - 1000$ bzw. $\alpha = 0,1 - 0,001$. Karstquellen, deren Quellsammler einen niedrigeren Verkarstungsgrad bzw. kleinere Klüfte aufweisen, liessen sich hinge-

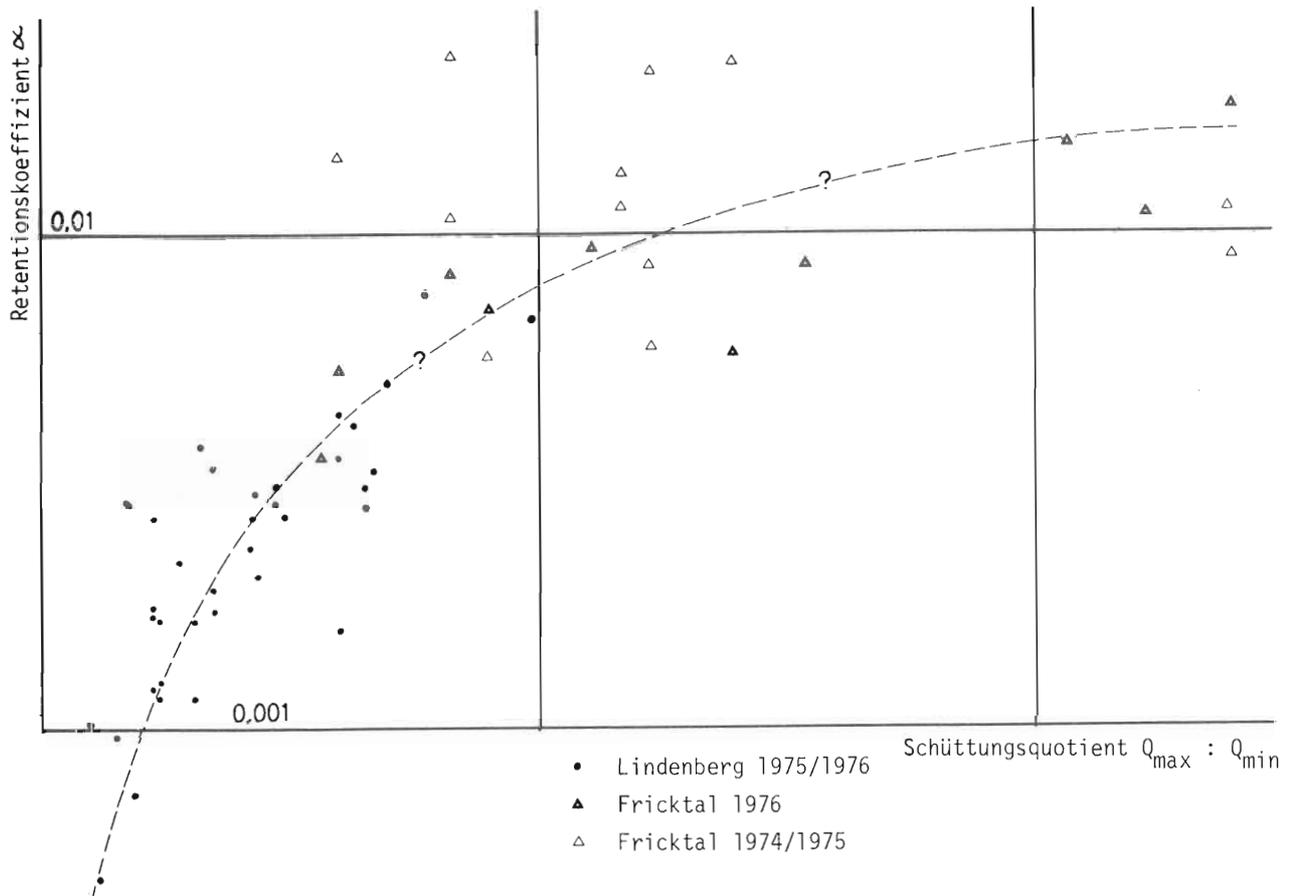
Tab. 3: Auswertungen der Trockenwetterlinien von Quellen

Nr.	Zeit	t_0-t_1 (Tage)	$Q_0(t_0)$ (l/min)	$Q_1(t_1)$ (l/min)	α (Tage ⁻¹)	τ (Tage)	
2	19. 3. - 18. 5.76	60	98	71,5	0,0053	190	WINTER
3	2. 3. - 1. 6.76	91	104	40	0,011	95	(Mitte Februar)
5	2. 3. - 20. 4.76	50	333	190	0,011	89	BIS
7	19. 3. - 20. 4.76	32	4,7	3,0	0,014	71	FRUEHLING
8	2. 3. - 20. 4.76	50	13,3	1,2	0,048	21	(Mitte Mai)
12	19. 3. - 20. 4.76	32	2,4	1,1	0,024	41	
15	5. 2. - 30. 4.76	56	112	70	0,0084	119	
15	1. 2. - 1. 4.75	59	193	49,7	0,023	43	
18 o	2. 3. - 20. 4.76	51	38,5	12,5	0,022	45	
3	18. 5. - 29. 6.76	42	46,9	27,3	0,013	78	FRUEHLING (April)
5	6. 4. - 28. 6.76	83	225	109	0,0087	115	BIS
18 w	20. 4. - 29. 6.76	70	17,1	11,3	0,0059	169	SOMMER (Mitte Juli)
1 u	1. 6. - 23. 8.76	84	70	33,3	0,0088	113	SOMMER
1 s	15. 6. - 5.10.76	112	0,8	0,1	0,019	54	(Mitte Mai)
2	19. 3. - 7. 9.76	172	98	30	0,0069	145	BIS
5	18. 5. - 9. 7.76	52	196	76,9	0,018	56	HERBST
13	28. 6. - 23. 8.76	56	20	11,1	0,011	95	(Mitte Oktober)
14	18. 5. - 23. 8.76	97	2,2	0,5	0,015	66	= Minimalabflüsse
15	2. 6. - 30. 7.74	58	57	30,1	0,011	91	
16 o	28. 6. - 7. 9.76	71	15,4	12,0	0,0035	285	
16 w	26. 7. - 7. 9.76	43	7,8	5,2	0,0094	106	

vgl. Tab. 2

1	Frauenholzquelle, STEIN	(oberer Muschelkalk)	14	Quelle unter dem Berg, GIPF-OBERFRICK
2	Zollbrunnenquelle, STEIN	" "		(Hauptrogenstein)
3	Brieglibrunnenquelle, EIKEN	" "	15	Suenerliquelle, FRICK (Hauptrogenstein)
5	Volliweidquelle, OESCHGEN	" "		
7	Eiletenquelle, FRICK	(Gansinger-Dolomit)	16	Quellen am Berg, SCHUPFART
8	Hohlewegquelle, FRICK	"		(Hauptrogenstein)
12	Quelle "Berger", EIKEN	(Arietenkalk)		
13	Wasserfallen, WITTNAU	(Hauptrogenstein)		

Fig. 6: Schüttungsquotient - Retentionskoeffizient - Diagramm



gen nicht auseinanderhalten. Sie streuten stark um den Punkt $Q_{\max} : Q_{\min} = 10$ und $\alpha = 0,01$.

Vergleichsweise wurden in Fig. 6 auch Werte von Quellen aus der Rissmoräne am Lindenberg eingetragen. Interessanterweise überlappen sich die Bereiche für Fricktal und Lindenberg kaum; die Moränenquellen gelten als "besser" als die Karst-, Kluft- und Kalkschuttquellen des Fricktaler Tafeljura.

Die Punkteschar auf Fig. 6 ist so angeordnet, dass eine Ausgleichskurve gezeichnet werden kann, welche vermutlich einer mathematischen Beziehung gehorcht (evtl. einer Ellipse). Wenn alle Quellen auf einer solchen Kurve lägen, ginge der zweite Wert aus dem ersten hervor, und eine Quelle wäre mit der einen Angabe bereits charakterisiert. Die Querschläger nach oben und nach unten zeigen aber, dass auch eher ausgeglichene Quellen mit schnell absinkenden Erträgen und eher unausgeglichene Quellen mit langsam absinkenden Erträgen auftreten, welche eine grosse Streuung bewirken.

4.3.4. Quellwassertemperaturen

Bei den Quellwassertemperaturen interessierten die Verzögerungen der Extremwerte und die Schwankungen. Im Sommer 1976 wurde versucht, die Verzögerung der Maximaltemperaturen von Quellen gegenüber der Lufttemperatur festzustellen. Die höchsten Lufttemperaturen stellten sich Ende Juni mit Werten bis über 35°C ein. Die kleineren Quellen reagierten darauf bereits im Juli. Bei jenen

mit hohem Ertrag stellte sich die Maximaltemperatur mit einer Verzögerung von 1,5 - 3,5 Monaten erst zwischen August und Oktober 1976 ein.

Die Temperaturen der Quellen mit hohem Ertrag schwankten in der Untersuchungsperiode deutlich weniger als jene der Quellen mit kleinem Ertrag. Amplituden unter 3 °C. wurden insbesondere bei den ertragsstarken Muschelkalkquellen (1,5 - 2,7 °C.) und den Schuttquellen (0,9 - 2,9 °C.) festgestellt. Solche über 3 °C. wurden bei den Quellen aus dem Gansinger-Dolomit (3,1 - 4,0 °C.) und dem Arietenkalk (3,7 - 7,4 °C.) nachgewiesen (vgl. Tab. 2).

Je kleiner die Amplitude der Quellwassertemperatur, desto eher wird die mittlere Jahrestemperatur der Luft erreicht. Wenn Quellwasser aus nur wenig zerklüftetem und verkarstem Gestein nach einer langen Aufenthaltsdauer im Erdinnern an der Erdoberfläche austritt, sind im Prinzip die Voraussetzungen für sehr kleine Amplituden erfüllt.

4.4. Der Grundwasserstrom im "Juraschotter" der Talsohle

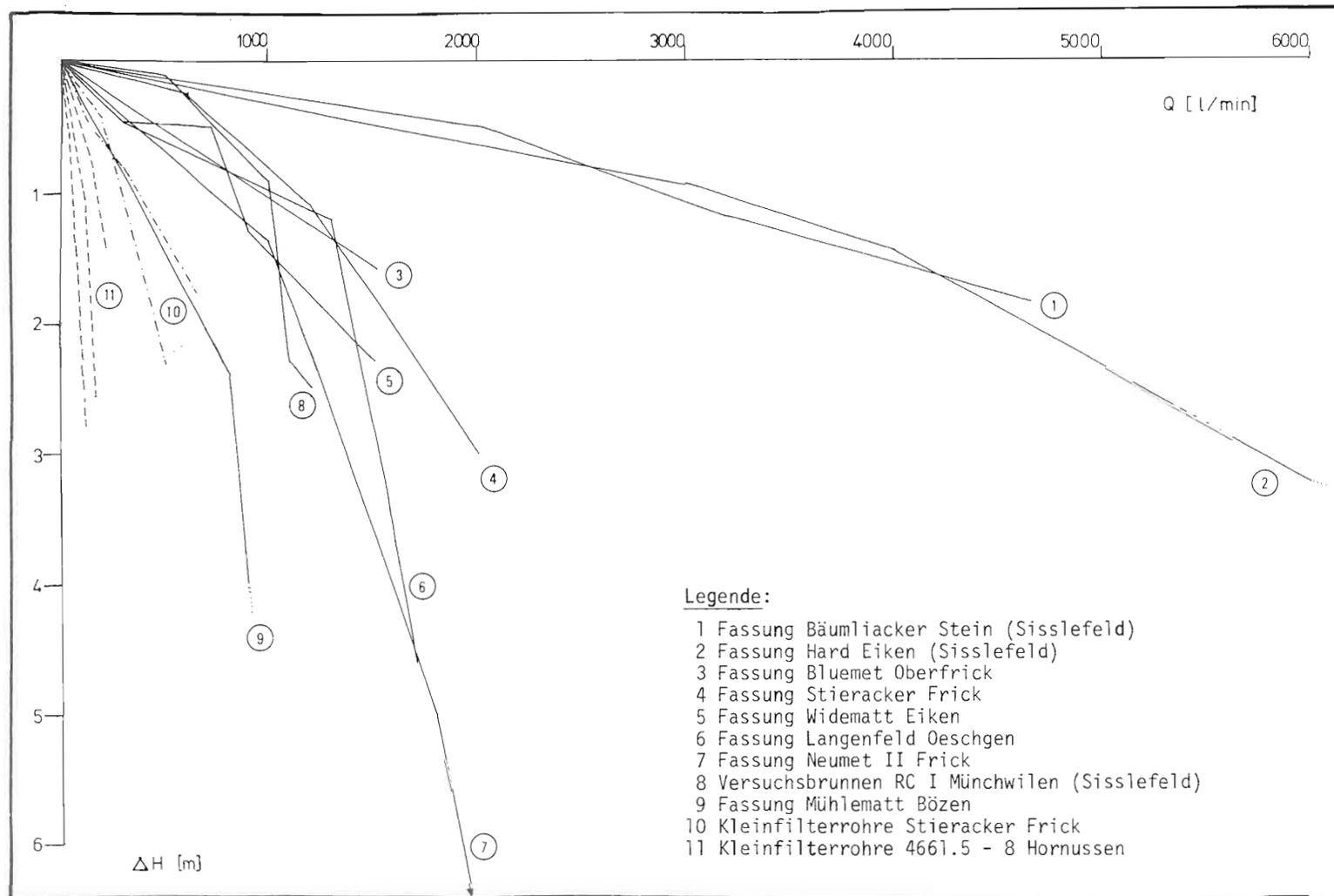
Im "Juraschotter" der Talsohle des Sissletales und dessen Seitenästen fliesst der einzige, relativ ergiebige Grundwasserstrom in den Lockergesteinen des Untersuchungsgebiets. Nebst ihm bestehen nur kleine Schichtwasservorkommen in Schutt und höheren Schottern sowie unbedeutende Grundwasservorkommen in den schmalen, parallel von Südosten nach Nordwesten verlaufenden Tälern des Möhlinbachs und des Fischingerbachs.

4.4.1. Ermittlung der hydrogeologischen Kennziffern

Aus 14 Grundwasserfassungen, 5 Kleinfilterrohren und einem Versuchsbrunnen wurden 16 Pumpversuche ausgewertet und dabei die hydrogeologischen Kennziffern ermittelt. Die Tabelle 4 stellt eine Kompilation und selbst ausgeführte Vervollständigung der für diese Arbeit erwünschten Daten dar. (Vergleichsweise wurden auch Angaben aus dem Rheintalschotter und dem oberen Muschelkalk des Untersuchungsgebiets mit berücksichtigt.)

In Ergiebigkeitsdiagrammen (Fig. 7) wurde die Absenkcharakteristik derjenigen Fassungen und Kleinfilterrohre dargestellt, von denen anlässlich der Pumpversuche mehrere stationäre Absenkungen erreicht worden waren. Es zeigte sich ein grosser Unterschied im Kurvenverlauf zwischen den beiden im Rheintalschotter gelegenen Fassungen, den Fassungen im "Juraschotter" und den Kleinfilterrohren im oberen Teil des Tals der Sissle. Die schlechteren Ergiebigkeitscharakteristika der Fassungen im "Juraschotter" rührten von der kleineren Grundwassermächtigkeit, den schlechteren Durchlässigkeitsverhältnissen im Kieskörper und den kleineren Bohrdurchmessern her. Beim Versuchsbrunnen spielte die talrandnahe Lage eine Rolle, obwohl er im Sisslefeld gelegen war.

Fig. 7: Ergiebigkeitsdiagramme von Grundwasserfassungen



Die durchschnittlichen Durchlässigkeitsbeiwerte k_f für die ganze Filterstrecke schwankten infolge der Inhomogenität der Schotter stark und sind als Gebiets- k -Werte, welche den Durchschnitt für ein Talquerprofil repräsentieren sollten, nicht tauglich. Vielmehr zeigten sie lokale Eigenarten des Schotters: In Bachnähe wurden selbst in höhergelegenen Abschnitten des "Juraschotters" im Sissletal örtlich relativ grosse Durchlässigkeiten um 1 mm/sec festgestellt. Bei den älteren Fassungen wurden etwas schlechtere Beiwerte von 0,3 - 1,0 mm/sec festgestellt. Möglicherweise hängen sie mit der eher talrandnahen Lage dieser Fassungen oder der Zufuhr von lehmigem Bachschutt (z.B. bei den neuen Fassungen "Neumet", Frick) zusammen.

Im oberen Muschelkalk wurden vergleichsweise Wasserwegsamkeitsbeiwerte bestimmt. Diese waren um 2 - 40 mal kleiner als der von SCHMASSMANN (1970) mit 1,3 mm/sec bestimmte Wert für den oberen Muschelkalk bei Schweizerhalle/BL. Der Autor wies jedoch auf derart grosse Unterschiede hin. Nach ihm sind sie eine Folge der verschieden stark ausgebildeten Zerklüftung und Zerrüttung des Gesteins in Verwerfungen.

Die errechneten Transmissibilitäten T von Grundwasserfassungen schwankten im "Juraschotter" zwischen $0,3$ und $1,9 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{sec}$. Höhere Werte wurden z.B. im Rheintalschotter mit $2,4 \times 10^{-2}$ bzw. $4,4 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{sec}$ erreicht.

Die nutzbare Porosität n' des Schotters wurde nach MAROTZ errechnet und ergab Werte zwischen 9 und 22 %.

Die Abstandsgeschwindigkeit $v_a = \frac{i \cdot k}{n}$ des Grundwassers beträgt 1 - 15 m/Tag. Oberhalb von Frick, wo das Gefälle des Tals grösser ist als im Unterlauf, sind bei gleicher Durchlässigkeit des Schotters grössere Abstandsgeschwindigkeiten zu erwarten. Grosse Fliessgeschwindigkeiten des Grundwassers könnten einerseits in Gefällsstufen und andererseits in Bachnähe in weniger lehmigem Kies auftreten.

Nach SICHARDT wird unter Brunnenergiebigkeit die empirisch ermittelte "Sandfreiheitsbedingung" oder das "Fassungsvermögen" eines Brunnens verstanden. Sie kann graphisch bestimmt werden (TRUEEB 1963, Fig. 22) und beträgt für Vertikalbrunnen im Fricktal zwischen 275 und 6600 l/min. Für den Karst ist diese Berechnungsmethode nicht statthaft: Die Zirkulation erfolgt nicht in Poren und das Auftreten von Trübestoffen ist nicht über die Entnahmemenge regulierbar.

Nach EHRENBERGER wird unter Brunnenergiebigkeit die Förderleistung bei halber Absenkung der gesamten Grundwassersäule verstanden. Spezifische Brunnenergiebigkeit heisst unter dieser Voraussetzung die Leistung bei einem Meter Absenkung. Anlässlich der Pumpversuche betrug sie bei den Fassungen im "Juraschotter" zwischen 82 und 950 l/min. Bei den Fassungen im Sisslefeld lagen die Werte mit ca. 2150 und 1840 l/min wesentlich höher. In der Karstwasserfassung von Wegenstetten betrug sie ca. 67 l/min.

Für die drei Horizontalfilterbrunnen im Untersuchungsgebiet wurde als Brunnenergiebigkeit die "dimensionslose Darstellung der Leistung von vier Fassungen der Winterthurer Wasserwerke" nach TRUEEB übernommen. Dieser Autor berechnete für jede dieser Fassungen eine Konstante c nach der Formel: $c = \frac{k \cdot H^{1,17} \cdot \Delta H^{0,89}}{Q}$, sodass in einem Diagramm $\frac{H}{\Delta H}$ gegen $\frac{Q}{k \cdot H^2}$ gezeichnet werden kann (TRUEEB 1969, Bild 5). Je grösser der Wert der Konstante c , desto grösser soll der Anströmwinkel des Grundwassers bei Pumpbetrieb sein. Die Konstanten betragen im Fricktal 1,11 bzw. 1,29; im Sisslefeld vergleichsweise 0,92.

4.4.2. Der Grundwasserspiegel und seine Schwankungen

Der Grundwasserspiegel wird stark von den infiltrierenden Bächen beeinflusst, welche nach Niederschlägen, insbesondere nach solchen im Winterhalbjahr, Hochwasser führen. Aber auch die Niederschläge beeinflussen ihn, insbesondere im Oberlauf der Bäche und in talrandnahen Lagen.

Die Bodenfeuchte, welche sich nach den Niederschlägen einstellt, wird während der Vegetationsperiode von den Pflanzen wieder transpiert (RICHTER & LILLICH 1975, S. 155). Nach ergiebigen Niederschlägen im Sommer 1975 bildete sich sogar im August Grundwasser neu.

Die Schwankungen des Grundwasserspiegels zwischen den hohen Ständen vom Februar 1970 und den niedrigen vom Oktober 1972 wurden für einige Grundwasserfassungen abgelesen. Sie betragen 2,1 - 6,2 m, wobei die in Bachnähe doppelt bis dreimal so hohen Amplituden den Einfluss der Bachinfiltration verdeutlichen.

4.4.3. Fließrichtung, Gefälle, Mächtigkeit und Flurabstand des Grundwassers

Generell fliesst das Grundwasser in Talrichtung mit einem Gefälle von 12 - 16 % im Oberlauf der Sissle bis Frick, von 6 - 9 % in ihrem Unterlauf und von 9 - 14 % im Seitental des Bruggbachs. Eine Fließrichtung von den Bächen weg wurde bei Infiltration von Bachwasser ins Grundwasser festgestellt, eine Fließrichtung zu den Bächen hin dort, wo eine namhafte Speisung durch Hangwasser erfolgt (Kap. 4.4.4.). Versteilungen im Grundwassergefälle treten bei einem Felsriegel unterhalb von Gipf zusammen mit Grundwasseraustritten und beim Uebertritt des Grundwassers ins Sisslefeld auf.

Die Grundwassermächtigkeit wurde im Hinblick auf die Ermittlung der Feldergiebigkeit bei Niederwasser (am 30. September 1974) bestimmt. Geringe Mächtigkeiten unter 5 m wurden nebst den Rändern des Grundwassergebiets beim erwähnten Engnis unterhalb von Gipf, aber auch in Frick und Eiken in Sissle nähe festgestellt. Generell weisen die tiefsten Grundwasserrinnen im Oberlauf der Sissle Mächtigkeiten zwischen 5 und 10 m, im Unterlauf zwischen 10 und 15 m auf und verlaufen in der Talmitte. Nur lokal wurden Mächtigkeiten über 20 m und Abweichungen von der tiefsten Rinne von der Talmitte weg festgestellt, z.B. unterhalb von Oeschgen.

Tab. 4: Zusammenfassung der Auswertungen aus Pumpversuchen

Parameter	i	r	H	Q	ΔH	k_f	n'	T	v_a	Q_s	spez. B'erg.
Einheiten	%	m	m	l/min	m	m/sec	%	m ² /sec	m/T	l/min	l/min pro m
<u>Messstelle:</u>											
Mühlematt Bözen	16	15,4 ¹	6,8	800	2,40	$5,4 \cdot 10^{-4}$	12	$3,7 \cdot 10^{-3}$	6,2	-	330
4661.5 Hornussen	15	0,07	8,0	95	0,88	$2,1 \cdot 10^{-4}$	8	$1,7 \cdot 10^{-3}$	3,4	-	-
4661.6 Hornussen	15	0,07	7,3	110	1,04	$2,8 \cdot 10^{-4}$	9	$2,0 \cdot 10^{-3}$	4,0	-	-
4661.8 Hornussen	15	0,07	7,1	90	1,77	$1,6 \cdot 10^{-4}$	7	$1,1 \cdot 10^{-3}$	3,0	-	-
4661.9 Hornussen	15	0,07	6,2	150	0,75	$5,5 \cdot 10^{-4}$	12	$3,4 \cdot 10^{-3}$	5,9	-	-
Ob Dorf Frick	8	?	6,7	275	3,3	$2,0 \cdot 10^{-4}$	9	$1,0 \cdot 10^{-3}$	2,0	275	82
Stieracker Frick	10	13,8 ¹	4,2	600	0,25	$3,6 \cdot 10^{-3}$	21	$1,5 \cdot 10^{-2}$	14,8	-	670
Neumet I Frick	8	0,8	8,4	1720	2,9	$6,5 \cdot 10^{-4}$	13	$5,5 \cdot 10^{-3}$	3,5	1050	590
Neumet II Frick	8	0,6	16,9	1000	1,4	$4,9 \cdot 10^{-4}$	12	$8,3 \cdot 10^{-3}$	2,8	3000	290
Blumet Oberfrick	12	0,5	9,0	860	0,9	$2,1 \cdot 10^{-3}$	18	$1,9 \cdot 10^{-2}$	12,1	3200	950
Im Dorf Gipf	2	0,5	7,9	530	3,9	$3,4 \cdot 10^{-4}$	11	$2,7 \cdot 10^{-3}$	4,7	390	130
Langenfeld Oeschgen	9	0,5	14,0	300	0,4	$7,3 \cdot 10^{-4}$	14	$1,0 \cdot 10^{-2}$	3,8	2400	370
Widematt Eiken	9	0,6	5,7	300	0,45	$2,5 \cdot 10^{-3}$	19	$1,5 \cdot 10^{-2}$	9,7	1440	650
Hard Eiken	1	24,2 ¹	16,3	3000	0,95	$2,1 \cdot 10^{-3}$	18	$3,4 \cdot 10^{-2}$	1,0	-	1840
Bäumliacker Stein	4	1,0	12,1	2000	0,5	$3,6 \cdot 10^{-3}$	21	$4,4 \cdot 10^{-2}$	5,9	6600	2150
VB RC I Münchwilen	3	0,3	4,8	500	0,1	$4,5 \cdot 10^{-3}$	22	$2,4 \cdot 10^{-2}$	5,3	1600	475
2/Stieracker Frick	10	?	5,5	196	0,4	$5,8 \cdot 10^{-4}$	14	$5,0 \cdot 10^{-3}$	3,6	-	-
Thalmatt Wegenstetten	?	0,26	33,7	600	9	$3,3 \cdot 10^{-5}$	-	$1,1 \cdot 10^{-3}$	-	-	67
0ltig Schupfart	?	?	25	300	1,0	$1-2 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	-

¹ Ersatzradius bei Horizontalfilterbrunnen

Der Flurabstand wurde im Hinblick auf die Grundwasserzustands-Beurteilung bei Hochwasser (am 1.12.1974) bestimmt. In der tiefsten Talaue betrug der Flurabstand durchgehend weniger als 5 m. Wo sich die Bäche nicht in den "Juraschotter" eingefressen hatten, wurden Trockentiefen von 5 - 10 m gemessen. Talrandnahe Lagen wiesen Mächtigkeiten des trockenen Kieses bis über 15 m auf.

4.4.4. Ermittlung der Grundwasser-Neubildung

Das Grundwasser im "Juraschotter" der Talsohle wird durch Bachinfiltration, daneben auch durch Niederschläge und durch unterirdisch zusickerndes Hangwasser gespeist. In Tab. 5 wurde festzustellen versucht, mit welcher Art von Grundwasser-Neubildung die Grundwasserspiegelanstiege in den einzelnen Fassungen erklärt werden können. (Die Sickerwasseranteile N - V betragen 1975 421 mm, 1976 294 mm.)

Tab. 5: Ermittlung der Grundwasser-Neubildung

Grundwasserfassung:	Stier- acker Frick	Bluemet Ober- frick	Neumet Frick	Langen- feld Oeschgen	Widematt Eiken		
Nutzbare Porosität n' (in %), nach MAROTZ	15	16	15	17	18		
Summe der Grundwasserspiegelanstiege S (in mm) 1975	4000	8400	6400	2600	3900		
Grundwasserneubildung S·n' (in mm) 1975	600	1344	960	442	702		
Sickerwasseranteil: N (935 mm) - V (514 mm) =	<u>421</u>	<u>421</u>	<u>421</u>	<u>421</u>	<u>421</u>		
Grundwasserneubildung infolge von Bachinfiltration und Hangwasserzuflüssen (in mm)	179	923	539	21	281		
Summe der Grundwasserspiegelanstiege S (in mm) 1976	2600	5300	3300	1500	5600		
Grundwasserneubildung S·n' (in mm) 1976	390	848	495	1008			
Sickerwasseranteil: N (773 mm) - V (479 mm) =	<u>294</u>	<u>294</u>	<u>294</u>	<u>294</u>	<u>294</u>		
Grundwasserneubildung infolge von Bachinfiltration und Hangwasserzuflüssen (in mm)	96	554	201	-	714		
Einzelereignisse:	Grundwasserspiegelerhöhung (in mm)						
Datum						1	2
30. 8.1975	27,0	6,6	300	500	-	100	450
30. 8.1976	12,5	1,4	0	150	0	0	40
13. 2.1976	22,0	2,7	400	400	600	600	2000
4.10.1976	8,5	4,3	0	0	-	0	0
1 = Niederschläge in mm							
2 = Niederschlags-Intensität in mm/h							

4.4.5. Beziehungen des Grundwassers zu den Bächen

Bis etwa zum Zusammenfluss von Sissle und Bruggbach liegt der Grundwasserspiegel meist etwa auf dem Niveau des Bachwasserspiegels. Je nach Hoch- und Niederwasserhältnissen bilden sich kleine Druckdifferenzen aus und es entsteht lokal und zeitweise In- oder Exfiltration. Dauernde Infiltration oder Exfiltration wurde im oberen Talabschnitt nur ausnahmsweise festgestellt.

Vom Zusammenfluss der beiden Bäche an ist dauernde Infiltration von Bachwasser ins Grundwasser zu erwarten. Der Grundwasserspiegel lag dort dauernd tiefer als der Sisslespiegel. Als Folge der vollständigen Infiltration des Sisslewassers ins Grundwasser trocknet die Sissle nach längerdauernden niederschlagsfreien Perioden (z.B. 1962 oder 1976) im gesamten Unterlauf bis hinauf nach Eiken aus. In dieser Zeit erfolgt der gesamte Abfluss des Einzugsgebiets unterirdisch.

Durch Ermittlung der Distanz zwischen dem Limnigraphen und den Versickerungsstellen wurde die spezifische Infiltrationsquote pro Laufmeter Bachbett (JAECKLI 1974, S. 132) errechnet; sie betrug August/September 1976 0,8 - 1,6 l/min und Laufmeter Bachbett. Bei diesen Zahlenwerten für die spezifische Infiltration handelt es sich möglicherweise um untere Grenzwerte. Beim Geschiebetrieb einer Hochwasserwelle sind grössere Infiltrationsmengen zu erwarten, während bei Niederwasser eine Kolmatierung der Bachsohle möglich ist. Andererseits wurden die obigen Zahlen bei Lufttemperaturen von 25 - 35 °C. ermittelt. Ein nennenswerter Wasserverlust infolge Evaporation war zu vermuten.

4.4.6. Grundwassertemperaturen (vgl. Tab. 6 und Fig. 8)

Die Temperatur des Grundwassers wurde jeweils mit einem Quellenthermometer am Messband am tiefstmöglichen Punkt gemessen. Beim Jahresgang der Temperaturen fiel eine zeitliche Phasenverschiebung zwischen den Bach- und Grundwassertemperaturen auf. Wo der Bach nachgewiesenermassen infiltriert, bestand in 10 - 20 m Distanz vom Ufer ein zeitliches Nachhinken der Grundwassertemperaturen von 1 - 2 Monaten (z.B. Rohr 4661.5). In ca. 80 m Distanz vom Ufer betrug die Verzögerung bereits 6 Monate (z.B. Rohr 4661.6). Im von der Sissle unbeeinflussten Grundwasser war keine Verzögerung mehr zu erkennen (z.B. Rohr X, Neumet Frick, und Rohr 52, Sisslefeld). Die homotherme Zone, in welcher die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen weniger als 1/10 °C. betragen, dürfte im Fricktal in ca. 25 - 35 m Tiefe liegen.

Die jährlichen Temperaturamplituden betragen im Oberlauf der Sissle rund 14 °C., im Unterlauf rund 24 °C. Ausgesprochen hohe Schwankungen der Grundwassertemperaturen in Bachnähe von rund 4 - 8 °C. gaben einen Hinweis auf Infiltration von Bachwasser ins Grundwasser. Bei kleinen Schwankungen von weniger als 1 °C. dürfte dies kaum der Fall sein. In den Beobachtungsrohren, in welchen nicht die gesamte Grundwassermächtigkeit erschlossen worden war, ergaben sich eher höhere Amplituden als dort, wo das Grundwasser an seiner Basis gemessen werden konnte.

Tab. 6: Grundwassertemperaturen

Beobachtungsstelle	OKT m.ü.M.	Tiefe ab OKT in m	Temperaturextremwerte in °C.				ΔT °C.
			T _{max}	Datum	T _{min}	Datum	
Rohr RP 17 Bözen Mühlematt	393.80	7,5	12,0	3.10.75	10,3	3. 2.76	1,7
Rohr 4661.5 Hornussen	373.80	13,0	14,8	26. 7.75	6,4	19. 3.76	8,4
Rohr 4661.6 Hornussen	375.20	14,0	21,1	1.12.75	9,5	10. 8.76	2,6
Rohr 4661.7 Hornussen	374.20	12,0	12,6	22. 8.75	8,4	2. 3.76	4,2
Rohr 4661.8 Hornussen	369.30	12,0	11,2	3. 2.76	9,6	26. 7.75	1,6
Rohr 4661.9 Hornussen	369.70	12,0	12,1	5. 9.75	9,3	7. 5.75	2,8
Rohr 2, Bluemet Oberfrick	382.90	10,0	13,3	7. 9.76	9,4	19. 3.76	2,1
Rohr 3, Bluemet Oberfrick	380.20	10,0	11,7	13. 7.76	9,5	17. 1.76	2,1
Stieracker Frick (Messungen nur 1974)	350.00	12,5	10,0	Mai-Okt	9,0	Januar	1,0
Rohr X Neumet Frick	340.50	20,0	11,6	29.11.76	10,6	4. 7.75	1,0
Widematt Eiken	315.53	10,0	13,6	5. 9.75	9,3	17. 2.76	4,3
Rohr FEA Eiken	329.80	12,0	11,7	1. 6.76	10,0	15.11.75	1,7
Rohr 52, Bäumlacker Stein	298.72	21,0	11,4	9. 7.76	10,7	2.12.75	0,7
Rohr RP 16 Bözen Mühlematt*	391.55	4,0	13,8	3.10.75	8,5	17. 2.76	5,3
ARA Frick*	336.07	6,0	16,4	22. 8.75	8,0	17. 2.76	8,4
Schacht Schmid Eiken*	303.00	13,5	12,8	15. 6.76	8,1	17. 2.76	4,7
Sissle bei Bözen Mühlematt	391.02	0	14,9	29. 6.76	0,9	31.12.76	14,0
Bruggbach bei Bluemet Oberfrick	-	0	24,6	13. 7.76	2,5	3. 2.76	13,6
Sissle bei Widematt Eiken	314.65	0	24,6	15. 6.76	1,0	31.12.76	23,6

* Grundwassersohle nicht erreicht

4.5. Stockwerkbau des Grundwassers

Im Tafeljura ist Stockwerkbau im Grundwasser sehr verbreitet, in den Grundwassergebieten der "Juraschotter" der Talsohle sogar die Regel, insbesondere dort, wo unter dem Schotter undurchlässige Trennschichten vorkommen (JAECKLI & KEMPF, 1972, S. 19).

An der Mandacher Störung bei Frick taucht der obere Muschelkalk unter den "Juraschotter" der Talsohle. In Frick wurde durch die Bohrung Nr. 5 der Vereinigten Schweizerischen Rheinsalinen nachgewiesen, dass artesisch gespanntes Grundwasser aus der mittleren Trias durch die Keupermergel vom

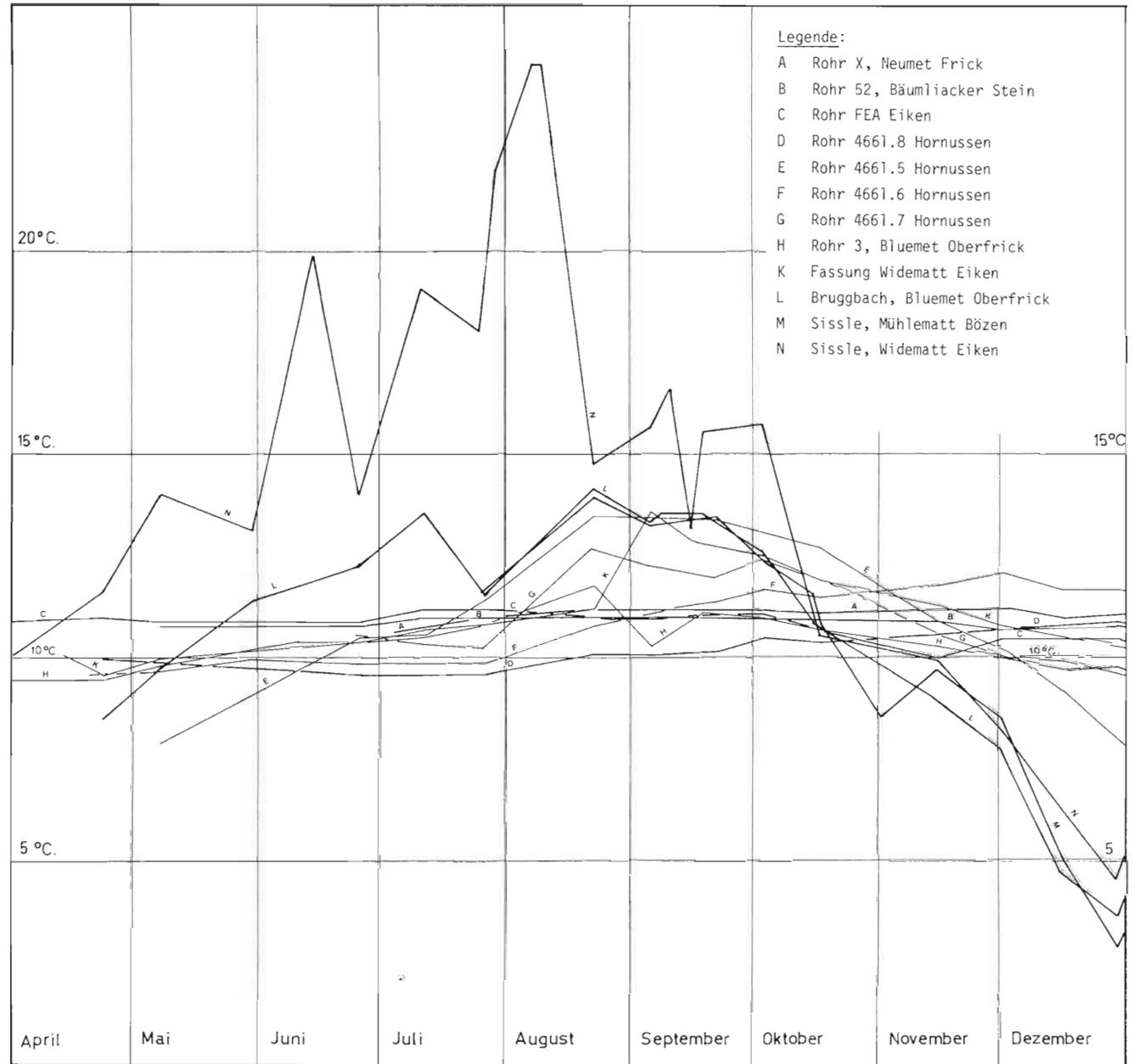


Fig. 8a: Ganglinien von Grund- und Oberflächenwassertemperaturen 1975

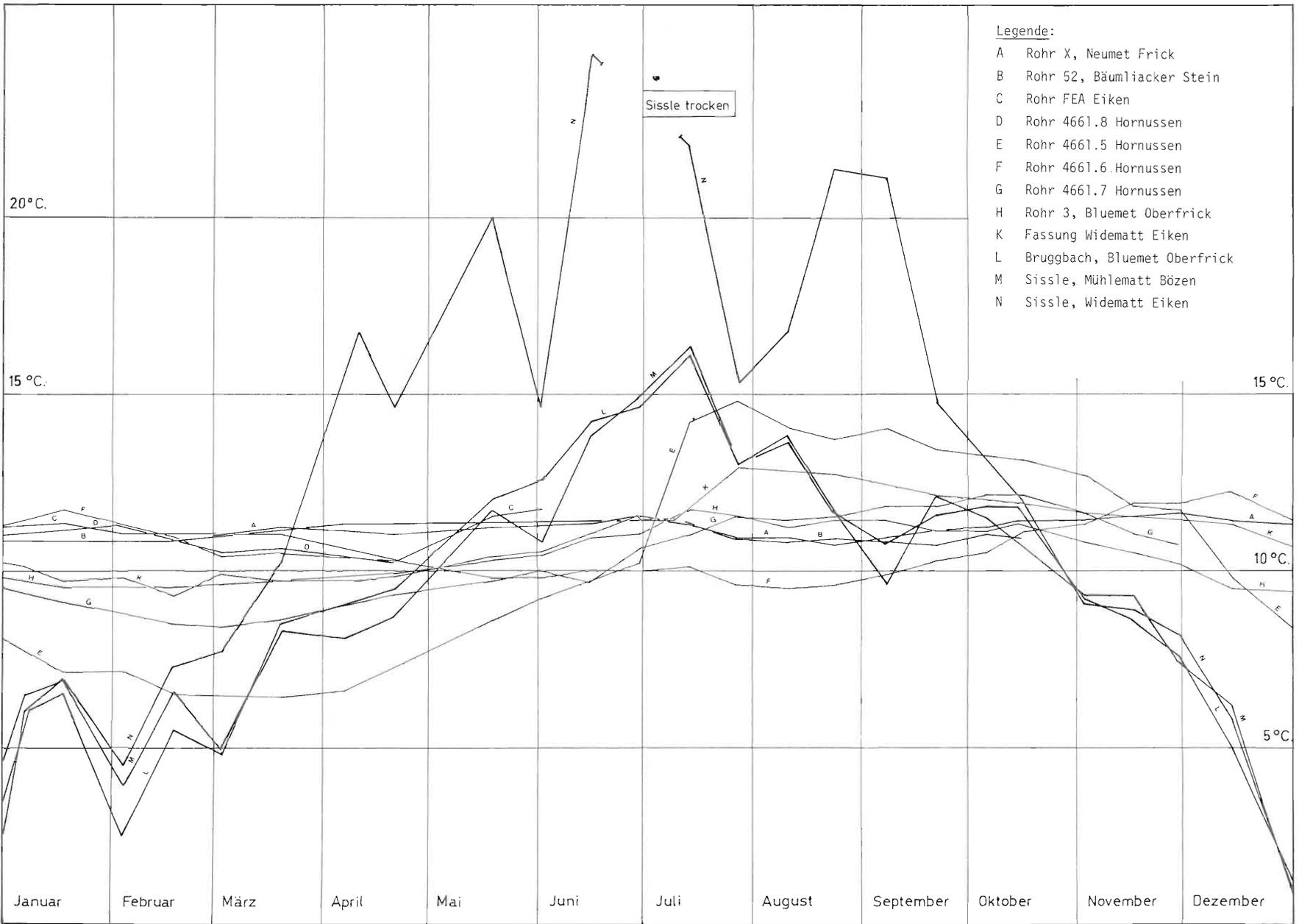


Fig. 8b: Ganglinien von Grund- und Oberflächenwassertemperaturen 1976

Schottergrundwasser getrennt ist. Aehnliche Verhältnisse wurden im Zusammenhang mit dem Salzbrunnen Oeschgen beschrieben.

Mit Sicherheit wird angenommen, dass unter dem Karstwasser des oberen Muschelkalks von Wegenstetten, Schupfart und Frick ein tieferes Stockwerk von Poren- und Kluftgrundwasser in den durchlässigen Schichten des Buntsandsteins unter den undurchlässigen Mergeln des Wellengebirges vorhanden ist (JAECKLI & KEMPF 1972, S. 19), welches eine Mächtigkeit von ca. 30 m aufweisen dürfte.

In einem erweiterten Sinn können auch schichtwasserführende übereinanderliegende Quellsammler oder Grundwasserleiter als Stockwerke bezeichnet werden. So zeigt z.B. der "Eichbühlgraben" an seiner Nordflanke zwei sich oberirdisch entleerende Grundwasserstockwerke, nämlich den Arietenkalk und den Gansinger-Dolomit.

4.6. Bilanzierung des Grundwassers

4.6.1. Gesamtwasserbilanzen von Juratafeln

In Tab. 7 wurde eine Gesamtwasser-Jahresbilanz erstellt. In dieser wurde die Gleichung $N - V = A_Q + A_U$ nach dem unbekanntem Glied A_U aufgelöst (A_Q = Quellwasserabfluss, A_U = unterirdischer Abfluss). Die Möglichkeit, als Restglied in der Wasserbilanz einen unterirdischen Hangwasserabfluss durch Schuttbildungen hindurch in die Talsohle bzw. in den tiefen Karst zu ermitteln, ist ein interessantes Ergebnis dieser Berechnungen.

Ein unterirdischer Hangwasserabfluss von ca. 12 % der Niederschläge von der Thiersteinberg/Homberg-Tafel im Dogger (Teilgebiet 1 in Fig. 1) ist relativ bescheiden, wenn bedacht wird, dass der Gehängeschutt im Osten und Süden bis in die Talsohle reicht. Das Teilgebiet 2 am Wabrig weist mit ca. 32 % den höchsten ermittelten unterirdischen Hangwasserabfluss auf. In den Talsohlen der Flanken dieses Teilgebiets wurden (in Schupfart und Wegenstetten) Vorkommen von Grundwasser in tiefem Karst nachgewiesen. Offenbar werden diese Vorkommen zu einem Teil aus dem Teilgebiet 2 gespeist.

In den Teilgebieten 4 - 7, den aneinandergrenzenden Muschelkalktafeln westlich von Frick bis südlich von Stein, steigt der Muschelkalk kontinuierlich an; der Anteil an Hangwasserabfluss nimmt von Frick nach Stein ab. (Im Teilgebiet 4 wurde auf Grund der Ergebnisse eines Markierungsversuchs, Kap. 4.3.2., ein wesentlicher A_U -Anteil angenommen. Mit dem hier berechneten Wert von ca. 22 % wird diese Annahme erhärtet.) Der Hangwasserabfluss des Teilgebiets 4 erscheint auch in der Grundwasserbilanz, Tab. 9, wo er einen Teil der unterirdischen Zuflüsse ins Grundwasser repräsentiert. Ab dem Teilgebiet 5 erhebt sich die Basis des oberen Muschelkalks über den "Juraschotter" der Talsohle.

Im Teilgebiet 7 (Eikerberg) entspringt nahezu alles Schichtwasser der Tafel als Quellwasser. Der Eikerberg bildet somit eine Art "natürliches Lysimeter". Gemäss Tab. 7 beträgt die Gesamtheit aller Quellschüttungen im Untersuchungsgebiet im Mittel ca. 6150 l/min.

Tab. 7: Durchschnittliche Gesamtwasser-Jahresbilanz der Juratafeln

	N	V	N-V	A _Q	A _u	
in cm	105	68	37	24	13	<u>Teilgebiet 1:</u> Thiersteinberg und Homberg Einzugsgebiet: 1,2 km ² Waldanteil: 100 %
in 10 ⁶ m ³ /J	1,29	0,84	0,46	0,29	0,17	
in l/min	2500	1600	900	550	350	
in %	100	65	35	23	12	
in cm	105	59	46	12	34	<u>Teilgebiet 2:</u> Wabrig: Tägertli bis Jättetal Einzugsgebiet: 4,5 km ² Waldanteil: 10 %
in 10 ⁶ m ³ /J	4,67	2,63	2,05	0,53	1,52	
in l/min	8900	5000	3900	1000	2900	
in %	100	56	44	12	32	
in cm	105	61	44	-	-	<u>Teilgebiet 3:</u> Wabrig; Jättetal bis Looberg Einzugsgebiet: 2,5 km ² Waldanteil: 30 %
in 10 ⁶ m ³ /J	2,65	1,54	1,11	-	-	
in l/min	5000	2900	2100	-	-	
in %	100	58	42	-	-	
in cm	105	66	39	16	23	<u>Teilgebiet 4:</u> Seckeberg: Talquerprofil Langenfeld bis Talquerprofil Widematt Einzugsgebiet: 1,7 km ² Waldanteil: 80 %
in 10 ⁶ m ³ /J	1,81	1,14	0,67	0,26	0,41	
in l/min	3400	2200	1300	500	800	
in %	100	63	37	15	22	
in cm	105	63	42	35	7	<u>Teilgebiet 5:</u> Uebriger Seckeberg und Schupferterberg Einzugsgebiet: 2,9 km ² Waldanteil: 50 %
in 10 ⁶ m ³ /J	2,99	1,79	1,20	1,00	0,20	
in l/min	5700	3400	2300	1900	400	
in %	100	60	40	33	7	
in cm	105	61	44	34	10	<u>Teilgebiet 6:</u> Eich Einzugsgebiet: 1,4 km ² Waldanteil: 30 %
in 10 ⁶ m ³ /J	1,47	0,85	0,62	0,47	0,15	
in l/min	2800	1600	1200	900	300	
in %	100	58	42	32	10	
in cm	105	61	44	43	1	<u>Teilgebiet 7:</u> Eikerberg Einzugsgebiet: 1,6 km ² Waldanteil 30 %
in 10 ⁶ m ³ /J	1,68	0,98	0,70	0,68	0,02	
in l/min	3200	1900	1300	1300	0	
in %	100	58	42	41	1	

4.6.2. Grundwasser-Durchflussmengen in der Talsohle

Der Grundwasserstrom im "Juraschotter" der Talsohle wurde gemäss Fig. 1 ebenfalls in Teilbereiche unterteilt, deren Grenzen durch bekannte Talquerprofile gelegt wurden. Die Ermittlung der Grundwasser-Durchflussmengen in der Talsohle erfolgte nach der Durchflussgleichung $Q = F \cdot k \cdot i$.

Die Querschnittsfläche wurde aus den Talquerprofilen für die hohen Grundwasserspiegel vom 1.12.1974 und 8.2.1977, für einen mittleren vom 17.11.1976 und für die niedrigen Spiegel vom 30.9.1974 und 31.10.1976 ausplanimetriert. Das Gefälle i wurde dem hydrogeologischen Längsprofil (Fig. 9) entnommen.

Die Durchlässigkeitsbeiwerte k (Gebiets- k -Werte) wurden als unsicherste Komponenten den hydrogeologischen Randbedingungen angepasst. Solche sind die k_f -Werte aus Fassungen, heutige Entnahmemengen, In- und Exfiltration sowie mutmasslicher unterirdischer Hangwasserzufluss. Es war anzunehmen, dass der Gebiets- k -Wert nicht denselben Schwankungen unterworfen ist wie die k_f -Werte aus den Pumpversuchen in den Filterrohren. Die besten Ergebnisse wurden bei Annahme von talabwärts kontinuierlich von 0,8 auf 2,0 mm/sec zunehmenden Durchlässigkeitsbeiwerten erreicht. Einzig im Talquerprofil von Bluemet Oberfrick ergab sich ein vergleichsweise hoher k -Wert.

Tab. 8: Durchflussmengen durch Talquerprofile

Gebietsgrenzen	- A	A - B	B - C	C - E	- D	E - F	F - G	G -
Gebiets- k -Wert in mm/sec	0,8	0,8	0,8	1,0	1,2	1,0	1,4	2,0
Grundwassergefälle in ‰	16	16	15	12	12	8	8,5	8,5
<u>Niederwasser vom 30.9.1974</u>								
Grundwasserspiegel m.ü.M.	390.32	368.30	364.10	345.40	376.70	333.20	325.20	309.50
Querschnittsfläche F , in m ²	663	1210	872	2048	1060	4600	3800	3600
$Q = k \cdot i \cdot F$ in l/sec	8,5	15,5	10,5	24,5	15,3	36,7	45,2	61,2
<u>Hochwasser vom 1.12.1974</u>								
Grundwasserspiegel m.ü.M.	392.00	369.50	364.50	347.20	378.80	336.00	327.20	314.50
Querschnittsfläche F , in m ²	880	1450	1005	2560	1510	5800	4800	6000
$Q = k \cdot i \cdot F$ in l/sec	11	18,5	12	27	21	46	57	102
<u>Mittelwasser vom 17. 1.1976</u>								
Grundwasserspiegel m.ü.M.	391.20	369.10	-	346.30	377.30	334.20	326.50	313.50
Querschnittsfläche F , in m ²	770	1370	-	2210	1250	5010	4460	5400
$Q = k \cdot i \cdot F$ in l/sec	10	17,5	-	26,5	18	40	53	92
<u>Niederwasser vom 31.10.1976</u>								
Grundwasserspiegel m.ü.M.	390.40	368.30	364.10	345.40	376.70	333.40	325.30	310.30
Querschnittsfläche F , in m ²	670	1210	870	2050	1060	4700	3800	3640
$Q = k \cdot i \cdot F$ in l/sec	8,6	15,5	10,5	24,5	15,3	37,6	45,2	61,9
<u>Hochwasser vom 8. 2.1977</u>								
Grundwasserspiegel m.ü.M.	-	369.70	364.60	347.30	378.10	334.80	327.40	314.60
Querschnittsfläche F , in m ²	-	1490	1020	2600	1400	5400	4900	6100
$Q = k \cdot i \cdot F$ in l/sec	-	19	12	31	20	43	58	103

Nach den Angaben aus Tab. 8 erhöhte sich der Durchfluss von Bözen bis Eiken am 30.9.1974 und 31.10.1976 um das 7,2-fache, am 17.1.1976 und 30.11.1974 um das 9,2-fache. Zwischen Neumet Frick und Widematt Eiken vergrösserte sich der Durchfluss bei Niederwasser um etwa das 1 2/3-fache, bei Mittel- und Hochwasser um mehr als das Doppelte.

Unter Annahme des mittleren jährlichen Niederschlags von 105 cm (Jahresmittelwert der langjährigen Periode 1939 - 1975) und der geschätzten Verdunstung von 55 % = 58 cm, beträgt die Grundwasserspende, d.h. die Neubildung von Grundwasser durch Niederschläge ca. 15 l/sec und km². Die Zunahme an Grundwasser von einem Talquerprofil zum nächst tiefer liegenden betrug beim Mittelwasser vom 17.1.1976 jedoch mehr als diesen Betrag, d.h. Grundwasser bildet sich, wie schon erwähnt, auch infolge von Bachinfiltration und unterirdischem Hangwasserzufluss neu.

Im Talquerprofil Widematt Eiken betrug der mittlere jährliche spezifische Oberflächenabfluss zwischen 1959 und 1976 12,79 l/sec und km² (Tab. 1). Der unterirdische spezifische Abfluss vom 17.1.1976 wurde zu 0,74 l/sec und km² bestimmt, beträgt also ca. 6 % des oberirdischen. Diese Verhältniszahl ist abhängig von der Grösse der Versickerung (Geologie und Topographie des Einzugsgebiets) und von der Evapotranspiration.

Mit der Kenntnis der Grundwassermengen im Tal der Sissle wurde versucht, den unterirdischen Uebertritt ins Sisslefeld im Jahresmittel abzuschätzen. Durchschnittlich dürften ca. 10'500 l/min vom Sissletal ins Sisslefeld abfliessen. SCHMASSMANN (1972, S. 86) führte von der Gramet Eiken aus einen Markierungsversuch mit Kochsalz durch. Er ermittelte nach der Durchflussformel $Q = F \cdot v_a \cdot n'$ Abflussmengen von ca. 21'300 l/min. Dabei wählte er eine nutzbare Porosität von 25 %, während in der vorliegenden Arbeit eine solche von 19 % veranschlagt wurde. Aus den Konzentrationserhöhungen des Markierungsstoffes errechnete er eine Abflussmenge von ca. 20'700 l/min. Dieser wiederum hohe Wert wurde unter Umständen durch natürliche Chloridkonzentrationsschwankungen im Grundwasser beeinflusst.

4.6.3. Grundwasserbilanz

Für das Grundwasser im "Juraschotter" der Talsohle wurde eine Grundwasserbilanz für ein hydrologisch durchschnittliches Jahr, wie es z.B. 1975 etwa war, erstellt (Tab. 9). Sie lautet allgemein:

$$[(N-V) \cdot E] + U_z + I - U_a - X - O - P = \pm R$$

Dabei bedeuten die positiven Glieder die Zufuhren: Die negativen Glieder bedeuten die Wegfuhren:

$[(N-V) \cdot E]$	= Versickerung von Niederschlägen	X	= Exfiltration in Bäche
U_z	= Unterirdische Zuflüsse	O	= Grundwasseraustritte
I	= Bachinfiltration	P	= Grundwasserentnahmen

Bei einem durchschnittlichen Jahr wird angenommen, dass $R = 0$ (keine Reservenänderung)

Tab. 9: Grundwasserbilanz

1. ZUFUHREN	(* geschätzt)	l/min	Mio. m ³ /J
a)	<u>Versickerung aus Niederschlägen</u> (Kap. 3.1.)		
	Fläche des Grundwassergebiets F = 4,01 km ²		
	Sickerwasser (N-V) 432 mm/J	3300	1,74
b)	<u>Unterirdische Zuflüsse</u>		
I	Querprofil Mühlematt Bözen (Tab. 8)	600	0,32
II	Querprofil Bluemet Oberfrick (Tab. 8)	1080	0,57
III	Zufluss aus dem Tal des Zeiherbachs *	300	0,16
IV	Zufluss aus dem Tal des Startlebachs *	600	0,32
V	Hangwasser aus dem Teilgebiet 4 (Tab. 7)	380	0,20
VI	Uebriges Hangwasser *	590	0,31
c)	<u>Bachinfiltration</u>		
I	Sissle von Frick bis Eiken * (Annahme: 1,0 l/min über 1200 m Bachlänge)	1200	0,63
II	Restliche Infiltrationen von Sissle und Bruggbach * (Annahme: 0,5 l/min über 3000 m)	1500	0,79
	TOTAL ZUFUHREN	<u>9550</u>	<u>5,03</u>
2. WEGFUHREN	(* geschätzt)		
a)	<u>Unterirdischer Abfluss</u>		
	Querprofil Widematt Eiken (Tab. 8)	5220	2,90
b)	<u>Exfiltration in Oberflächengewässer</u>		
	unterhalb von Hornussen, über 250 m Länge *	60	0,03
c)	<u>Schüttung von Grundwasseraufstößen</u>		
	Gipferquellen	800	0,42
d)	<u>Entnahme aus Grundwasserfassungen</u> (1975)		
I	Mühlematt Bözen	500	0,27
II	Bluemet Oberfrick	500	0,27
III	Stieracker und Neumet I und Neumet II Frick	2000	1,05
IV	Längenfeld Oeschgen	170	0,09
	TOTAL WEGFUHREN	<u>9550</u>	<u>5,03</u>
3. RESERVENÄNDERUNG		0	0

5. Chemismus des Grundwassers

5.1. Hydrochemisches Messprogramm

Mit den hydrochemischen Untersuchungen wurde der Einfluss des Grundwasserleiters auf die Beschaffenheit des Grundwassers bestimmt. Das Messprogramm beschränkte sich auf eine einmalige Untersuchung der verschiedenen Wässer. Dafür wurde ein möglichst dichtes Netz von Probenahmestellen angestrebt. Das hydrochemische Messprogramm (Probenahme, Analytik und Beurteilung der untersuchten Wässer) wurde vom November 1975 bis Juni 1976 an der EAWAG durchgeführt.

Die Probenahmen fanden an 7 Tagen innerhalb von 2 1/2 Monaten statt. Dabei wurde Grund-, Quell-, Drainage-, Bach- und Niederschlagswasser untersucht. Die Erhebung von Wasserproben zur hydrochemischen Untersuchung wurde gemäss den Vorschriften des Schweizerischen Lebensmittelbuches 1972 (SLB 1972) ausgeführt. Als vorgängige orientierende Feldbestimmung wurde Sulfat mit BaCl_2 nach HOELL (1968, S. 54) gemessen, um die Gipsquellen von den übrigen zu unterscheiden. Von der Probenahme bis zur Untersuchung der kritischen Komponenten pH, freie Kohlensäure und Karbonathärte vergingen maximal 48 Stunden. Spätestens 12 Stunden nach der Probenahme wurden die Proben bei 4°C . gelagert. Quellwasserproben wurden wenn möglich aus der Fassung entnommen, teilweise jedoch von Laufbrunnen abgefüllt. Bei der Entnahme von Grundwasserproben aus Fassungen und KleinfILTERROHREN wurde ca. 1 m^3 Wasser vorgepumpt. Die Zapfhähnen waren während dieser Zeit geöffnet. Nachher war das Grundwasser in allen Fällen farblos und klar. Geschöpft wurde es nur aus den 2"-Beobachtungsrohren. Die Niederschlags-Wasserproben (d.h. Regen und Staub) entsprechen einer einmonatigen Sammelprobe (16.12.1975 - 17.1.1976), wobei das Auffanggefäss aus Plastic jeweils auf ebener Fläche am Boden stand. Aus den Bächen wurden die Proben vom Ufer aus geschöpft.

Die Wasserproben wurden auf Härten, Natrium und Kalium, Eisen, Mangan und gelösten Sauerstoff, pH, gelöstes CO_2 und spez. elektrische Leitfähigkeit, die Halogene Chlorid und Fluorid, Sulfat, Stickstoffkomponenten, Phosphat und Kieselsäure untersucht, wobei aber teilweise nur Teilanalysen durchgeführt worden waren.

Sämtliche Wasserproben wurden nach den Bestimmungsmethoden des SLB 1972 untersucht, mit Ausnahme derjenigen für Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} und F^- . Die permanente Härte und die Calciumhärte wurden nach den Formeln Permanente Härte = Gesamthärte - Karbonathärte, und Calciumhärte = Gesamthärte - Magnesiumhärte rechnerisch ermittelt. Die drei Komponenten Magnesium, Natrium und Kalium wurden mit Atomabsorptionsspektrometrie bestimmt.

Eisen und Mangan sind in belüfteten Grundwässern mit $\text{pH} = \text{ca. } 7$ nur als schwerlösliche Oxide und Hydroxide mit einer Löslichkeit in der Grössenordnung von $\text{ca. } 6 \cdot 10^{-4} \text{ mg/l}$ vorhanden. Bei einer analytischen Nachweisgrenze von $0,02 \text{ mg/l}$ sind also primär gelöste Eisen- und Manganverbindungen

nur bei vollständig reduziertem Grundwasser möglich (STUMM & MORGAN 1970, S. 544). In der vorliegenden Arbeit wurde nur gepumptes Grundwasser auf Eisen und Mangan analysiert. Die Wasserproben wurden im Felde sofort membranfiltriert, um keine kolloidalen Partikel mitzuschleppen.

Die freie Kohlensäure wurde nach SLB 1972 titriert. Die Gleichgewichtskohlensäure wurde nach ZEHENDER, STUMM & FISCHER (1956) berechnet.

Ueberschüssige Kohlensäure = Freie Kohlensäure - Gleichgewichtskohlensäure > 0

Unterschüssige Kohlensäure = Freie Kohlensäure - Gleichgewichtskohlensäure < 0

Als Spurenkomponente wurde in allen Wasserproben Fluorid mit einer für F^- selektiven Elektrode analysiert. Nach Vorschrift wurden Proben und Standardlösungen mit einem Puffer versetzt, um einen konstanten Einfluss der ionalen Stärke zu erreichen. Die Nachweisgrenze liegt bei 0,01 mg/l, die Genauigkeit wird ebenfalls mit 0,01 mg/l angegeben. Die für geochemische Umsetzungen wichtige Kenntnis der ionalen Stärke eines Wassers wurde rechnerisch nach folgender Formel bestimmt:

$$I = 1/2 \sum (m \cdot z^2) \quad I = \text{Ionale Stärke, } m = \text{Konzentration in Mol/l, } z = \text{Wertigkeit}$$

Die individuellen Aktivitätskoeffizienten hängen von ihr ab. Mit ihrer Kenntnis können Gleichgewichte beurteilt werden. Die ionale Stärke wurde in Tab. 10, zusammen mit den Mittelwerten der Analysenresultate angegeben.

Von einer Anzahl von Fassungsstellen bestehen ältere Analysen. Der Vergleich mit diesen über das ganze Jahr verteilten Analysen zeigte, dass die eigenen Untersuchungen vom November 1975 bis Januar 1976 zu einem grossen Teil etwas niedrigere Konzentrationen aufwiesen. In einer Analysenreihe 1961 - 1968 (JAECKLI 1970) wurden im Grundwasser des "Juraschotters" der Talsohle grössere Schwankungen im Chemismus festgestellt, und zwar nicht nur bei den anthropogenen Komponenten wie z.B. NO_3^- , sondern auch bei den gesteinsabhängigen (z.B. SO_4^{2-} : 90 - 330 mg/l). Anhand der Summendiagramme der Niederschläge (Fig. 4) ist ersichtlich, dass die relative Verdünnung des Grundwassers Ende 1975/Anfang 1976 gegenüber älteren Untersuchungen mit den frühwinterlichen Niederschlägen und den daraus folgenden hohen Quellerträgen und Grundwasserständen erklärt werden kann.

5.2. Abhängigkeit des Grundwasserchemismus' von den Gesteinen des Einzugsgebiets

5.2.1. Das Niederschlagswasser

Bei der Beurteilung der hydrochemischen Beschaffenheit von Grundwasser ist es notwendig, die Mineralisierung des Niederschlags zu kennen. Es ist bekannt, dass in ihm Meersalze (KCl, NaCl) und Verbrennungsrückstände (Schwefel, Halogene) transportiert werden (IMBODEN & STUMM 1973, S. 156). Die Sammelproben wiesen Gehalte von 0,3 - 1,5 mg Na^+ /l, 0,4 - 9,4 mg K^+ /l, 0 - 8 mg SO_4^{2-} /l und 4,0 - 15,2 mg Cl^- /l sowie 0,10 - 0,52 mg F^- /l auf. Diese letztgenannten Fluoridkonzentrationen gelten als deutlich erhöht. Vergleichbare Werte der EAWAG waren viel geringer (im Hydrographischen

Jahrbuch der Schweiz, 1975). Auch VON FELLEBERG (1948, S. 144) rapportierte mit 0,016 bzw. 0,026 mg F⁻/l niedrigere Werte.

Mit Ausnahme von Kalium sind die erwähnten Ionen beweglich, d.h. sie werden im Boden oder Gestein nicht adsorbiert und gelangen durch das Niederschlagswasser ins Grundwasser.

5.2.2. Grundwasser (Quellwasser) von Festgesteinen

5.2.2.1. Typisierung

Die Kenntnis der Geologie des Einzugsgebiets von Quellen vereinfachte die Korrelation der hydrochemischen Analysen mit den einzelnen Quellsammlern. In Tab. 10 wurden Mittelwerte und Standardabweichungen für Analysen von Quellen der gleichen Quellsammler dargestellt.

Die Typisierung, welche FAST & SAUER (1958, S. 48) für südbadische Grundwässer vorgeschlagen hatten, kann auch im Fricktal angewendet und teilweise etwas erweitert werden. Das südbadische "Erdalkali-Sulfatwasser" des Gipskeupers und des mittleren Muschelkalks (Anhydritgruppe) stimmt mit dem fricktalischen Gipskeuper-Mineralwasser überein. Nur wo eine Chlorid- gegenüber der Sulfat-Vormacht auftritt, wie das z.B. bei der Salzbrunnenquelle Oeschgen der Fall ist, handelt es sich nicht mehr um den gleichen Typus. Das "Muschelkalk-Karbonat-Grundwasser" aus Südbaden tritt im Fricktal ebenfalls auf. Es bleibt anzufügen, dass es sich, wie auch beim Quellwasser des Gansinger-Dolomits, um ein Dolomit-Karbonat-Grundwasser handelt, denn die Ca : Mg - Verhältnisse sind in beiden Wässern sehr gering. Die aus Südbaden nicht erwähnten Quellen aus dem Arietenkalk, dem Hauptrogenstein und "unteren Dogger" wären dann mit Calcit-Karbonat-Grundwasser zu bezeichnen, wobei Grundwässer aus dem Hauptrogenstein durch geringere ionale Stärken (geringere Mineralisation) auffallen.

Die in Tab. 10 nicht aufgeführten Grundwässer aus dem "Juraschotter" der Talsohlen sind in ihrem Chemismus uneinheitlich und entsprechen dem Typus "Infiltrationswässer" aus der Nomenklatur von FAST & SAUER (vgl. Kap. 5.2.4.).

5.2.2.2. Natrium-Chlorid-Wasser

Während Natrium und Chlorid oft zivilisatorischen Ursprungs sind (im Winter z.T. durch Strassensalzung hervorgerufen), treten im Bereich der Mandacher Störung Aufstöße aus einem Steinsalz-Horizont der Anhydritgruppe auf (HAUBER, pers. Mitt.), wo ein tieferes Grundwasser-Stockwerk vorhanden ist. Die Salzbrunnenquelle Oeschgen wies mit 95 - 188 mg/l den höchsten Chloridgehalt im untersuchten Gebiet auf (HARTMANN 1937).

Im Grundwasser der Talsohle zwischen Frick und Oeschgen treten ebenfalls erhöhte Konzentrationen auf. Die Chloridgehalte aller Wasserproben wurden in einer hydrochemischen Karte dargestellt (Beilage 1).

Tab. 10: Mittelwerte und Standardabweichungen der hydrochemischen Analysen

Komponente	ANHYDRIT-GRUPPE		OBERER MUSCHELKALK		GIPSKEUPER			GANSINGER-DOLOMIT			ARIETENKALK		HAUPTROGENSTEIN UNTERER DOGGER			
	mg/l	mval/l	\bar{x} mg/l	σ	\bar{x} mval/l	\bar{x} mg/l	σ	\bar{x} mval/l	\bar{x} mg/l	σ	\bar{x} mval/l	mg/l	mval/l	\bar{x} mg/l	σ	\bar{x} mval/l
pH-Wert	7,2	-	7,5	0,2	-	7,1	0,1	-	7,3	0,2	-	7,3	-	7,5	0,2	-
Karb.härte	26,8	5,36	28,7	2,4	5,74	31,2	2,1	6,24	36,5	1,5	7,30	38,3	7,66	19,1	4,6	3,82
Ca-härte	32,3	6,46	22,9	6,4	4,58	134	8	26,8	25,6	3,8	5,12	35,0	7,00	24,0	4,0	4,8
Mg-härte	9,5	1,90	13,8	3,0	2,76	39	11	7,8	15,9	2,5	3,18	12,5	2,50	2,0	1,1	0,5
gel. CO ₂	29	0,66	32	52	0,7	42	4	0,95	27	13	0,61	35	0,8	14	10	0,32
Fluorid	0,20	0,01	0,38	0,20	0,02	0,28	0,22	0,01	0,21	0,07	0,01	0,20	0,01	0,08	0,03	0,01
Nitrat	20	0,32	21	6	0,32	10	9	0,16	28	26	0,45	-	-	14	5	0,23
Chlorid	95	2,68	9,5	2,2	0,27	5,3	3,5	0,15	12,0	2,7	0,34	15,0	0,43	3,9	0,9	0,11
gel. H ₄ SiO ₄	9,5	0,10	9,8	0,9	0,10	10,0	0,4	0,10	10,2	0,1	0,11	10,5	0,11	6,1	1,0	0,06
Sulfat	-	-	53	38	1,10	367	122	28,5	8	2	0,17	72	1,51	43	17	0,9
Natrium	47,5	2,07	2,0	0,5	0,09	3,9	0,3	0,17	1,7	0,6	0,07	3,5	0,15	1,5	0,6	0,02
Kalium	3,6	0,09	1,1	0,9	0,03	1,9	0,2	0,05	2,5	2,7	0,06	1,0	0,03	0,9	0,6	0,02
Ion.stärke	-	-	0,017	-	-	0,067	-	-	0,013	-	-	0,015	-	0,008	-	-
Ca:Mg-Ver.	3,4	-	1,7	-	-	3,4	-	-	1,6	-	-	2,8	-	12	-	-

1 Analyse

13 Analysen

5 Analysen

4 Analysen

1 Analyse

11 Analysen

5.2.2.3. Dolomit-Karbonat-Wasser

Im oberen Muschelkalk zirkuliert ein Schicht- und Grundwasser mit einem Chemismus, welcher von WHITE, HEM & WARING (1963) und HSU (1963) als "dolomitisch" bezeichnet worden war. Der Dolomitgehalt des Grundwassers zeigt sich auf Grund des Ca : Mg - Verhältnisses. Berechnungen des Calcit- und des Dolomit-Gleichgewichts nach HSU (1963) zeigten, dass diese Grundwässer im Stabilitätsbereich beider Mineralien liegen. Berechnungen des Kalk-Kohlensäure- und des Dolomit-Kohlensäure-Gleichgewichts nach ZEHENDER, STUMM & FISCHER (1956) ergaben ebenfalls Gleichgewichts-Zustände.

Die Gehalte an gelöster Kieselsäure und an Kalium liessen Berechnungen über die stabile Silikatphase zu. Nach GARRELS & CHRIST (1965) liegen die Grund- und Quellwässer im Stabilitätsbereich von Kaolinit. Untersuchungen über den Schwebstoffgehalt von Karstquellen bei hohen Erträgen ergaben jedoch einen hohen Gehalt an Illiten. Illit wurde in der Germanischen Trias von PETERS (1965, S. 567) und von MOSSER, GALL & TARDY (1972) nachgewiesen. Die Auswertung von Daten über Gibbs'sche Freie Bildungsenergien von TARDY & GARRELS (1972) liess die Vermutung aufkommen, dass Illit in diesen Wässern als stabile Phase zu betrachten ist, was mit den Analysen der Quellwassertrübe in Einklang stünde.

Die Grund- und Quellwässer im oberen Muschelkalk wiesen gegenüber den übrigen Grundwässern signifikant höhere Konzentrationen an Fluorid auf. Die eigenen Messungen sind in der Beilage 2 dargestellt. Der höchste gemessene Wert von 1,02 mg F⁻/l erreichte nahezu das Löslichkeitsprodukt von Fluorit, welches nach MATTHESS (1973, S. 216) die Fluoridkonzentration im Grundwasser bestimmen soll. Ein Vergleich der vorliegenden Werte mit jenen einer früheren Arbeit (VON FELLEBERG 1948, S. 153) ergab keinen Hinweis auf einen Trend; die Werte streuten im allgemeinen innerhalb der Messgenauigkeit und zeigten auch keine Abhängigkeit vom Quellertrag.

Das Quellwasser des Gansinger-Dolomit ist in seinem Chemismus ähnlich wie jenes des oberen Muschelkalk aufgebaut. Vergleichsweise ist die Karbonathärte etwas höher, dafür das pH, das Ca : Mg - Verhältnis und der Sulfatgehalt etwas kleiner. Aber auch bei diesen Bedingungen haben sich die Karbonat- und Kohlensäure-Gleichgewichte nahezu eingestellt. Es ist anzunehmen, dass auch dieses Grundwasser stabil bezüglich Calcit und Dolomit ist.

5.2.2.4. Erdalkali-Sulfat-Mineralwasser

An der Basis des Gipskeupers, wahrscheinlich an der Basis des Zellendolomits der Lettenkohle, treten Quellen mit einem Chemismus auf, der sich etwa mit jenem von Magdener- oder Sissacher-Mineralwasser vergleichen lässt (JAECKLI & KEMPF 1972, Tab. 13/14). Es handelt sich auch bei den Gipsquellen im Untersuchungsgebiet um Mineralwässer im Sinne des SLB 1972 mit einer Gesamtmineralisation von weit über 1 g/l, d.h. einer ionalen Stärke von ca. 0,05. Die Betrachtung der hydrochemischen Karte für Sulfat (Beilage 3) zeigt, wie die hohen Sulfatgehalte dem Ausbiss der Basis

des Gipskeupers folgen.

Die Berechnung des Kohlensäure-Partialdrucks ergab relativ hohe Werte, welche einen Hinweis auf ein tiefgründiges Austreten dieser Quellen geben. Gleichgewichtsberechnungen zeigten, dass die Mineralwässer an Calcit übersättigt sind. Zumindest theoretisch fällt dieses Mineral bereits im Untergrund aus. Die rechnerisch ermittelte Uebersättigung an Calcit fügt sich in die Beobachtungen von BRUECKNER (1941, S. 118) ein, wonach bei der Genese von Rauhwacken, im Endstadium der Verwitterung und Auslaugung von Gips und Dolomit, ein Netzwerk von Calcit entsteht. Tatsächlich besteht der Grenzdolomit der Lettenkohle örtlich aus Rauhwacken. Für die von MERKI beschriebenen Rauhwacken im Dach der Anhydritgruppe müsste ein fossiler Karstwasserspiegel oder kapillares Steigen angenommen werden, da heute auf Grund der Lage der Quellen kaum grössere Mengen an Grundwasser durch den Anhydrit-Dolomit fliessen.

Die Gipsquellen enthalten gegenüber den Karbonaten überschüssige Magnesium- und Sulfat-Ionen, also eine gewisse Menge an Bitterwasser. Dazu lässt sich ein relativ niedriges pH von ca. 7,0 messen.

5.2.2.5. Calcit-Karbonat-Wasser

Vom Quellwasser des Arietenkalks besteht nur eine vollständige Analyse. Dieses Quellwasser enthielt ein grösseres Ca : Mg - Verhältnis, welches auf ein Calcium-Karbonat-Wasser hinweist. Dazu war das Wasser mit einem Sulfatgehalt von 72 mg/l sehr hart.

Die Quellen aus dem Dogger unterschieden sich gegenüber den vorgängig beschriebenen Typen durch ihre geringere Mineralisation und ihren grösseren Wert für das Ca : Mg - Verhältnis, und zwar finden sich die extremen Werte bei den reinen Hauptrogenstein-Schichtquellen. Dort sind beispielsweise die Halogen- oder die Sulfatkonzentrationen in der gleichen Grössenordnung wie im Niederschlagswasser, und Magnesium ist nur in den geringen Mengen vorhanden, die sich durch den Austausch von Calcium im Kristallgitter erklären lassen.

Die berechneten, sehr geringen Kohlensäure-Partialdrücke geben zusammen mit den grossen Ertragschwankungen ein weiteres Indiz für die starke Zerklüftung der Gesteine und das fast völlige Fehlen belebter Deckschichten.

Quellen, welche nennenswert durch eisenschüssige Kalke des "unteren Dogger" fliessen, weisen auch in der membranfiltrierten Wasserprobe etwas Eisen auf.

5.2.2.6. Geochemische Erosion der Juratafeln

In Tabelle 11 wurde anhand der Karbonathärte und der Sulfatgehalte vom Dezember 1975/Januar 1976 von repräsentativen Quellen, welche in einem bestimmten Teilgebiet liegen, das Ausmass der geochemischen Erosion von Kalk bzw. Dolomit und Gips bestimmt. Die Menge der gelösten Komponente in mg/l Quellwasser wurde umgerechnet in Tonnen/Jahr, welche dem versickerten Niederschlagswasser im Teilgebiet entsprachen. Mit den bekannten Molekulargewichten und den Dichten von Kalk, Dolomit und

Gips wurde das Gewicht in Gesteinsvolumen umgerechnet, welches sich pro Jahr löst. Dieses wurde durch die Fläche des Einzugsgebiets geteilt, was einen Wert für die geochemische Erosionsrate in mm/Jahr ergab.

JAECKLI (1957, Tab. 24) berechnete aus Rheinwasser chemische Erosionsraten von 0,04 mm Kalk/Jahr und 0,012 mm Gips/Jahr für das bündnerische Rheingebiet. BURGER (1959, S. 261) errechnete aus dem Quellwasser der Areuse eine Erosion von weniger als 0,09 mm Kalk/Jahr. LI & ERNI (1975) bestimmten im Rhein bei Kembs 0,091 mmol Kalk/cm² und Jahr, entsprechend ca. 0,033 mm Kalk/Jahr für Teilgebiet 1, und 0,032 mmol/cm² und Jahr für CaSO₄ (entsprechend ca. 0,022 mm Gips/Jahr für Teilgebiet 1).

Tab. 11: Durchschnittliche jährliche geochemische Erosion an Karbonaten und Sulfaten

Gebiete gemäss Fig. 1:	1	2	3	4	5	6	7
Planimetrierte Fläche des Einzugsgebiets, in qkm	1,2	4,5	2,5	1,7	2,9	1,4	1,6
N-V = Sickerwasser, in Mio m ³ /Jahr	0,46	2,05	1,11	0,75	1,91	0,84	0,88
durchschnittliche Karbonathärte der Quellen, in mg/l	233	353	342	353	384	362	339
durchschnittlicher Sulfatgehalt der Quellen, in mg/l	39	76	37	101	16	80	36
gelöste Menge an Karbonaten, in T.	107	724	380	265	733	304	298
gelöste Menge an Sulfaten, in T.	18	156	41	76	31	67	32
Volumen Kalk ($\rho = 2,72 \text{ g/cm}^3$) in m ³	39	266	140	97	269	112	110
Vol. Dolomit ($\rho = 2,82 \text{ g/cm}^3$) in m ³	-	257	135	94	260	108	106
Volumen Gips ($\rho = 2,5 \text{ g/cm}^3$) in m ³	7,2	62	16	30	12	27	13
<u>Erosionsrate in mm/Jahr</u>							
an Kalk	0,032	0,060	0,056	0,050	0,059	0,059	0,055
im oberen Muschelkalk eher Dolomit	-	0,058	0,054	0,049	0,057	0,057	0,053
an Gips	0,006	0,014	0,014	0,016	0,003	0,014	0,006

5.2.3. Oberflächenwasser

Die Oberflächengewässer sind grosse Quellbäche und widerspiegeln daher den Chemismus der Quellen ihres Einzugsgebiets. Die Analysen unterscheiden sich nur unwesentlich von der einer Quelle, oder sie zeigen wie das nachfolgend besprochene Grundwasser einen Mischtyp der besprochenen Wässer an.

Damit kommen Mischungsrechnungen mit geochemisch bedingten Wasserinhaltsstoffen zur quantitativen Bestimmung der Infiltration von Oberflächenwasser ins Grundwasser nicht in Frage. Insbesondere wiesen die Bäche keine geringeren Karbonathärten auf. Das pH pendelte sich entsprechend

den Bedingungen an der Atmosphäre um ca. 8,2 ein, und die Sauerstoffsättigung belief sich auf ca. 100 %.

5.2.4. "Infiltrations"-Grundwasser der Talsohlenschotter

Mit den gesteinsabhängigen Komponenten Natrium, Chlorid und Sulfat sowie mit der ionalen Stärke (Gesamtmineralisation des Wassers) und dem Ca : Mg - Verhältnis wurden hydrochemische Grundwasserprovinzen bestimmt. Ausgehend von den typisierten Felsgrundwasservorkommen konnten im "Infiltrations"-Grundwasser der "Juraschotter" der Talsohlen Abschnitte mit Beeinflussung der verschiedenen Felsgrundwässer festgelegt werden, wobei der Chemismus des Grundwassers und seine Veränderungen talabwärts für das Haupttal aus dem hydrochemischen Längsprofil (Fig. 9) ersichtlich wird.

Das von Bözen her gegen Frick fließende Grundwasser ist im oberen Talabschnitt relativ schwach mineralisiert, ähnelt in seinem Chemismus etwas jenem der Hauptrogenstein-Quellen. Es wird talabwärts bis zur Vereinigung mit dem Grundwasser aus dem Bruggbachtal infolge der Beeinflussung durch den "unteren Dogger" immer härter (ziemlich hart bis hart). Das Grundwasser des Bruggbachtals ist hart bis sehr hart, da es durch das Gipsgebiet von Kienberg geflossen ist.

Nach dem Zusammenfließen der beiden Grundwasservorkommen ist im Haupttal eine weitere Zunahme an Calcium, Sulfat und Chlorid festzustellen. Offenbar spielt dort der Zufluss von tieferem Grundwasser aus leicht löslichen Evaporiten eine Rolle. Aus der Chloridkarte (Beilage 1) ist ersichtlich, dass im Grundwasser beim Talquerschnitt Neumet Frick gelöstes Steinsalz auftritt, welches nicht menschlicher Aktivität zugeschrieben werden kann. Auch wird es zwischen Frick und Eiken mit hochmineralisiertem Hangwasser und im Tal versickernden Mineral-Quellbächen aus dem Gipskeuper angereichert.

Unterhalb von Oeschgen beginnt der obere Muschelkalk den Chemismus des Grundwassers zu beeinflussen, nämlich mit einer Erhöhung des Ca : Mg - Verhältnisses.

6. Verunreinigungen des Grundwassers

6.1. Gesteinsabhängigkeit der Grundwasserbeschaffenheit am Beispiel der Bakterien

6.1.1. Karstwasser

Die Beschaffenheit des Karstwassers ist von der üblicherweise geringen Filterwirkung des Gesteins geprägt. Häufig ist die belebte Bodenschicht nur in geringer Mächtigkeit vorhanden. Unverdeckte Karstquellen flossen jeweils nach starken Niederschlägen trüb. Beim Dauerpumpversuch vom Herbst 1967 in einer Fassung im tiefen Karst von Wegenstetten verschwand die Trübe im Karstwasser erst nach 46 Tagen. Wenn Partikel nicht zurückgehalten werden, ist anzunehmen, dass das Wasser nicht keimfrei ist.

Das Auftreten trüben Quellwassers in den unverdeckten Karstquellen ging jeweils mit hohen Quellerträgen einher. Die Aufenthaltszeit des Quellwassers im Erdinnern ist oft für eine Filtration und für einen Keimabbau zu kurz. MISEREZ & SIMEONI (1976, S. 28) wiesen an der Areusequelle nach, dass die Aufenthaltszeit nur bei Trockenwetterabflüssen manchmal genügend gross für Keimarmut ist.

Auch einige verdeckte Karstquellen wiesen zu hohe Keimzahlen und zu hohe Werte an coliformen Bakterien auf, obwohl sie nie trüb flossen und ihre Erträge nicht im gleichen Masse schwankten wie jene der unverdeckten. Auch der Standort einer Quelle im Wald und die Bewaldung im Einzugsgebiet spielen nicht jene dominierende Rolle für die Keimarmut, wie sie aus dem Schweizerischen Mittelland bekannt ist. Vielmehr spielen Ausmass und Art der Ueberdeckung mit Schutt eine Rolle. In unverdeckten Quellen wie im tiefen Karst ist die natürliche Filtration zu wenig wirksam, um das Karstwasser dauernd einwandfrei aufzubereiten. Die Anforderungen des SLB 1972 bezüglich bakteriologischer Beschaffenheit des Trinkwassers sind hier kaum über Schutzzonen zu realisieren.

6.1.2. Schuttquellen

In Schuttquellen findet die Zirkulation nicht nur in Poren, sondern auch teilweise in breiteren Fugen statt. Dementsprechend unterschiedlich war die Quellwasserbeschaffenheit. Bei den Schuttquellen aus Karbonatgesteinen ist eine Selbstreinigung abhängig von der Granulometrie des Schutts. Wo dieser splittrig, ungerundet und mit relativ breiten Fugen und Hohlräumen versehen ist, wird das Wasser nicht einwandfrei filtriert. Wo der Schutt jedoch etwa einem sandigen Kies entspricht, ist eine Filtration möglich. Die Anforderungen des SLB 1972 für die bakteriologische Wasserqualität wären im zweiten Fall durch Schutzzonen realisierbar.

6.1.3. "Infiltrations"-Grundwasser

Sickerwasser wird bei intaktem Boden durch Bodenbakterien, Filtrations- und Adsorptionsmechanismen natürlicherweise weitgehend gereinigt (RICHTER & LILLICH 1975, S. 251). Der sandige und lehmige Kies des "Juraschotters" der Talsohlen wirkt als guter mechanischer Filter, aber nur, wenn die Sickerwasserpassage durch den wasserungesättigten Kies (Flurabstand) mehr als 2 - 3 m beträgt. Uferzonen längs infiltrierender Oberflächengewässer sind eher schlecht geschützt. Lehmige Oberflächenschichten, welche das Grundwasser gegen oben abdecken, sind nur geringmächtig vorhanden oder fehlen ganz.

Die meisten Untersuchungen im Grundwasser wiesen ein einwandfreies Trinkwasser nach. Zwei Fassungen, 65 bzw. 45 m von der Sissle entfernt, haben Flurabstände von weniger als 5 m, aber unterschiedliche Qualitätsverhältnisse: Bei der einen infiltrierte die Sissle damals nicht oder kaum; die Befunde waren jeweils gut. Bei der anderen korrelierten hohe Sisslewasserstände mit hohen Grundwasserspiegeln, hohen Keimzahlen und hohen Werten für coliforme Keime. Die Fassung wird durch Grundwasser gespeist, welches mit ungenügend filtriertem Oberflächenwasser der Sissle angereichert ist (Fig. 10). Offenbar ist im "Juraschotter" der Talsohlen nicht nur der Flurabstand ein wichtiger Faktor bei der Filtration von Sickerwasser, sondern auch der Abstand vom infiltrierenden Oberflächengewässer.

6.2. Düngung

Die gravierendste Verunreinigung des Grundwassers im Untersuchungsgebiet wurde durch die Düngung hervorgerufen. Bakteriologische Verunreinigungen entstehen durch Naturdünger wie z.B. Mist und Jauche. Während beim Mist bekanntlich nur wenig Flüssigkeit versickert, fallen bei der modernen Ausbringung von Jauche (Druckfass, Verschlauchung, Verregnung) bis zu 6 mm Flüssigkeit pro Güllengabe an (Eidg. landw. Forschungsanst., EAWAG und Eidg. AfU 1974, S. 136).

In den Boden versickelter Naturdünger machte sich insbesondere in den Karst- und Schuttquellen, weniger im Grundwasser des "Juraschotters" der Talsohlen durch das Auftreten coliformer Keime, Enterokokken und durch erhöhte Keimzahlen bemerkbar. Bei den Karstquellen erwiesen sich Dolinen und Verwerfungen als Orte bevorzugter Zirkulation, aber das ganze Einzugsgebiet ist potentiell gefährdet, wo es nicht von mächtigen wasserundurchlässigen Schichten abgeschirmt ist. In Fig. 11 ist in Ganglinien dargestellt, wie Jauche auf dem Sickerweg durch Boden und Gestein ins Quellwasser gelangte (nicht etwa oberflächlich abgeschwemmt wurde) und dort, zeitlich kaum verzögert, eine massive Verunreinigung hervorrief.

Damit ist zu befürchten, dass Schutzzonen bei den unverdeckten Karstquellen ebenso wie bei verdeckten, bei welchen das Material des Quellsammlers blockig und splittrig ausgebildet ist, unwirk-

Fig. 10: Hydrogeologisch-bakteriologische Verhältnisse der Grundwasserfassung Widematt Eiken
1973/74

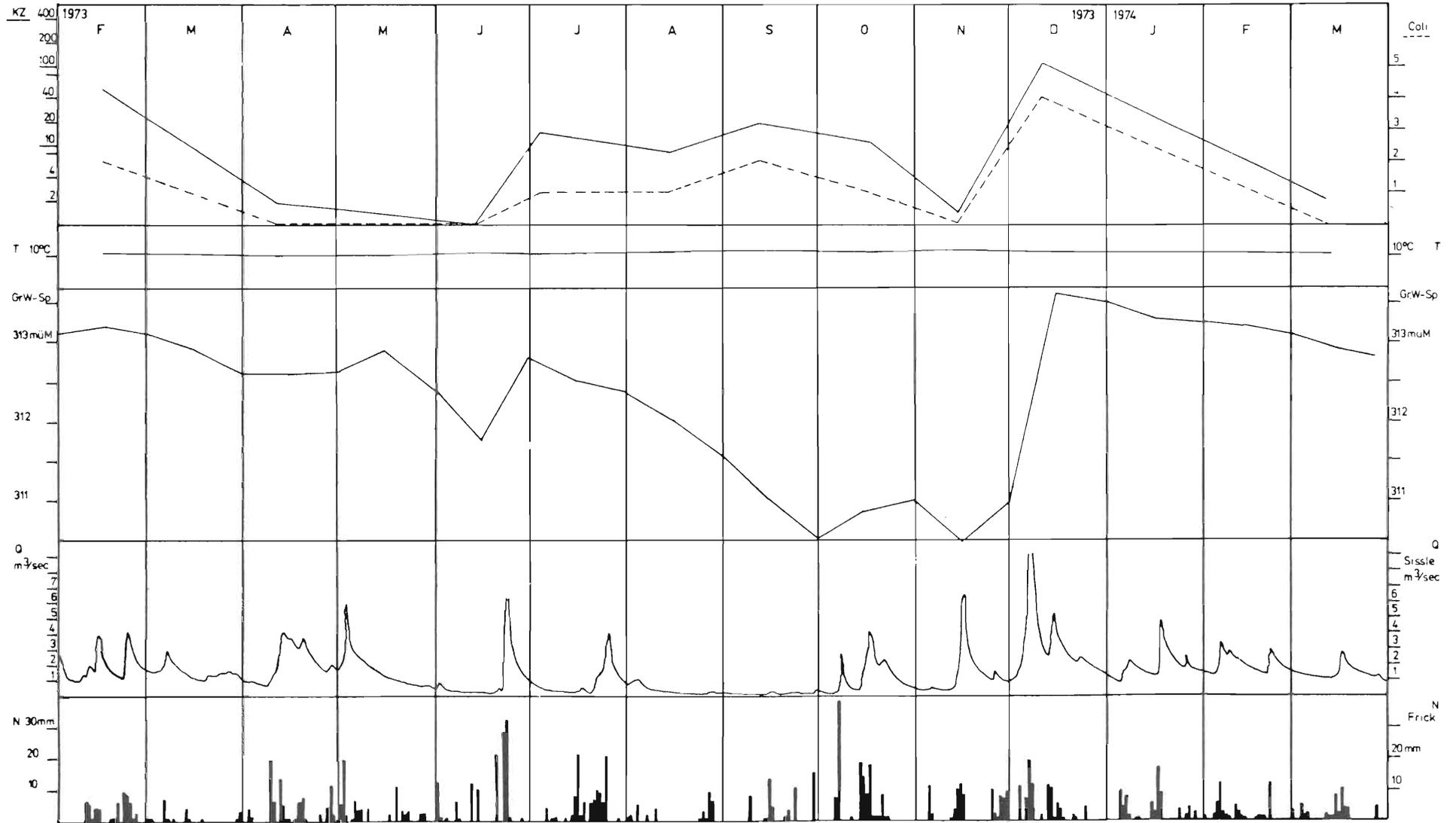
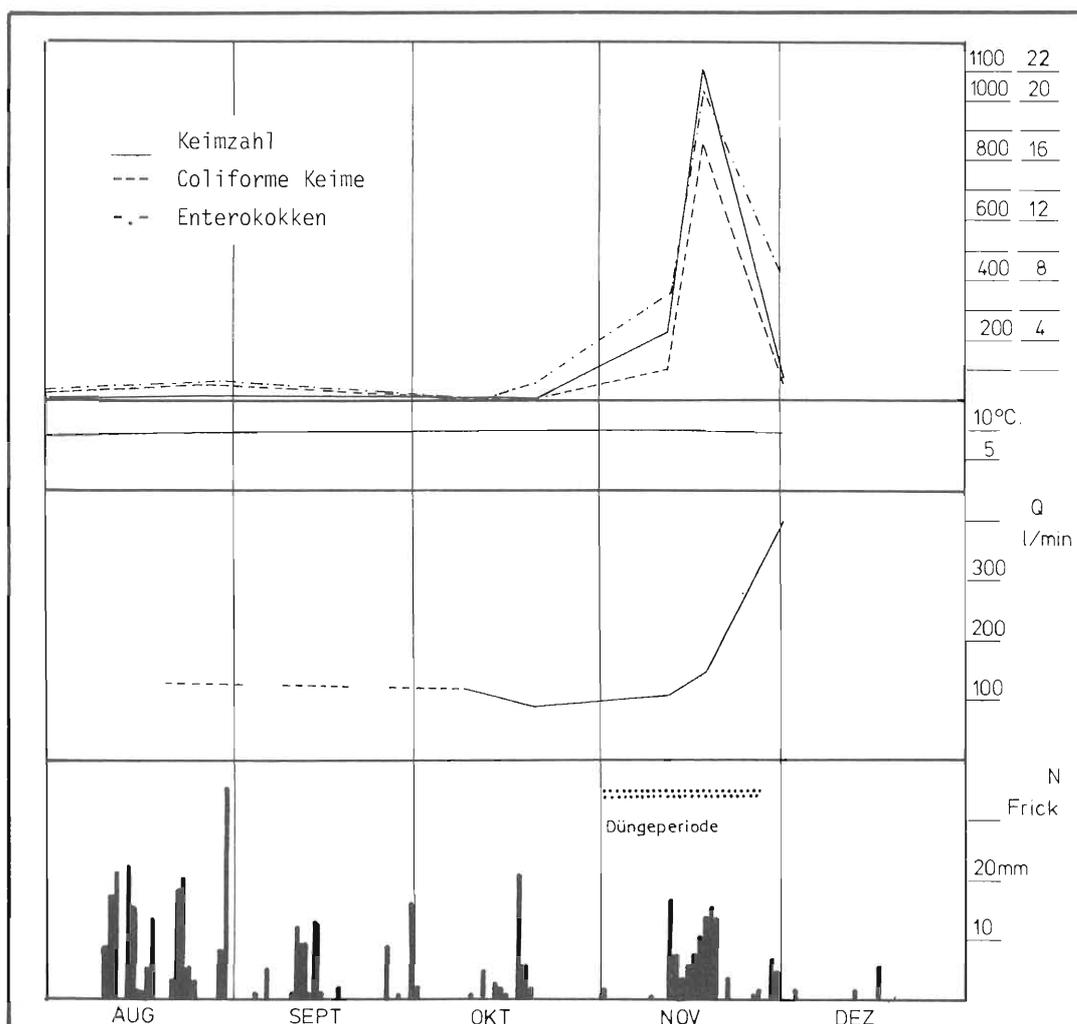


Fig. 11: Hydrogeologisch-bakteriologische Verhältnisse der Hutbrunnenquelle Gipf-Oberfrick, 2. Hälfte 1975

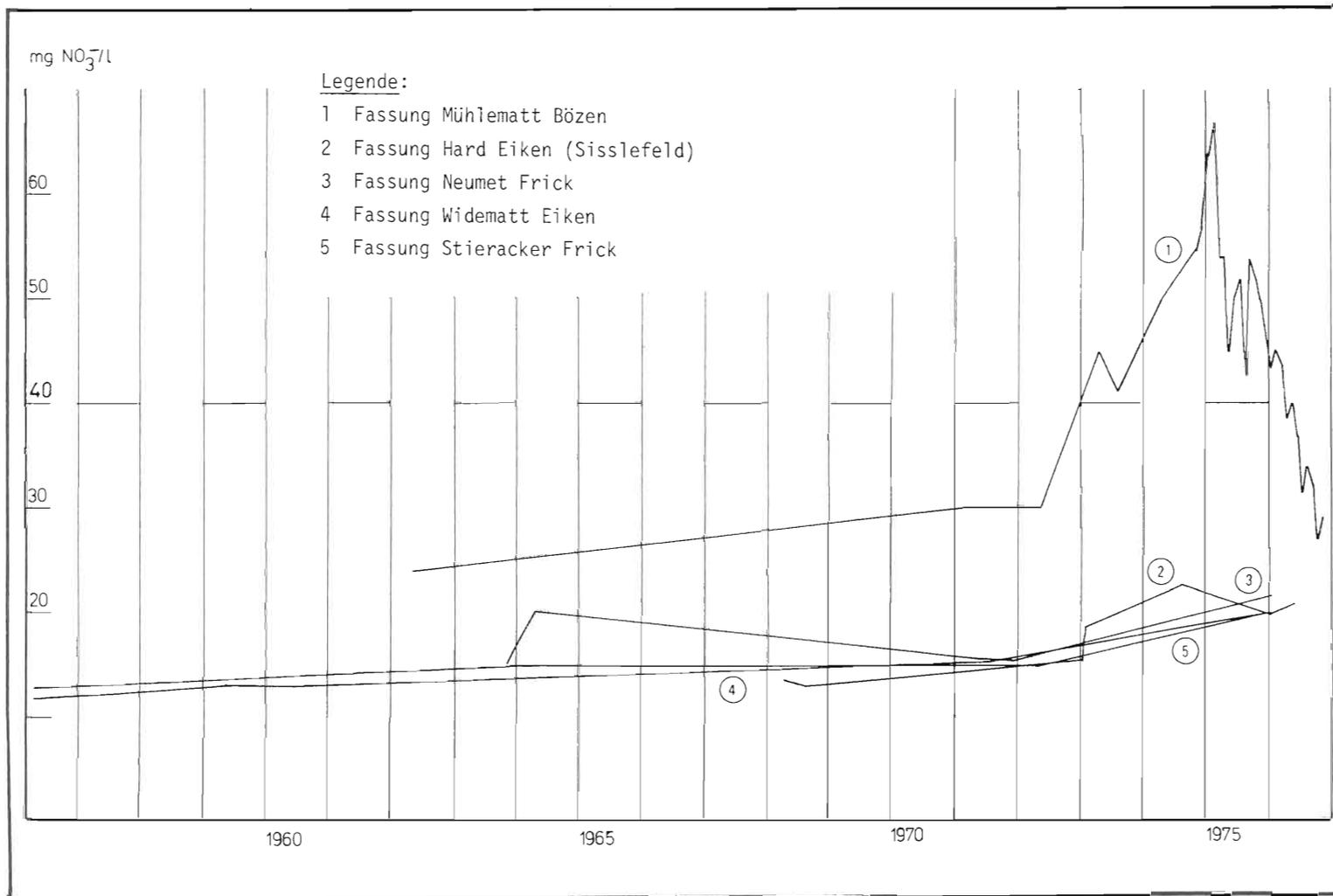


sam bleiben werden. Wo der Quellsammler hingegen genügend sandig ausgebildet ist, wäre anzunehmen, dass über Schutzzonen (Düngebeschränkung) eine bakterielle Verunreinigung eliminiert werden könnte. Insbesondere die Düngung ausserhalb der Vegetationsperiode, z.B. im November gemäss Fig. 11 und die Düngung auf gefrorenen Boden wäre zu unterlassen.

Eine chemische Belastung des Grundwassers wird vor allem durch die Düngung mit Kunstdünger (z.B. Ammoniumnitrat) hervorgerufen. Durch Niederschläge versickert Nitrat, ein leicht lösliches Ion, welches sich nicht abbaut, bis ins Grundwasser. Der natürliche Gehalt des Grundwassers an Nitrat betrug im Untersuchungsgebiet 8 - 15 mg/l. In den meisten Analysen wurde die natürliche Nitratzufuhr bei weitem durch die Düngung überlagert. Von dieser Nitratbelastung ist in erster Linie das stark genutzte Grundwasser im "Juraschotter" der Talsohlen betroffen.

In Funktion der Zeit aufgetragen, zeigte sich ein stärkeres Ansteigen des Nitratgehaltes in den untersuchten Fassungen erst ab ca. 1972, als die Bewirtschaftung des Einzugsgebiets intensiviert

Fig. 12: Nitratgehalte im Grundwasser des "Juraschotters" der Talsohle



wurde (Fig. 12). In einem Rebbaugelbiet (vgl. SCHWILLE 1962) stieg er 1973 über den Toleranzwert des SLB 1972 von 40 mg NO_3^- /l bis auf ein Maximum von 67 mg NO_3^- /l im Februar 1976 und sank dann wieder stetig bis im Oktober 1976. Die hohen Konzentrationen entstammten der Düngung im gesamten Einzugsgebiet und wurden durch eine massive Ueberdüngung in der Umgebung der Fassung überlagert. Erst die Realisierung einer Schutzzone schaffte die dargestellte Senkung der Konzentrationen.

6.3. Weitere Verunreinigungsherde

Als weitere mögliche Verunreinigungsherde wären namentlich die infiltrierenden Bäche zu nennen, wenn sie mit ungereinigten oder gereinigten Abwässern belastet sind, ferner sind Strassen (Oelunfälle, Strassensalzung) und Deponien zu erwähnen. Insbesondere wenn Massnahmen zum Schutze des Grundwassers fehlen, sind anthropogen bedingte Konzentrationserhöhungen, z.B. an Chloriden, oder das Auftreten von Phosphaten oder Kohlenwasserstoffen die Folge.

Spezifisch für die Region ist das Auftreten von Fluorid im Niederschlagswasser. Möglicherweise sind dem natürlichen Fluorgehalt, insbesondere jenem des Muschelkalk-Grundwassers, Konzentrationen bis zu 0,5 mg F^- /l zu superponieren. Als Anzeichen einer industriellen Emission von Schadstoffen in die Luft zu werten, sollten sie eliminiert werden.

7. Zur Grundwasserbewirtschaftung

Seit 1672 sind im untersuchten Abschnitt des Fricktals Quellen bekannt, nachdem vorher wohl nur die Bäche zur Wasserversorgung genutzt worden waren. Auch Sodbrunnen - sowohl im "Juraschotter" der Talsohlen wie auch im oberen Muschelkalk - waren ehemalige Wasserbezugsorte, die heute nur noch ganz vereinzelt bestehen. Die Versorgung höhergelegener Siedlungen ist auch heute örtlich noch problematisch, wo sie durch Anlagen aus dem letzten Jahrhundert sichergestellt werden muss.

Geeignete ungenutzte Quellen sind heute kaum mehr vorhanden. Hingegen könnten ertragreiche Quellen, welche abgesprochen worden waren, durch verbesserten Schutz wieder nutzbar gemacht werden (Notwasserversorgung, Löschreserve, Brauchwasser). Gipsquellen sind zur Nutzung als Trink- und Brauchwasser eher ungeeignet.

Bei den heute bestehenden Grundwasserfassungen im Kies und im Fels können zwei Generationen unterschieden werden: Zwischen 1924 und 1945 wurden Anlagen mit geringer Leistung ohne geologische Vorabklärungen erstellt. Mit einer Ausnahme sind sie heute ausser Betrieb. Seit 1958 wurden Fassungen aufgrund hydrogeologischer Sondierungen plaziert, welche günstiger liegen und meist eine ziemlich hohe Brunnenergiebigkeit aufweisen.

Im obersten Abschnitt des Fricktals bis Frick sind die Grundwasser-Feldergiebigkeiten im "Juraschotter" recht gering und erreichen bei Niederwasser keine 1000 l/min. Hingegen besteht teilweise heute schon, teilweise ist er in Zukunft zu erwarten, ein Wasserbedarf in dieser Grössenordnung. Es besteht somit in diesem Bereich eine gewisse Gefahr der Uebernutzung des Grundwasservorkommens, welche sich dannzumal in einem fallenden Trend des Grundwasserspiegels manifestieren würde.

Im Abschnitt von Frick bis zum Grundwasserübertritt ins Sisslefeld liegt die Feldergiebigkeit auch bei niedrigen Grundwasserspiegeln infolge Infiltration von Sisslewasser ins Grundwasser viel höher. Hier sind Grundwasserreserven in der Grössenordnung von 1000 - 2000 l/min zu erwarten, auch wenn oberhalb von Frick stark genutzt wird. Die Erstellung einer weiteren Grundwasserfassung wäre in diesem Abschnitt durchaus denkbar.

Die weitergehende Erschliessung des tiefen Karsts im oberen Muschelkalk des Untersuchungsgebiets dürfte möglich sein. Nachdem in Wegenstetten subartesisch gespanntes Karstwasser in einer Verwerfung auf ca. 430 m.ü.M. erschlossen worden war (SCHMASSMANN 1968), kann beispielsweise auch auf der anderen Seite des Wabrig Karstwasser erhofft werden. Immerhin wird der gesamte unterirdische Hangwasserabfluss von den Flanken des Wabrig in den tiefen Karst auf ca. 2900 l/min veranschlagt. Einschränkungen sind eher aus qualitativen Gründen angezeigt.

Eine künstliche Grundwasser-Anreicherung kommt im oberen Fricktal bis Eiken weniger in Frage, da der Flurabstand mit max. 10 - 15 m eher klein ist und die Sissle mit ihrem typischen Regime aller Jurabäche (grosse Abfluss-Schwankungen) als Rohwasserbezugsort eher ungeeignet ist.

L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s

- ALBERTI, F. (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers; Stuttgart und Tübingen.
- BLOESCH, E. (1910): Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljura; Diss. Universität Zürich.
- BOUSSINESQ, J. (1877): Essai sur la théorie des eaux courantes; Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des Sc. de l' Inst. Nat. de France, 23, 1.
- BRAENDLIN, E. (1911): Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal; Verh. Natf. Ges. Basel, Bd XII/1.
- BRAUN, L. (1920): Geologische Beschreibung von Blatt Frick 1:25'000 im Aargauer Tafeljura (mit Profilen und Karte); Verh. Natf. Ges. Basel, Bd XXXI, S. 190.
- BRUECKNER, W. (1941): Ueber die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite; Eclogae geol. Helv. vol. 34, S. 117.
- BURGER, A. (1956): Interprétation mathématique de la courbe de décroissance du débit de l'Areuse, Jura neuchâtelois (Suisse); Bull. Soc. neuchât. Sci. nat., t. 79, p. 49.
- (1959): Hydrogéologie du Bassin de l'Areuse; Bull. Soc. neuchât. de Géogr., t. LII, fasc. 1.
- BURGER, H. (1952): Einfluss des Walds auf den Stand der Gewässer, III. Mitt.: Der Wasserhaushalt im Sperbel- und Rappengraben von 1927/28 bis 1941/42; Mitt. Schweiz. Anst. f. das Forstl. Versuchswesen, XXIII. Bd., 1. Heft, S. 175.
- BUSER, H. (1952): Beiträge zur Geologie von Blatt Bözen (Nr. 33) im Schweizerischen Tafeljura; Diss. Universität Zürich.
- BUXTORF, A. (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung des letzteren für die Geologie des Juragebirges; Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. XXVII, S. 184.
- Eidg. landw. Forschungsanst., EAWAG und Eidg. Amt f. Umweltschutz (1974): Wegleitung zu einer umweltgerechten Anwendung von Düngemitteln; Mitt. f. d. Schweiz. Landw., Nr. 8, Jg. 22, S. 133.
- FAST, H. & SAUER, K. (1958): Die chemische Zusammensetzung südbadischer Grundwässer, Herkunftsfragen und Versuch einer Typologie; Vom Wasser 25, S. 48.
- GARRELS, R.M. & CHRIST, C.L. (1965): Solutions, Minerals and Equilibria; Harper & Row, New York.
- GARRELS, R.M., MACKENZIE, F.T. & HUNT, C. (1975): Chemical Cycles and the Global Environment; W. Kaufmann, Inc. Los Altos, Calif. USA.
- GERMANN, P. (1976): Wasserhaushalt und Elektrolytverlagerung in einem mit Wald und einem mit Wiese bestockten Boden in ebener Lage; Diss. ETH Nr. 5460.
- GRAUL, H. (1962): Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes; Keyser-sche Verlagsbuchhandlung, Heidelberg.
- GSELL, F.J. (1968): Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau, und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem unteren Hauenstein im W und der Aare im E; Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F., Nr. 91.
- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter (Band 1); Ott Verlag Thun.

- HARTMANN, A. (1925): Die Mineral- und Heilquellen des Kantons Aargau; Mitt. aargau. natf. Ges., 17.
- (1937): Gutachten über eine Trinkwasserversorgung der Gemeinde Oeschgen, vom 13.7.1937.
- (1953): Quellen im Kanton Aargau; Mitt. aargau. natf. Ges., 24.
- HERZOG, P. (1956): Die Tektonik des Tafeljura und der Rheintalflexur SE von Basel; Eclogae geol. Helv., vol. 49/2, S. 319.
- HAUBER, L. (1971): Geologie des Salzfeldes Schweizerhalle - Zinggibrunn; Eclogae geol. Helv., 64/1, S. 163.
- HOEHN, E. (1978): Die mittlere theoretische Aufenthaltszeit von Quellwasser im Erdinnern als hydrologisches Dimensionierungskriterium für die Ausscheidung von Schutzzonen um Quellen aus Festgesteinen; Proc. d. IAH-Seminars vom Sept. 1978, Basel (im Druck).
- HOELL, K. (1968): Wasser (Untersuchung - Beurteilung - Aufbereitung, Chemie - Bakteriologie - Biologie); Verlag W. de Gruyter & Co., Berlin.
- HSU, K.J. (1963): Solubility of Dolomite and Composition of Florida Ground Waters; J. Hydrol., 1, p. 288.
- Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz (1975)
- IMBODEN, D. & STUMM, W. (1973): Der Einfluss des Menschen auf die geochemischen Kreisläufe in der Atmosphäre; Chimia 27, S. 155.
- JAECKLI, H. (1957): Gegenwartsgeologie des Bündnerischen Rheingebiets; Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser., 36.
- (1970a): Kriterien zur Klassifikation von Grundwasservorkommen; Eclogae geol. Helv., vol. 63/2, S. 389.
- (1970b): Kraftwerk Säkingen, die Grundwasserverhältnisse nach Betriebsbeginn, vom 22.12.1970; unpubliziertes Gutachten.
- (1974): Grundwasser und Oberflächengewässer in ihren gegenseitigen Beziehungen; Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., n.F. 56, S. 125.
- (1977): Grundwasseruntersuchungen am Lindenberg, Kantone Aargau und Luzern; (unveröffentlichtes Gutachten).
- JAECKLI, H. & KLEIBER, K. (1943): Temperaturstudien an Gebirgsquellen; Eclogae geol. Helv., vol. 36/1, S. 7.
- JAECKLI, H. & KEMPF, Th. (1972): Hydrogeologische Karte der Schweiz mit Erläuterungen, 1:100'000, Blatt Bözberg/Beromünster; Schweiz. Geotech. Komm., Schweiz. Geol. Komm. u. Hydrol. Komm.
- JAECKLI, H. & WYSSLING, L. (1972): Die Grundwasserverhältnisse im Aargauischen Rheintal zwischen Wallbach und Rheinfeldern; Wasser- und Energiewirtschaft, Nr. 6, S. 227.
- KELLER, R. (1961): Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes; Berlin
- KOEHL, A. (1971): Die Landesverdunstung im schweizerischen Rheingebiet; Jber. natf. Ges. Graubünden, N.F., Bd. 94, 1969/70 u. 1970/71, S. 193.
- LI, Y.-H. & ERNI, P.E. (1974): Erosionsgeschwindigkeit im Einzugsgebiet des Rheins; Vom Wasser 43, S. 15.
- MACHATSCHEK, F. (1973): Geomorphologie; B.G. Teubner, Stuttgart.
- MATTHESS, G. (1973): Die Beschaffenheit des Grundwassers, Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 2; Gebr. Bornträger, Berlin.

- MERKI, P. (1961): Der obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura; *Eclogae geol. Helv.*, vol. 54/1, S. 138.
- MISEREZ, J.J. & SIMEONI, G.P. (1976): Essai sur le pouvoir d'autoépuration des Eaux karstiques; *Stalactite* Nr. 1.
- MOESCH, C. (1867): Der Aargauer Jura und die nördlichen Gebiete des Kantons Zürich; Kommissionsverlag Dalp, Bern.
- MOSSER, Ch., GALL, J.-C. & TARDY, Y. (1972): Géochimie des Illites du Grès à Voltzia du Buntsandstein supérieur des Vosges du Nord, France; *Chem. Geol.* 9, p. 10.
- MUEHLBERG, F. (1896): Quellenkarte des Kantons Aargau 1:25'000, und Quellenhefte der Gemeinden; unveröffentlichtes Manuskript.
- (1905): Bericht über die Angelegenheit der Erstellung einer Quellenkarte des Kantons Aargau; *Mitt. aargau. Natf. Ges.*, Heft X, S. LI.
- MUELLER, St. & ILLIES, . et al. (1970): Graben Problems; Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- PETERS, Tj. (1964): Tonmineralogische Untersuchungen an einem Keuper - Lias - Profil im Schweizer Jura (Frick); *Beitr. Geol. Schweiz. geotech. Ser. - Kleinere Mitt.*, Nr. 32.
- QUENSTEDT, A. (1843): Das Flözgebirge Württembergs; Tübingen.
- RICHTER, W. & LILLICH, W. (1975): Abriss der Hydrogeologie; Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- SCHLATTER, R. (1975): Geologische und paläontologische Untersuchungen im unteren Lias des Donau - Rhein - Zuges und im Kanton Aargau; Unpublizierte Diplomarbeit an der ETH.
- SCHMASSMANN, H.J. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz; *Tätber. Natf. Ges. Basell.*, Bd. 14.
- (1968): Bericht über die Felsbohrung bei der Mühleweiherquelle Wegenstetten/AG, vom 25.1.1968; Unpubliziertes Gutachten.
- (1970): Die Grundwasservorkommen im Oberen Muschelkalk des Kantons Basellandschaft; *Gas, Wasser, Abwasser*, 50. Jg., Nr. 4, S. 98.
- (1972): Quantitative Auswertung von Kochsalz-Markierungen in Schotter-Grundwasserströmen; *Geol. Jb.*, C 2, S. 75.
- Schweizerisches Lebensmittelbuch (1972): Kap. 27 A und 56.
- Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt (1974 - 1977): Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen.
- SCHWILLE, F. (1962): Nitrate im Grundwasser; *Dt. Gew.kundliche Mitt.*, 6. Jg., Heft 2, S. 25.
- STUMM, W. & MORGAN, J.J. (1970): *Aquatic Chemistry*; Wiley Interscience, New York.
- TARDY, Y. & GARRELS, R.M. (1974): A method of estimating the Gibbs energies of formation of layer silicates; *Geochim. cosmochim. Acta*, vol. 38, S. 1101.
- TRIPET, J.P. (1973): Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse; *Beitr. Geol. Schweiz, Hydrol.*, Nr. 21.
- TROEHLER, B. (1976): Zur Grösse der Grundwasser-Neubildung durch Niederschläge in Talebenen des Schweiz. Mittellandes; *Gas, Wasser, Abwasser*, Nr. 7, S. 359.

- TRUEEB, E.U. (1963): Erkundung und Bewirtschaftung von Grundwasservorkommen; Monatsbull. d. SVGW, Nr. 12 (1962), Nr. 1 und 2 (1963):, S. 289.
- (1969): Aus der Praxis von Grundwassererschließung und Brunnenbau; Schweiz. Bauztg., 87. Jg., Heft 22, S. 429.
- URSPRUNG, J. et al (1974): Die Sondermülldeponie "Schlauen", Oeschgen/AG; Wasser- und Energiewirtschaft, 66. Jg., Nr. 10, S. 317.
- VAN WINGEN, N. (1923): Beiträge zur Geologie und Hydrologie des Geissbergs bei Villigen (Aargau); Diss. Universität Zürich.
- VON FELLEBERG, Th. (1948): Zur Frage der Bedeutung des Fluors für die Zähne; Mitt. Geb. Lebensmittelunters. und Hygiene, vol. XXXIX, Heft 1 - 3, S. 124.
- VOSELER, P. (1928): Der Aargauer Jura; Mitt. aargau. Natf. Gesl, XVIII. Heft.
- WEYER, K.-U. (1972): Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetterabflusses; Geol. Jb. Reihe C, Heft 3, S. 19.
- WHITE, D.E., HEM, J.D. & WARING, G.A. (1963): Chemical Composition of Subsurface Waters; Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 440-F.
- WILDI, W. (1975): Die Mettaufer Ueberschichtung im Aargauischen Tafeljura (Nordschweiz); Eclogae geol. Helv., vol. 68/3, S. 483.
- WITTMANN, O. (1941): Gibt es auch im Diluvium orogene Phasen? Geol. Rdsch., 32/3, S. 337.
- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins; Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, Heft 33.
- ZEHENDER, F., STUMM, W. & FISCHER, H. (1956): Freie Kohlensäure und pH von Wasser im Calciumcarbonat-Löslichkeits-Gleichgewicht; Monatsbull. des SVGW, Nr. 11, S. 269.
- ZEINO-MAHMALAT, H. (1973): Hydrogeologie der Sackmulde bei Alfeld/Leine; Geol. Jb., Reihe C, Heft 6.