

In der Reihe C des Geologischen Jahrbuches sind bisher erschienen:

- Heft 1: KLEINSORGE, H.: Geologische und geotechnische Untersuchungs- und Versuchsarbeiten zur Frage der Sanierung des Staubeckens Perdika/Griechenland. — 43 S., 23 Abb., 4 Tab., 1 Taf., 1972 14,— DM
- Heft 2: KÄSS, W. u. a.: 2. Internationale Fachtagung zur Untersuchung unterirdischer Wasserwege mittels künstlicher und natürlicher Markierungsmittel, Freiburg/Br. 1970; Vorträge, Diskussionen und Beiträge. Zusammengestellt von W. Käss. — 382 S., 132 Abb., 12 Tab., 2 Taf., 1972 56,40 DM
- ZÖTL, J.: Die Untersuchung unterirdischer Wässer mittels künstlicher und natürlicher Tracer.
- KÄSS, W.: Die Versickerung der Oberen Donau, ihre Erforschung und die Versuche 1969.
- BAUER, F.: Weitere Erfahrungen beim Uraninnachweis mit Aktivkohle.
- KLIR, S.: Untersuchungen über den Intensitätsabfall des Fluoreszeins.
- HRIBAR, F. & BIDOVEC, F.: Hydrologische und hydraulische Gesichtspunkte bei Markierungsversuchen.
- BAUER, F.: Untersuchungen über die Verwendbarkeit von zwei Fluoreszenzfarbstoffen im Rahmen eines Färbeversuches.
- SCHMASSMANN, H.: Quantitative Auswertung von Kochsalzmarkierungen in Schotter-Grundwasserströmen.
- FRICTH, V. & TAUBER, A.: Neue Ergebnisse der elektrothermischen Markierungsmethode bei Grundwasseruntersuchungen.
- JOB, C.: Ionenumtausch bei Salzungsversuchen.
- SCHNITZER, W. A.: Neue Methoden zur Erforschung des Karstes.
- KÄSS, W.: Grundwasser-Markierungsversuche im Pleistozän der Freiburger Bucht.
- VILLINGER, E.: Seichter Karst und Tiefer Karst in der Schwäbischen Alb.
- GROSCHOFF, P.: Markierungsversuche und karsthydrographische Forschungen auf der östlichen Schwäbischen Alb.
- HABIC, P. & GOSPODARIC, R.: Die hydrologische Problematik und die Erkundung der Zusammenhänge unterirdischer Wässer im Karst der Nordwest-Dinariden.
- KRULC, Z.: Weitere geophysikalische Untersuchungen unterirdischer Wasserwege im jugoslawischen Karst.
- NEUMANN-REDLIN, CHR.: Erfahrungen mit einem automatischen Probennehmer.
- DOMBROWSKI, H.: Zur Problematik der Markierung mit *Serratia marcescens*.
- KLITZSCH, E.: Salinität und Herkunft des Grundwassers im mittleren Nordafrika (Sahara).
- BAYOUMI, A. R. & SAYED, A.: A geophysical study on the underground water of the limestones of Ras El-Hekma area, Northern Mediterranean Coastal Zone of Egypt, ARE.
- CRAMER, K.: Ein Grundwasser-Markierungsversuch im Höhenkirchener Forst (Münchener Schotterebene, Oberbayern).
- BATSCHKE, H., MOSER, H. & STICHLER, W.: Messungen des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalts in Karstwässern.
- DABROWSKI, T. L.: Tracing the directions of underground water flow by the hydrochemical method and its utilization for oil prospecting in Poland.
- AURAND, K., WOLTER, R. & MATTHESS, G.: Fallout-Sr-99 als Markierungsstoff bei Grundwasseruntersuchungen.
- SCHMITZ, J. & VOGG, H.: Die Anwendung der Neutronenaktivierungsanalyse in der Hydrologie.

Fortsetzung Seite 56

Geologisches Jahrbuch

Reihe C

Hydrogeologie, Ingenieurgeologie

Heft 15

ANDREAS BRANDT, STEPHAN KEMPE, MARTIN SEEGER & FIROUZ VLADI

Geochemie, Hydrographie und Morphogenese des Gipskarstgebietes von Duna/Südharz

Mit 21 Abbildungen, 5 Tabellen und 1 Tafel

Herausgegeben von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
und den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland

In Kommission: E. Schelzlerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) · Johannesstraße 3A · D-7000 Stuttgart 1

Hannover 1976

Geol. Jb.	C 15	3—55	21 Abb.	5 Tab.	1 Taf.	Hannover 1976
-----------	------	------	---------	--------	--------	---------------

Geochemie, Hydrographie und Morphogenese des Gipskarstgebietes von Düna/Südharz

ANDREAS BRANDT, STEPHAN KEMPE, MARTIN SEEGER & FIROUZ VLADI*)

Gypsum karst, morphogenesis, regional hydrogeology, karst fillings, holocene
Harz mountains (southern foreland)
(TK 4227, 4327)

Kurzfassung: Das Naturschutzgebiet Hainholz bei Düna (Südharz) ist das bedeutendste geschlossene und unbeeinflusste Gipskarstgebiet Mitteleuropas. Im Mai 1973 wurde eine Bestandsaufnahme der Hydrographie und -chemie vorgenommen, deren Ergebnisse zusammen mit Untersuchungen zur Geologie und Morphogenese vorgelegt werden.

Die Anhydrite des Zechsteins prägen die vom Harz nach S abfallende Schichtstufenlandschaft. Im Hainholz ist der vergipste Hauptanhydrit muldenförmig eingebrochen, so daß Gips hier flächenhaft austreicht. Die Formung der heutigen Oberfläche begann oberterrassenzeitlich mit einer Talbildung im N des NSG. Umgelagerte Harzschotter fanden sich in der Marthahöhle. In Höhlen und an Quellen bildeten sich Sedimente aus residualem Dolomit, Magnesit, Quarz und Illit; Calcit bildet sich neu.

Der Karst ist voll entwickelt, Bäche schwinden bei Eintritt in den Gips. Ihr Wasser ist in Höhlen und Erdfällen aufgeschlossen. Die Karstquellen fördern nur einen Teil der zu erwartenden Abflußspende, der Rest scheint als Rücklage ins tiefere Grundwasser abzufließen. Der holozäne, flächenhafte Abtrag beträgt rund 4 m.

Der Staßfurt-Dolomit liefert Ca-HCO₃-Wässer (z. T. mit mehr als 20 mval% Mg). Die gipsgesättigten Ca-SO₄-Wässer des Gipskarstes lassen sich nach dem CO₂-Partialdruck in Sicker-, Höhlen- und Quellwässer unterschiedlicher Genese einteilen.

Die Höhlen entwickeln sich durch Lösung in den oberen Metern des Karstwasserkörpers. Frischwasser kann durch Bäche (Marthahöhle) oder aus dem Dolomit-Untergrund (Jettenhöhle) geliefert werden. Das nur langsam bewegte Wasser schafft durch Lösung spezifische Formenelemente: die flache Laugdecke und die abgeschrägten Seitenwände, die Facetten. Instabile Höhlendecken erweitern dann den Hohlraum über dem Wasserspiegel durch Verbrechen.

Die hydrodynamischen Vorgänge, die Laugdecke und Facetten bedingen, sind in der durch Gipslösung verursachten Dichtekonvektion zu suchen. An der Laugdecke wird der Lösungstransport durch Salzfinger, an den Facetten durch nach unten gleitende, dichtere Wasserfilme besorgt. In einigen der Höhlenteiche fanden sich bis zu drei, durch Sprungschichten mit steilerem Dichtegrad getrennte Wasserschichten übereinander. Möglicherweise handelt es sich dabei um größere, langsame Konvektionszellen.

[Geochemistry, Hydrography, and Morphogenesis of the Gypsum-Karst-Region of Düna/South-Harz]

Abstract: The natural preserve of Hainholz at Düna (South-Harz) represents the most important gypsum karst of Central Europe. In May 1973 hydrographical and -chemical data were collected in this area. They are presented here together with results from geological and morphogenetical studies.

*) Anschrift der Autoren: A. BRANDT, Dr. S. KEMPE, M. SEEGER und Dipl.-Geol. F. VLADI, alle: Arbeitsgemeinschaft für Niedersächsische Höhlen — Gruppe Hamburg — im Geologisch-Paläontologischen Institut, Bundesstraße 55, 2000 Hamburg 13.

Redaktion: Dr. HANS DIETRICH LANG, Geologieoberrat,
unter Mitarbeit von: B. MESSNER und H. STRAUCH

Für den sachlichen Inhalt sind die Autoren verantwortlich.

Das Geologische Jahrbuch erscheint in
6 Reihen mit folgendem Inhalt:

- Reihe A: Allgemeine und regionale Geologie
BR Deutschland und Nachbargebiete,
Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie
- Reihe B: Regionale Geologie Ausland
- Reihe C: Hydrogeologie, Ingenieurgeologie
Mineralogie, Petrographie,
Geochemie, Lagerstättenkunde
- Reihe E: Geophysik
- Reihe F: Bodenkunde

Anschrift des Herausgebers: Alfred-Bentz-Haus, Postfach 51 01 53, 3000 Hannover 51

Herstellung: MÜNSTERMANN-DRUCK KG, Hannover — Ausgabe 1976

The southward dipping Zechstein anhydrites shape the steplike topography of the South-Harz. In the Hainholz, the gypsified Hauptanhydrit formation covers a large area because of a tectonic graben-structure. The present landscape was developed since the time of the upper terrace, when a valley northwest of the Hainholz was eroded. Gravel of Harz rock has been found in the Marthahöhle. In caves and near springs, sediments of residual dolomite, magnesite, quartz and illite occur. Calcite is formed by precipitation.

Creeks disappear, when they reach the well-developed gypsum karst. The water reappears in caves and sinkholes. The karst-springs discharge only part of the expected runoff volume, the remainder seems to drain into the deeper groundwater. In the Holocene, the karst-surface was lowered about 4 m by solution.

The Staßfurt dolomite discharges calcium-bicarbonate water (sometimes with more than 20 mval% Mg). The calcium-sulfate waters of the gypsum karst are saturated with respect to gypsum and can be divided into seepage-, cave-, and springwater by means of the associated CO₂ partial pressure.

Caves develop in gypsum by solution within a few meters below the water table. Fresh water can be delivered either by creeks (Marthahöhle) or out of the underlying dolomite (Jettenhöhle). The dissolution by a non-turbulent water body creates specific morphological features: flat solution roof ("Laugdecke") and plain, sloped sidewalls ("Facetten"). Because of the possible instability of the roof, the cave can grow upwards above the water table by its collapse.

The hydrodynamics of the formation of Laugdecken and Facetten are controlled by the density convection of the dissolving gypsum. At the roof the ion flux is established by saltfingers; at the walls dense water films slide downwards. In some of the cave-pools, up to three water strata were found, separated by interfaces with steep density gradients. Large convection cells may cause this pattern.

[Géochimie, hydrographie et morphogénèse de la région à Gypse karstique auprès de Düna / Harz Méridional]

Résumé: Le site protégé de Hainholz auprès de Düna (Harz méridional) est la région de gypse karstique la plus importante, sans avoir subi d'influence, de l'Europe Centrale. Les résultats d'un inventaire établi en mois de mai 1973, de la hydrographie et hydrochimie sont présentés en commun avec des recherches géologiques et morphogénétiques.

Le paysage de cuesta, du Harz inclinant vers le S, porte l'empreinte des anhydrites du Zechstein. Dans la forêt dite Hainholz le Hauptanhydrit (A3 — anhydrite principale) transformée en gypse, est affaïcée en cuvette, causante un affleurement étendu du gypse. Le façonnage de la surface actuelle commençait en temps des terrasses supérieures par la formation d'une vallée au N du site protégé. Des cailloutis du Harz remaniés avaient été trouvés dans la caverne Martha. Des sédiments de dolomie résiduelle se formaient dans les cavernes et auprès des sources; magnésie, quartz, argile-mica et calcite sont des minéraux récents.

Le karst est complètement développé, les ruisseaux disparaissent dans des avaloirs en entrant dans le gypse et réparaissent dans les cavernes et dolines. Les sources karstiques débitent seulement une part d'écoulement spécifique à attendre, le reste semble d'attribuer au recharge des eaux souterraines. La dénudation holocène dans l'étendue arrive à 4 m environ.

La Staßfurt-dolomie débite des eaux à Ca-HCO₃ (en partie à > 20 mval% Mg). Les eaux à CaSO₄, saturées en gypse du gypse-karst, peuvent être subdivisées par la pression partielle de CO₂ en eau de percolation, eau de caverne et eau de source, de différente gènes.

La formation des cavernes se fait par solution dans les supérieures mètres de la couche d'eau karstique. Eau douce peut entrer par des ruisseaux (caverne Martha), ou par le fond dolomitique (caverne Jetten). L'eau d'un mouvement lent produit des formes spécifiques par solution: le plafond lessivé, les parois biseautés, les facettes. Des plafonds de caverne instables enlarge la cavité au-dessus du niveau d'eau par effondrement.

Les actions hydrodynamiques, qui conditionnent le plafond lessivé et les facettes, sont à chercher dans les convections de densité, causées par solution du gypse. Le transport des solutions s'effectue par doigts de sel pour le plafond lessivé, par des films d'eau plus dense glissants en bas pour les facettes. Dans quelques étangs-cavernes on a observé jusqu'au trois couches d'eau superposées, séparées par des couches transitoires à gradients raides de densité. Il est possible qu'il s'agit de plus grandes cellules de lente convection.

[Геохимия, гидрография и морфогенез области гипсового карста близ Дюна в южной части Гарца]

Резюме: Заповедник Хейнгольц близ Дюна (южная часть Гарца) является самой важной сплошной и нетронутый внешним влиянием областью гипсового карста Центральной Европы. В мае 1973 г. в этой области были собраны гидрографические и гидрохимические данные, которые приводятся в данной работе вместе с результатами геологических и морфогенетических исследований.

Ступенчатый ландшафт, понижающийся с гор Гарца к югу, характеризуется ангидритами цехштейна. В Хейнгольце загипсованный главный ангидрит провалился в виде мульды, вследствие чего гипс здесь выходит на дневную поверхность, покрывая большую площадь. Формирование современной земной поверхности началось во время развития верхних террас с образованием долины на севере заповедника. Галька пород Гарца была найдена в Marthahöhle. В пещерах и близ источников встречаются осадки, сложенные остаточными доломитом, магнетитом, кварцем и иллитом; кальцит образуется заново.

Карст хорошо развит; ручьи исчезают при их входе в гипс. Их вода появляется вновь в пещерах и воронках. Карстовые источники выпускают только часть ожидаемого объема стока, а остаток, по-видимому, стекает в более глубокие подземные воды. В голоцене поверхность карста опустилась около на 4 м в результате растворения.

Стаßфуртский доломит выпускает воды, содержащие Ca-HCO₃ (частично с более чем 20 м экв % Mg). Воды гипсового карста, насыщенные гипсом и содержащие Ca-SO₄, посредством парциальных давлений CO₂ можно разделить на фильтративные, пещерные и ключевые воды различного генезиса.

Пещеры развиваются растворением в пределах нескольких метров ниже поверхности карстовой воды. Свежая вода может быть подведена ручьями (Marthahöhle) или из подстилающего доломита (Jettenhöhle). Растворение, вызванное нетурбулентной водой, создает специфические морфологические элементы: плоскую кровлю, возникшую растворением («Laugdecke»), и скошенные боковые стенки фасетки. Обрушение нестабильных кровель пещер расширяет полость над поверхностью воды.

Гидродинамические процессы, обуславливающие возникшую растворением кровлю и фасетки, контролируются конвекцией (вызванной разницей плотностей) растворяющего гипса. На возникшей растворением кровле транспорт раствора осуществляется соляными пальцами, а на фасетках, текущими вниз, более плотными водными пленками. В некоторых пещерных прудах были встречены до 3 слоя воды, отделенные друг от друга слоями скачка с крутым градиентом плотности. Это явление, может быть, вызвано крупными ячейками медленной конвекции.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
0. Vorbemerkungen	7
1. Geologische und geomorphologische Übersicht	7
1.1. Geologische Übersicht	7
1.2. Geomorphologische Entwicklung	9
1.3. Petrographie der Höhlensedimente	10
2. Hydrographie	12
2.1. Überblick	12
2.2. Abflußgebiet Nord	13
2.2.1. Marthahöhlsystem	16
2.2.2. Polenloch	16
2.2.3. Schurfbachsystem	16
2.2.4. Krückerbachsystem	16
2.2.5. Heiligentalsystem	16
2.2.6. Klinkerbrunnen	17

	Seite
2.3. Abflußgebiet Süd	17
2.3.1. Dünabachsystem	17
2.3.2. Pferdeteichsystem	17
2.3.3. Jettenhöhlensystem	20
2.3.4. Jettenbachsystem	20
2.4. Niederschläge, Verdunstung, Abfluß	20
2.4.1. Niederschläge	20
2.4.2. Verdunstung	22
2.4.3. Abfluß	22
2.5. Sickerwassermessungen	24
2.6. Lösungsabtrag	24
3. Hydrochemie	25
3.1. Methoden	25
3.1.1. Probennahme	25
3.1.2. Wertetabelle, Analysenmethodik	25
3.1.3. Berechnete Größen	28
3.2. Wassertypen	30
3.2.1. Klassifizierung der Wassertypen	30
3.2.2. Genese des Wassers im Gipskarst	31
3.3. Zur Chemie und Sättigung der Elektrolyte	33
3.3.1. Hauptionen	33
3.3.2. Andere Ionen	34
3.3.3. Zur Frage der Sättigung	36
3.4. Leitfähigkeits-Eichkurven	38
3.5. Regionale Hydrochemie	39
4. Zur Höhlengeneese	42
4.1. Messungen zur Dynamik der Höhlenteiche	42
4.1.1. Profilaufnahmen	42
4.1.2. Strömungsmessungen	45
4.2. Lösung an den Facetten	46
4.3. Lösung an den Laugdecken	48
4.3.1. Lösung durch Salzfinger	49
4.3.2. Dicke der Salzingerschicht	50
4.3.3. Die Ebenheit der Laugdecke	50
5. Schriftenverzeichnis	51

0. Vorbemerkungen

Die Verkarstungsprozesse in und auf Gips des Zechsteins im Gipskarstgebiet von Düna bei Osterode am Harz (Naturschutzgebiete Hainholz und Beierstein) werden seit acht Jahren von der Arbeitsgemeinschaft für niedersächsische Höhlen beobachtet und dokumentiert. Es wurden Grundlagen, z. T. unter Zuhilfenahme von Modellversuchen, zur Lösung morphogenetischer Fragen, ortsspezifisch für die Gipshöhlenbildung, allgemein für die Laugung im Stillwassermilieu gelegt. Der Versuch, zunächst aus den für die Gipshöhlen charakteristischen Formelementen auf die Bildungsumstände eben dieser Formen zu schließen (z. B. Erklärung horizontaler Laugdecken durch einen niveaumäßig eingeregelteten Karstwasserspiegel) hat sich nicht als weiterführend erwiesen. Ausgehend von den hydrochemischen und physikalischen Grundlagen soll nun eine komplexe Deutung des Laugungsvorganges einschließlich seiner Hydraulik erarbeitet werden. Zu diesem Zweck wurde auf einer „Hydrogeologischen Forschungswoche“ im Mai 1973 eine Bestandsaufnahme der Chemie der Wässer im Untersuchungsgebiet vorgenommen (ca. 40 Objekte). Mit den hydrographischen Beobachtungen (Spiegelschwankungen, Quellschüttungen, Niederschläge) wurde bereits im Spätherbst 1972 begonnen. Die Untersuchungen zur Hydrographie sowie der zeitlichen Varianz der Wasserchemie, also der Gipslösung und des Lösungsabtrages in Abhängigkeit von jahreszeitlichen Schwankungen der Grundwasserstände, von Niederschlägen, Temperatur und Verdunstung, werden bis Ende 1976 fortgesetzt.

Die vorliegende Arbeit stellt die Ergebnisse der Forschungswoche zusammen und versucht, einen Überblick über den Stand der empirischen Grundlagen der Verkarstung im Gips, der Theorie zur Gipshöhlenbildung mit besonderer Berücksichtigung der Morphogenese und zur regionalen Hydrogeologie des Gipskarstgebietes von Düna zu vermitteln.

Die Durchführung des Forschungsvorhabens wurde erst durch die großzügige fachliche und technische Unterstützung von Prof. Dr. D. MEISCHNER und seinen Mitarbeitern, Dr. J. PAUL, Frau H. PETERS und Dr. J. SCHNEIDER (Geol.-Paläont. Institut, Göttingen) ermöglicht, denen wir herzlich danken. Dort wurden auch die chemischen Analysen unter Verwendung von Forschungsmitteln des Landes Niedersachsen durchgeführt. Herrn Dr. E. LÖHNERT (Geol. Landesamt, Hamburg) danken wir für die Überlassung von Meßgeräten und die Bestimmung der K- und Na-Gehalte, Frau Prof. I. VALETON (Geol.-Paläont. Institut, Hamburg) für die Hilfe bei den sedimentpetrographischen Untersuchungen der Höhlensedimente. Herrn HASE (Harzwasserwerke Hildesheim) verdanken wir die Installation eines Regestrierpegels im Hainholz. Für die Erlaubnis, Geräte im Hainholz zu installieren, danken wir der Forstgenossenschaft Schwiegershausen. Dem Landkreis Osterode am Harz sind wir für die Unterstützung der Arbeiten verpflichtet.

1. Geologische und geomorphologische Übersicht

1.1. Geologische Übersicht

Der Hauptanhydrit (A 3, Leine-Serie) ist flächenhaft nicht mehr vorhanden. Neben wenigen kleineren Vorkommen von A 3 W und SW Osterode stellt das zum Naturschutzgebiet ausgewiesene Hainholz bei Düna das größte Gipsmassiv im A 3 am SW-Harzrand dar (Abb. 1). Zwischen zwei herzynisch streichenden Verwerfungen ist der hier vollständig vergipste Hauptanhydrit muldenförmig ein-

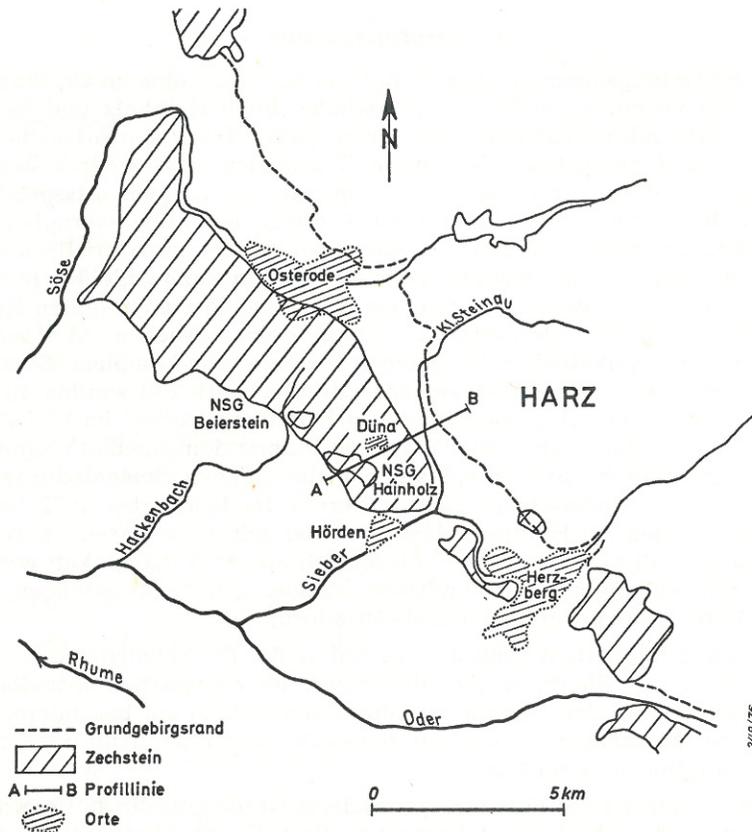


Abb. 1. Lageplan mit Ausstrich des Zechsteins am SW-Harzrand.
(Nach der geologischen Harz-Karte 1 : 100 000)

gesunken, was zu einer maximalen Mächtigkeit von 80 m führt (Abb. 2). Der Ausstrich des Hauptanhydrits innerhalb des Naturschutzgebietes umfaßt 39 ha; dazu kommen innerhalb des Untersuchungsgebietes das NSG Beierstein (A 3), kleinere Flächen von A 3 unter dem Rikkesberg sowie der Spahnberg bei Hörden (s. Abb. 1). Nach NE schließt sich das Stinkdolomitplateau von Düna (Ca 2, Staßfurt-Serie), nach SW ein Residualbereich von A3 unter Buntsandsteinschutt und der untere Buntsandstein an. Quartäre Bildungen treten örtlich als Fließerden auf. Sie werden aufgebaut aus dem besonders fließfähigen Grauen Salzton (T 3, Leine-Serie), der hier bei Düna bis zu 12 m Mächtigkeit erreicht, Residualia des A 2 und A 3, aus den Letten der Aller-Serie und dem unteren Buntsandstein. Im unteren Heiligental treten dann Lößfließerden auf. Die Subrosionssenke südlich des Beiersteins und einige Erdfälle werden von limnisch-humosen Bildungen eingenommen. Fluviale Sedimente sind nicht mehr vorhanden.

Anthropogene Einflüsse, insbesondere solche, die einen Einfluß auf die Hydrographie und Karstwasserchemie haben, fehlen, soweit man von der Düngung absieht. Die Entwässerung von Düna, das auf Grauem Salzton steht, führt in den Dünabach. Das Trinkwasser für Düna wird der Kleinen Steinau im Harz entnommen.

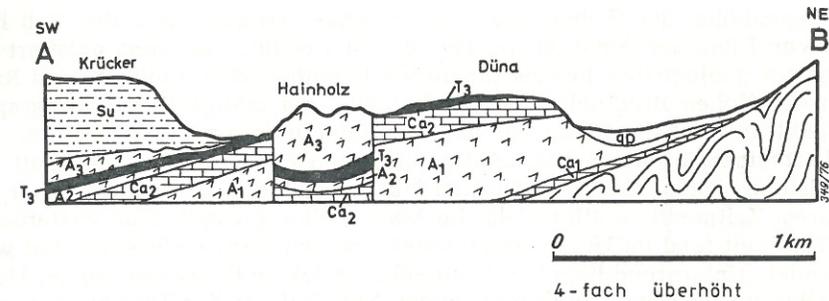


Abb. 2. Schematisches Querprofil A—B durch das Untersuchungsgebiet
(nach KEMPE et al. 1972).

Ca 1 = Zechsteinkalk; A 1 = Werra-Anhydrit; Ca 2 = Stinkdolomit; A 2 = Basalanhydrit; T 3 = Grauer Salzton; A 3 = Hauptanhydrit; Su = unt. Buntsandstein; qp = pleistozäne Terrassenkiese; geringmächtige Einheiten des Zechsteins sind fortgelassen.

1.2. Geomorphologische Entwicklung

Das Untersuchungsgebiet liegt in einer Verebnungsfläche, die vom Harz durch die erst später entwickelte, harzrandparallele Subrosionssenke getrennt wird. Diese tieft sich — merklich erst seit dem mittleren Pleistozän — über dem Ausstrich des A 1 (Werra-Anhydrit) fortlaufend ein. Im E und W ist diese Verebnungsfläche durch die konsequenten Täler des Hackenbaches (im W) und der Sieber (im E), im S durch die Schichtstufe des unteren Buntsandsteins (Krücker, Rikkesberg) begrenzt. Das Gebiet gehört morphologisch zu einem System von harzrandparallelen Verebnungsflächen, die zur Oberterrasse gerechnet und in die Cromer Zeit gestellt werden müssen. Der im Detail sehr heterogene Aufbau der Oberterrassen läßt für ihre Entstehung jedoch einen längeren, wahrscheinlich bis ins Altpleistozän hineinreichenden Zeitraum erwarten. Sie sind im Raum Badenhäusen bis Herzberg (Sieber/Söse) ähnlich entwickelt, liegen oberhalb der harzrandparallelen Steilstufe des A 1/Ca 2 und greifen vorlandwärts bis auf den Buntsandstein hinauf.

Wo diese Verebnungsflächen den Ausstrich (oder fossilen Ausstrich) der jüngeren Gipse schneiden, ist seither infolge der Verkarstung, bzw. vollständigen Auslaugung dieser Gipse (A 2 und A 3) der Verebnungscharakter verstellt. Dies gilt für den weiteren Bereich Hainholz bis Beierstein ganz besonders. Flußkiese als Ausdruck fluvialer Tätigkeit auf diesen oberterrassenzeitlichen Flächen sind nicht zwangsläufig vorhanden im Sinne von GRUPE (1915) oder HÖVERMANN (1949, 1950). Sie finden sich jedoch dort, wo vor der Eintiefung der Subrosionssenke die den Harz in SW-Richtung verlassenden Flüsse eine ehemals durchgehende, konsequente Laufstrecke ins Vorland hinein verfolgten. Für die Sieber läßt sich ein solcher fossiler Lauf auf den Oberterrassen über die Strecke Herzberger Schloßberg—Krähenberg (W Elbingerode) gut mit Kiesen dokumentieren. Eine analoge Entwicklung ist für die Kleine Steinau anzunehmen. Während diese nach der Laufstrecke im Harz der Subrosionssenke als subsequenter Laufstrecke bis zur Umbiegung an der Aschenhütte folgt, muß oberterrassenzeitlich ein Lauf der Kleinen Steinau über die auch heute noch nicht stark eingetiefte Subrosionssenke

an der Papenhöhe, der Sieber-Söse-Wasserscheide, hinweg, über den Paß hart nördlich von Düna und hinab in das Heiligental westlich von Düna existiert haben. Einziger geologischer Beweis für diesen hypothetischen Flußlauf sind Restkiese in der Hohen Bruchhalle der Marthahöhle, die infolge ihres petrographischen Spektrums auf die Kleine Steinau als Lieferanten hindeuten. Sie sind aus einer obertägigen, primären Lagerstätte zusammen mit Verwitterungsschutt des Buntsandsteins, Kleinsäugerknochen und Holzkohlestückchen zu nicht näher bestimmtem Zeitpunkt solifluidal in die Marthahöhle gelangt. Eine weitere fluviatile Tätigkeit fand im Untersuchungsgebiet seither nicht mehr statt. Auf wasserstauendem Untergrund liegt heute nurmehr die lokale Entwässerung der Hochfläche selbst vor (s. Kap. 2) mit einer jungen Morphologie der Tälchen, die weitgehend mit der Subrosion des A1 korrespondiert.

Während sich der geologische und der geomorphologische Bau des Untersuchungsgebietes gut fassen läßt, ist über die erdgeschichtliche Entwicklung des Gipskarstes und seiner Formelemente selbst bislang noch keine konkrete Aussage möglich. Noch in den Anfängen liegt die Altersbestimmung einzelner Elemente und der Einfluß des Klimas vom Ende des Tertiärs bis heute auf Geschwindigkeit und Morphologie der Gipsverkarstung.

Ansatzpunkte hierzu liefern solifluidale, bzw. limnisch-humose Erdfallfaltungen, worüber gegenwärtig ein gesondertes Forschungsvorhaben mit Schwerpunkt Beiersteinteich und Pferdeteichsystem in Arbeit steht. Die Entwicklung beider Objekte geht nach ersten Sedimentuntersuchungen mindestens bis in die Weichsel-Kaltzeit zurück.

1.3. Petrographie der Höhlensedimente

Über die Petrographie der Höhlensedimente aus dem Hainholz und Beierstein soll gesondert publiziert werden. Hier sei ein Überblick gegeben. Der A3 ist im Hainholz vollständig, d. h. bis zur Basis vergipst. Eingeschaltet sind ca. 1 m mächtige Linsen plattigen Dolomits, die faziell aus dem liegenden Plattendolomit hervorgehen. Sie führen zu einer Selektion des Reliefs (Karstkegel). Für die Petrographie des Höhlenlehms und die Hydrochemie sind neben diesen Dolomiten die häufig eingeschalteten, cm-dicken Schlieren von Magnesit von Bedeutung, die an glatten Höhlenfirsten (Marthahöhle: Flacher Saal) meist deutlich gefältelt sehr schön in Erscheinung treten (Gruppe a, s. u.). Quarz tritt im A3 sowohl detritisch als auch authigen in sehr geringen Mengen auf. Die Tonminerale im A3 sind nicht näher bestimmt; ihr Auftreten wird als diffus oder in kleinen Linsen mit allgemein geringen Mengen beschrieben (KOSMAHL 1969). Andere Minerale kommen nur in Spuren vor. Dieser heterogene Aufbau des A3 spiegelt sich in dessen Residualbildungen wider.

Für die Untersuchung der Sedimentgenese in Giphöhlen wurden aus der Marthahöhle, der Jettenhöhle und dem Klinkerbrunnen Proben aus folgenden Bereichen untersucht: a) lösungsresistente Bestandteile im A3; b) lösungsresistente, ältere (?quartäre) Kluffüllungen; c) Bodensedimente; d) Residualia auf Flächen aktiver Laugung (Facetten); e) Sinter.

Die Bearbeitung erfolgte mit Hilfe eines Röntgenbeugungsgerätes (PHILIPS MKRO 111) mit Cu-Röhre im Sedimentpetrographischen Labor des Geologisch-

Tabelle 1: Übersicht über die Petrographie von Höhlensedimenten aus der Jettenhöhle, Marthahöhle und dem Klinkerbrunnen. Bestimmung nach dem Röntgenbeugungsverfahren.

Nr.	Ort	Entnahmestelle	Strat.	Mineralogie	Bemerkungen	Genese	Gruppe
8	MH. Flacher Saal	Firste		Mg, Gips, (Qz), (TM), Ca-Spuren	gefaltete, 5 cm mächtige Linse	marin	a
10	JH. Hübichsaal	NE-Stoß, Firste	Zechstein	Do, Ca, Qz, Gips, ?Boracit	bei Gipslösung hängengeblieben	unbekannt	a
13	JH. Hübichsaal	S-Stoß, Firste		Ca, Do, Mg, Qz, Gips, (TM)	hängengeblieben	unbekannt	a
8a	JH. Hübichsaal	NE-Stoß, Firste		Ca, Do, Qz, (Mg), (TM)	bei Gipslösung hängengeblieben	unbekannt	a
7	MH. Flacher Saal	vor Strötker-Schluf, Firste	Pleist.	Ca, Qz, (TM)	Schlammstinter, sehr porös	Kluffüllung?	b
6	MH. schlammige Grotte	E-Stoß, ± Facette		Qz, TM, (Ca), Mg-Spuren	"Lehmbäumchen"	Bodensediment	c
1a	JH. Hübichsaal	Bohrung 1, OK.		Mg, Ca, Qz, TM, Gips	standfest, krümelig, festgetreten	Bodensediment	c
1b	JH. Hübichsaal	Bohrung 1, 30 cm u. OK.		Ca, Do, Qz	brekziös	Kalkhäute	c
2	JH. Hübichsaal	Bohrung 2, OK.		Ca, Mg, Do, Qz	standfest, krümelig	Bodensediment	c
6a	JH. Hübichsaal	NE-Stoß, OK. bis -0,2 m		Ca, (Do), (Qz)	dichtes, unverfestigtes Lager von Kalkhäuten	Kalkhäute (autigen)	c
9	JH. Hübichsaal	NE-Stoß, Verbruch	Holzäen	Ca, (Do), (Qz)	± geschichtet	aus dem Teichwasser ausgefällt	c
11	JH. Hübichsaal	SW-Stoß, Stoß		Qz, Ca, (TM)	bis 1 m mächtige Bank, tonig-feinsandiges, lockeres Sediment	Bodensediment	c
12	JH. Hübichsaal	S-Stoß, OK.		Ca, Mg, Do, Qz, Gips	mit der Firste zu Boden gefallen	aus dem Teichwasser ausgefällt	c
14	JH. Kreuzdom	Bohrung 3, -2,7 bis -3,7 m u. OK.		Ca, Do, Qz, (TM)	Ton-Schluff mit Karbonat- Bröckchen	Bodensediment	c
19	MH. Ullmentor	OK.		Qz, (Ca), (Mg), (TM)	Ton-Schluff; rotbraune Schluff- Bänder	Bodensediment	c
5	MH. Flacher Saal	W-Stoß, Facette		Mg, Qz, Ca, (TM)	feinsandiger Schluff	Lösungsrückstand	d
1	Kl.	Facette		Qz, Mg, (Ca), TM, Do-Spuren	feinsandiger Schluff	Lösungsrückstand	d
17	MH. Südsee	SW-Stoß, Facette unten	Holzäen	Qz, Mg, Ca, TM	rotbraune Unterschicht, feinsandiger Schluff	Lösungsrückstand	d
18	MH. Südsee	SW-Stoß, Facette oben		Mg, Ca, Qz, Gips, TM-Spuren	feinsandiger Schluff	Lösungsrückstand	d
21	MH. Engpaß	W-Stoß, auf Verbruchblock	rezent	Ca	Stalagmit, 5 cm hoch ¹⁴ C-Altersbestimmung NLFB, Hannover 4787	Höhlensinter	e

Abkürzungen: MH. = Marthahöhle; JH. = Jettenhöhle; Kl. = Klinkerbrunnen; OK. = Oberkante Sediment; Mg = Magnesit; Ca = Calcit; Do = Dolomit; Qz = Quarz; TM = Tonminerale, nicht näher differenziert.

Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg. In ihrer durchschnittlichen Reihenfolge treten im abnehmenden Anteil folgende Minerale auf: Calcit, Dolomit, Magnesit, Quarz, vereinzelt Gips sowie in wechselnden, aber geringen Mengen Tonminerale, überwiegend Illit, seltener Chlorit. Die Tonminerale wurden im einzelnen nicht näher untersucht. Eine Zusammenstellung der Ergebnisse findet sich in Tabelle 1.

Die Sedimente in den Höhlen des Verbruchstypus wurden am Beispiel der Jettenhöhle untersucht. Als authigenes Sediment der Höhlensohle (Gruppe C) finden sich Karbonate in lagiger über zellig-poröser bis bröckelig-ungeordneter Ausbildung. Ihr größerer Anteil dürfte auf eine in-situ-Fällung aus Wässern herzuweisen, die vor Eintritt in den Höhlenraum den Ca²⁺ (Stinkdolomit) passiert haben. Ein weiterer, quantitativ schwer faßbarer Anteil ist auf die Ausfällung des Karbonats aus Sickerwässern (s. Kap. 3.2.2.) zurückzuführen. Der geringere Anteil ist als Residualbildung aufzufassen. Im Mineralbestand überwiegt bei den authigenen Karbonaten Calcit, bei den Residualia treten ohne erkennbare Systematik Calcit, Dolomit und Magnesit, vereinzelt auch Quarz und Gips als Hauptgemengteil auf. Die gleiche unsystematische Vielfalt tritt in der Sedimentgruppe d (Facetten) auf. Abgesehen von dem geringeren Calcitanteil läßt diese durch vier Proben belegte Gruppe (Marthahöhle, Klinkerbrunnen) keine für die Genese charakteristischen Gemeinsamkeiten erkennen. Sie repräsentieren die lokale Heterogenität des A3 der Höhlenfirste. Für Gruppe b (Kluftfüllungen) liegt nur eine Probe aus der Marthahöhle mit überwiegend Calcit neben Spuren von Quarz und Tonmineralen vor. Die genetische und stratigraphische Zuordnung dieser im hinteren Teil der Marthahöhle beispielhaft ausgebildeten, bei der eigentlichen Höhlenentwicklung stehengelassenen Kluftfüllungen ist noch gänzlich unklar. Sie werden von STOLBERG (1936) mit dem nicht ganz zutreffenden Namen Schlamm-sinter beschrieben.

Echte Sinterbildungen (Gruppe e) treten in Giphöhlen praktisch nicht auf. Lediglich im hinteren Teil der Marthahöhle kommt es zu einer schwachen Versinterung, die das ausgefällte Calciumkarbonat aus linsenförmigen, karbonatischen Einschaltungen im A3 im Hangenden der Firste bezieht. Ein 5 cm großer Stalagmit wies ein rezent-subrezentes Alter auf (Bestimmung durch das ¹⁴C-Labor der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, Dr. M. GEYH).

Allothigene Höhlensedimente wurden bereits mit den „Schlamm-sintern“ und den Restkiesen in der Marthahöhle (s. o.) beschrieben. Humose Bildungen konnten untertage bislang nur im Flachen Saal der Marthahöhle festgestellt werden, wo — durch einen Markierungsversuch bestätigt — durch die Bollerkopfbachschwinde bei hohen Schüttungen pflanzlicher Detritus eingeschwemmt wird. Somit ist dessen Alter rezent, worauf auch eine makrofloristische Bestimmung durch Herrn Dr. WILLERDING, Göttingen, hinweist.

2. Hydrographie

2.1. Überblick

Die Hydrographie des bearbeiteten Gipskarstgebietes von Düna wird in Abb. 3 kartographisch dargestellt. Die morphologische Wasserscheide Sieber—Oder/Hackenbach—Oder scheint nach bisherigen Befunden auch die subterrane

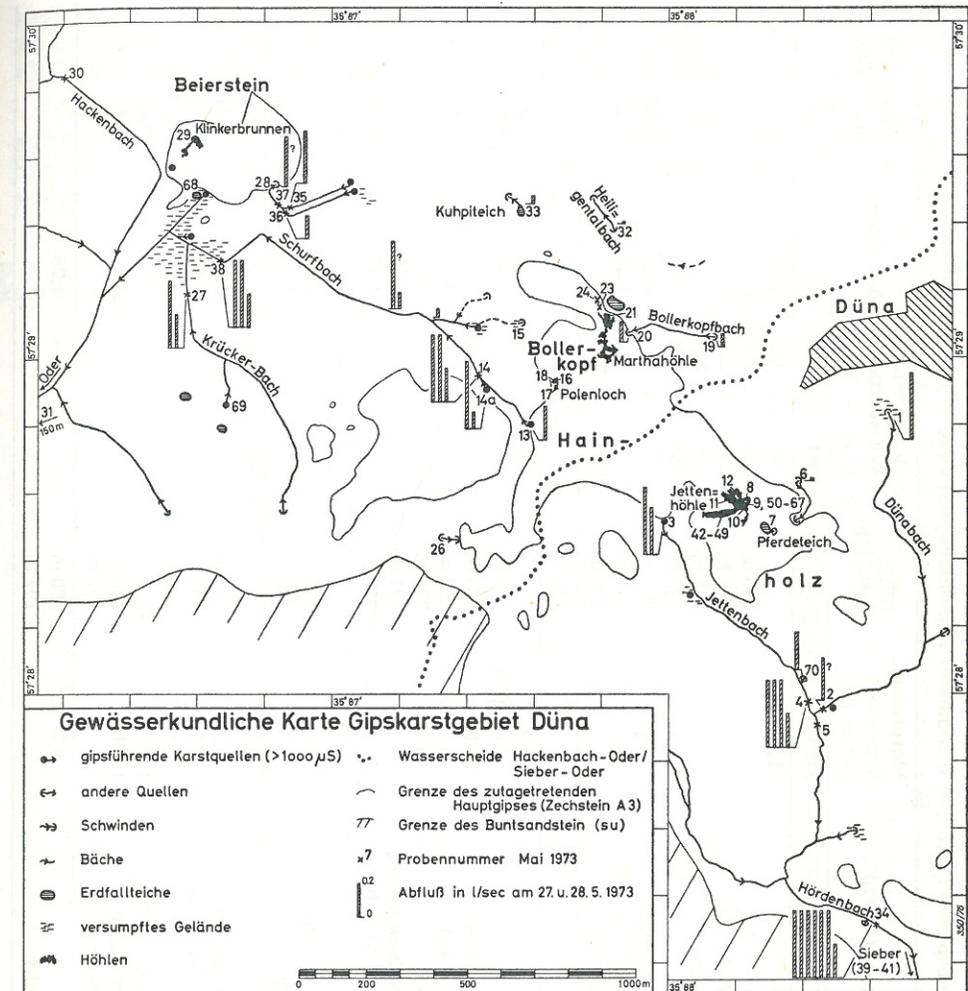


Abb. 3. Gewässerkundliche Karte des Gipskarstgebietes Düna.

hydrographische Wasserscheide zu sein, wobei Querverbindungen möglich sind. Sie verläuft vom Krücker quer durchs Hainholz nach NE über die Hochfläche nördlich von Düna. Das nördlich gelegene Gebiet mit Bollerkopf, Mittelberg und Beierstein umfaßt als „Abflußgebiet Nord“ bis zum Kamm des Rötzel als nördliche Wasserscheide rund 315 ha und entwässert über den Hackenbach zur Oder.

Das etwa 175 ha große „Abflußgebiet Süd“ entwässert über den Hördener Bach in die Sieber und mit ihr gleichfalls zur Oder.

2.2. Abflußgebiet Nord

Als Rest eines fossilen Talsystems (Kl. Steinau—Heiligenbach—Hackenbach) verläuft das Heiligental als Trockental in E—W-Richtung parallel zum Dolomit-

Tabelle 2: Daten der Grundwasserblänken und Oberflächenwässer des Abflußgebietes Nord.
(Q_{err} = aus der Abflußpende q (Tab. 4) errechneter Regionalabfluß; Q_{gem} = gemessener Abfluß)

Grundwasser-Körper	Grundwasser-Aufschluß	Morpholog. Einzugsgebiet (ha)	Mittl. NN-Höhe	Höhendiff. + Wasserstand Max — Min	Q_{err} (l/sec)	Q_{gem} (l/sec) am 27./28. 5.
Abflußgebiet Nord		315,0		241 — 195	45,0	2,5
Marthahöhlen-System						
Marthahöhle		11,9	238 m	267 — 232	1,70	
Marienglashöhle			238 m	239 — 232		
Jubiläumshöhle			238 m	239 — 232		
Wasserhöhle			238 m	239 — 232		
Bollerkopfbach-Quelle		2,4	238 m	239 — 232	0,34	0,08
Bollerkopfbach-Schwinde		8,9	241 m	238 — 235	1,27	0,12
Marthahöhleenteich			236 m			
Polenloch			235 m			
Schurfbach-System						
Schurfquelle		82,3	229 m	234 — 195	11,75	1,0
Schurfbach bei 14 a		2,6—19,0	223 m		0,37—2,72	0,2
Nebenquelle (14 a)		30,0	223 m		4,28	1,0
Birkenquelle		3,7—20,0	223 m		0,53—2,86	0,5
Birkenbach-Nebenquelle		4,3	234 m		0,61	
Birkenbach vor Mündung		6,2	221 m		0,89	
		10,3	212 m		1,47	0,05
Kruckerbach-System						
Kruckerbach-Quelle		48,1	235 m	235 — 197	6,86	0,6
Krückloch (99)		3,0	235 m		0,43	
		8,0	216 m		1,14	
Heiligental-System						
Heiligenbach-Quelle		152,0	237 m	237 — 197	21,7	0,3
Heiligenbach-Schwinde		22,7	234 m		3,24	0,01
Kuhpитеich		28,2	235 m		4,03	
Beiersteinbach-Quellen		2,3	207 m		0,33	0,045
Beierstein-Schwinde		139,2	207 m		19,9	0,45
Quelle SW Beierstein		148,6	200 m		21,2	0,3
		?	197 m		?	?
Klinkerbrunnen						
Beierstein-Teich		8,8	200 m		1,26	
			197 m			

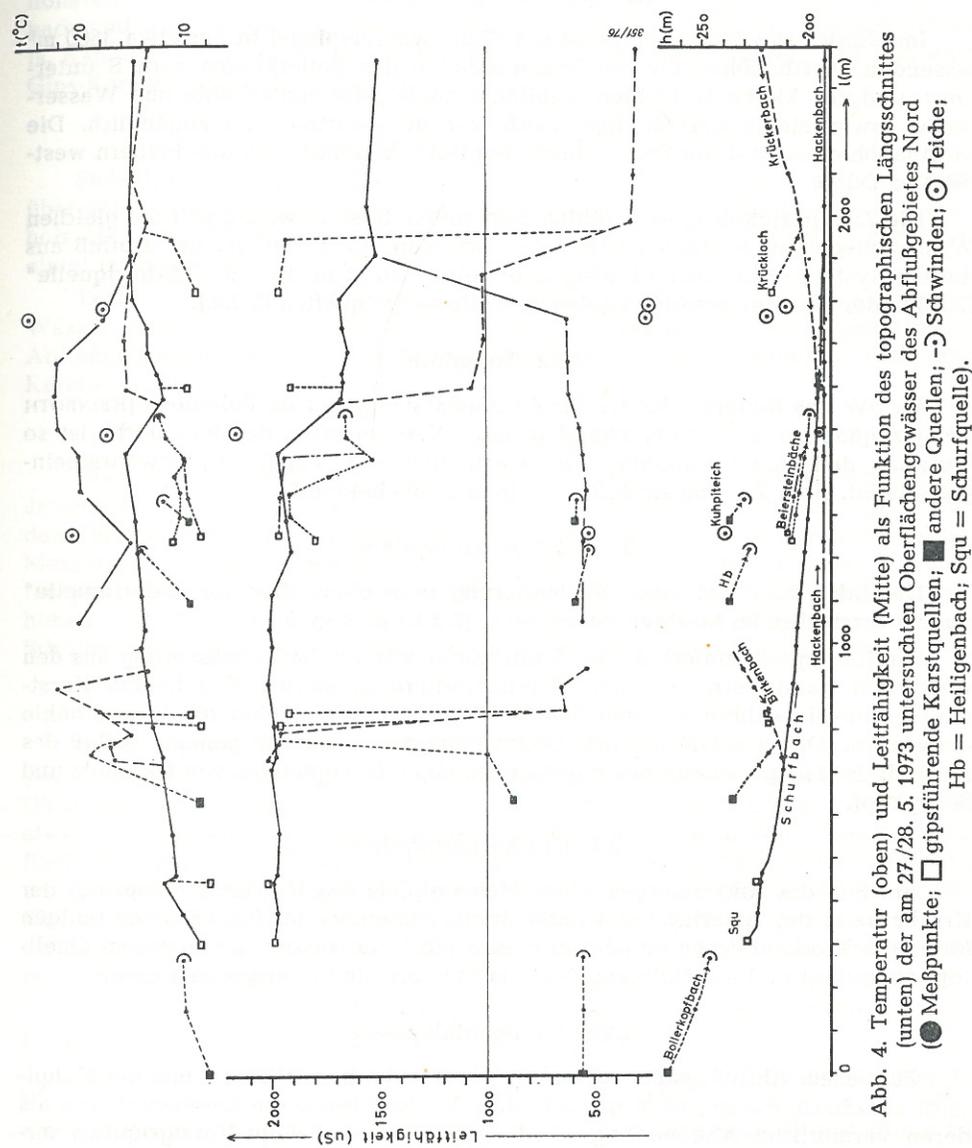


Abb. 4. Temperatur (oben) und Leitfähigkeit (Mitte) als Funktion des topographischen Längsschnittes (unten) der am 27./28. 5. 1973 untersuchten Oberflächenwässer des Abflußgebietes Nord (● Meßpunkte; □ gipsführende Karstquellen; ■ andere Quellen; ↗ Schwinden; ⊙ Teiche; Hb = Heiligenbach; Squ = Schurfquelle).

zug des Rötzel durch das Abflußgebiet Nord und ist die morphologisch tiefste Rinne. Nach der periglaciären klimabedingten Taleintiefung der Sieber wurde die Kl. Steinau zur Sieber abgelenkt und das Heiligental fiel trocken.

Während eine oberflächliche Entwässerung der Hochfläche N Düna nach W nur durch den Bollerkopfbach zur Marthahöhle und den kurzen Lauf des Heiligenbaches mit unbekannter Fortsetzung stattfindet, übernimmt der Schurfbach mit seinen Nebenbächen den Hauptabfluß dieses Gebietes.

In Tabelle 2 sind die wichtigsten Daten der Grundwasserblänken und Oberflächenwässer des Abflußgebietes Nord zusammengefaßt. Abb. 4 zeigt über den topographischen Längsschnitten dieser Gewässer die Kurven der elektrischen Leitfähigkeit und der Temperatur, gemessen am 27. und 28. Mai 1973. Die Gips-Karstquellen mit 1800 bis 2000 μS liegen den geomorphologischen und tektonischen Verhältnissen entsprechend in topographisch tieferer Position als die sie indirekt beliefernden nicht gipsführenden Quellen.

2.2.1. Marthahöhlensystem

Im Norden des Bollerkopfes ist der Grundwasserspiegel in der etwa 3500 m³ fassenden Marthahöhle, die die Wasserscheide des Bollerkopfes nach S unterfährt, und den kleineren Höhlen: Jubiläumshöhle, Marienglashöhle und Wasserhöhle sowie einem periodischen Teich vor der Marthahöhle zugänglich. Die Marthahöhle erhält ihren Zufluß durch den Bollerkopfbach von den Feldern westlich von Düna.

Die Zugehörigkeit dieser Höhlen zum selben System wird durch die gleichen Wasserspiegelschwankungen belegt (s. auch Kap. 3.). Bisher ist der Abfluß aus diesem System nicht bekannt. Möglicherweise erfolgt er über die „Schurfquelle“ (2.2.3.) oder eine der unterhalb gelegenen Gips-Karstquellen (2.2.3.).

2.2.2. Polenloch

Im SW des Bollerkopfes ist der Grundwasserspiegel im Polenloch (REINBOTH 1964) zugänglich. Der Wasserstand in den Wassergrotten des Polenlochs ist so konstant, daß eine Verbindung zum Marthahöhlensystem (2.2.1.) unwahrscheinlich scheint. Über Zu- und Abfluß ist bislang nichts bekannt.

2.2.3. Schurfbachsystem

Der Schurfbach hat seine Verlängerung nach oben über die „Schurfquelle“ hinaus vermutlich im Marthahöhlensystem (2.2.1.) (s. Kap. 3.5.).

Die Karstquelle unterhalb der Schurfquelle könnte die Entwässerung aus den westlichen Karsttälern und den Mädchenlöchern darstellen. Die beiden Karstquellen am Birkenbach könnten das Marthahöhlensystem über die Wasserhöhle entwässern. Damit erfaßt der Schurfbach möglicherweise den ganzen Abfluß des nördlich der Hauptwasserscheide gelegenen Gips-Karstgebietes von Hainholz und Bollerkopf.

2.2.4. Krückerbachsystem

Am Fuß des Rikkesberges, eines Nebengipfels des Krückers, entspringt der Krückerbach, der zunächst nur weiche Buntsandsteinwässer führt. Neben einigen kleineren Trockentälchen mündet in diesen ein Karstwasser, das in einem Quelltopf entspringt und das Dolinengebiet am Fuß des Rikkesberges entwässert.

2.2.5. Heiligentalsystem

Zu diesem Abflußsystem zählen der Heiligenbach, NW Düna, und der Kuhpietich als oberflächliche, nicht gipsführende Wässer sowie die Beiersteinbäche als deren vermutliche Abkömmlinge nach Durchfluß eines Gips-Karstgrundwasser-

Körpers im Bereich des Heiligentales und des Mittelberges. Nach abermaligem Verschwinden in der Beiersteinschwinde mag dieses Wasser in der Karstquelle SW Beierstein wieder austreten und dem Schurfbach zufließen (s. Kap. 3.5.).

2.2.6. Klinkerbrunnen

Der Klinkerbrunnen im Beierstein (Pr. 29) stellt vermutlich ein eigenes Wassersystem dar, das seinen Zufluß durch Sickerwässer aus dem Beierstein und unterirdisch aus N vom Rötzel erhält. Die Entwässerung erfolgt einerseits bei höheren Wasserständen über den Klinkerbrunnen-Überlauf direkt in den Hackenbach und sonst wahrscheinlich über den Beiersteinteich (Pr. 68) zum Schurfbach (s. Kap. 3.5.). Die Leitfähigkeitsmessungen im Hackenbach zeigten, daß ihm kein Gips-Karstwasser indirekt zusitzt.

2.3. Abflußgebiet Süd

Südlich der Hauptwasserscheide wird die Hochfläche von Düna einerseits über den Dünabach, andererseits über den „Brunnen“ ins Hainholz, und das Hainholz über den Jettenbach nach S entwässert. Düna- und Jettenbach fließen vereinigt in Hörden in die Sieber.

Tabelle 3 gibt die theoretischen und gemessenen Daten der beobachtbaren Wässer, Abb. 5 zeigt wie Abb. 4 die Werte der Leitfähigkeit und Temperatur im Abflußgebiet Süd vom 27. und 28. Mai 1973. Es lassen sich folgende Abfluß- und Karstwassersysteme feststellen:

2.3.1. Dünabachsystem

Über den Dünabach wird oberflächlich die Hochfläche von Düna zum Tal des Jettenbaches entwässert. Kurz vor dem Zusammenfluß mit dem Jettenbach sitzt dem Dünabach eine Gips-Karstquelle zu, die erst durch die in Abb. 5 dargestellten Messungen festgestellt wurde. Ihr Wasser ist immerhin in der Lage, die Leitfähigkeit des Dünabaches schon vor Erreichen des Jettenbaches erheblich zu erhöhen und die Temperatur zu erniedrigen, was auf eine nicht unbedeutende Schüttung schließen läßt. Die Herkunft dieses Wassers ist noch ungeklärt.

2.3.2. Pferdeteichsystem

Das Pferdeteichsystem umfaßt die Erdfälle östlich der Jettenhöhle. Eine artesische Quelle, „Brunnen“, die ihr Einzugsgebiet nördlich unterhalb des Dorfes Düna hat, schüttet über einen vermutlich durch Calcit-Ausfällung aufgebauten, etwa 1 m hohen Schwemmkegel in den nordöstlichen Erdfall. Das Wasser fließt auf dem Erdfallboden bis zur Wand vor dem Pferdeteich-Erdfall, um dort zu versickern und wahrscheinlich nach rund 70 m unterirdischen Laufs an der SE-Flanke des Pferdeteichs wieder auszutreten. Die Schüttung dieser Quelle ist abhängig von der Tätigkeit des „Brunnens“, und sie wird bei hohem Wasserstand im Pferdeteich überflutet.

Im Pferdeteich wurden Wasserstandsschwankungen von einem völligen Leerlaufen bis zum Überfluten der Quelle von 8 m beobachtet.

Austrittsstellen des hier versinkenden Wassers sind bislang nicht bekannt. Möglicherweise entwässert der Pferdeteich in liegende Zechsteinschichten, so daß ein Wiederaustritt erst in größerer Entfernung zu suchen wäre. Dieser Frage ist

Tabelle 3: Daten der Grundwasserblänken und Oberflächenwässer des Abflußgebietes Süd.
(Zeichenerklärung siehe Tab. 2)

Grundwasser-Körper	Grundwasser-Aufschluß	Morpholog. Einzugsgebiet (ha)	Mittl. NN-Höhe	Höhendiff. + Wasserstand Max — Min	Q _{err} (l/sec)	Q _{gem} (l/sec) am 27./28. 5.
Abflußgebiet Süd		175,0		261 — 224	25,0	2,6
Dünabach-System	Dünabach-Quelle	54,7	261 m	261 — 224	7,81	0,25
	Dünabach-Nebenquelle	13,9	225 m		1,98	0,4
Pferdeteich-System	Quelle: „Brunnen“	17,3	250 m	250 — 237	2,47	0,017
	Quelle im Pferdeteich Pferdeteich	6,4 ?	243 m 241 m		0,91	
Jettenhöhlen-System	Jettenhöhle Jettenhöhlenteiche 5	0,5	241 m	241,5 — 240	0,072	
Jettenbach-System	Jettenquelle	70,8	243 m	243 — 224	10,1	1,4
	Jettenbach-Nebenquelle-Pol.	10,0	237 m		1,43	0,68
	Jettenbach-Nebenquelle-Fischt.	7,8 6,9	228 m		1,11 0,99	0,22

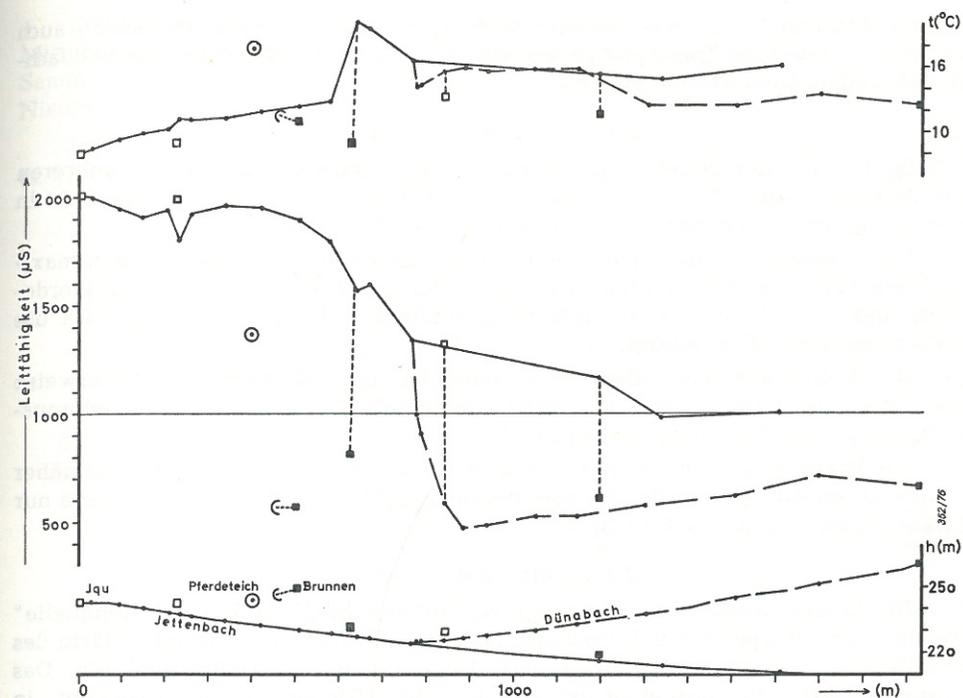
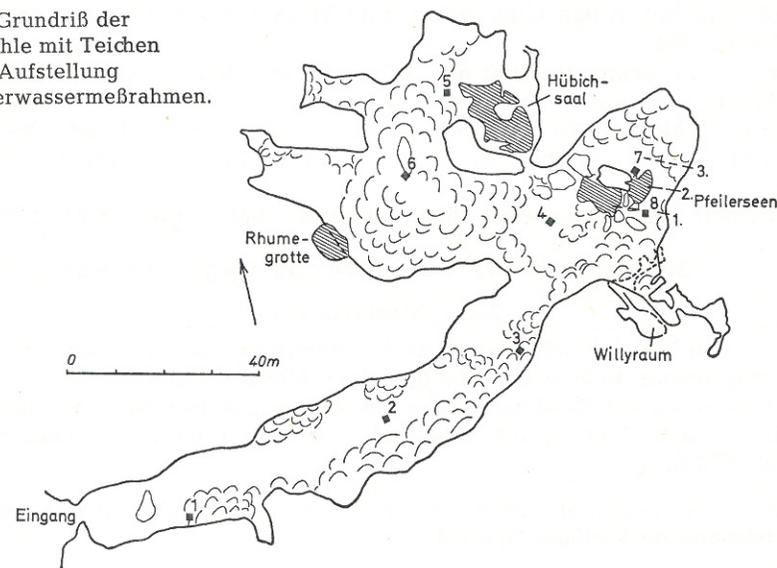


Abb. 5. Temperatur (oben) und Leitfähigkeit (Mitte) als Funktion des topographischen Längsschnittes (unten) der am 27./28. 5. 1973 untersuchten Oberflächengewässer des Abflußgebietes Süd

(Zeichenerklärung s. Abb. 4; Jqu = Jettenquelle).

Abb. 6. Grundriß der Jettenhöhle mit Teichen und der Aufstellung der Sickerwassermeßrahmen.



nur durch einen Markierungsversuch nachzugehen, wobei unter Umständen auch näher gelegene Gips-Karstquellen wie die unter 2.3.1. beschriebene zur Beobachtung herangezogen werden müssen.

2.3.3. Jettenhöhlensystem

Im Bereich der Jettenhöhle ist der Karst-Grundwasserkörper in mehreren Teichen zugänglich (Abb. 6). Bis auf die beiden Pfeilerseen scheinen diese nicht in unmittelbarer Verbindung zu stehen, wie in Kap. 3.5. erläutert wird.

Die Wasserspiegelschwankungen in den Jettenhöhlenteichen erreichen maximal den Wert von 1,5 m. Diese Tatsache kann als Nachweis gelten, daß Pferdeteich und Jettenhöhle hydrographisch unabhängige Systeme sind, obgleich die Entfernung nur 100 m beträgt.

Der Abfluß aus dem Jettenhöhlensystem ist noch unbekannt. Möglicherweise stellt die Quelle südlich der Jettenquelle, neben dem Jettenbach den Wiederaustritt aus diesem System dar (s. Kap. 3.5.).

Als Wasserzulieferer für das Jettenhöhlensystem sind neben noch nicht näher untersuchten Zutritten in der Sandspalte, dem AN-Loch und dem 2. Pfeilersee nur Sickerwässer bekannt (s. Kap. 3).

2.3.4. Jettenbachsystem

Die Quelle westlich des Eingangs zur Jettenhöhle, hier kurz „Jettenquelle“ genannt (Pr. 3), speist den Jettenbach. Niedrige Temperatur und hohe Härte des Quellwassers deuten auf eine längere Verweildauer im Untergrund hin. Das morphologische Einzugsgebiet ist das nördlich gelegene Gips-Karstgebiet, in dem bisher keine Höhlen zugänglich sind.

Nach rund 250 m sitzt dem Jettenbach westlich neben dem Bachlauf eine schwache Gips-Karstquelle zu, die bei ähnlicher Leitfähigkeit wie der Jettenbach durch niedrige Temperatur auffiel. Das Wasser könnte einerseits aus dem Jettenhöhlensystem (s. Kap. 2.3.3.) kommen, und zum anderen könnte es das von der Buntsandsteinhöhe in den Gips eintretende Wasser des westlich gelegenen Dolinengebietes sein.

Kurz vor Zusammenfluß mit dem Dünabach mündet eine Quelle (Pr. 70) weichen Wassers in den oberen von zwei neu angelegten Fischteichen. Sie beeinflusst die Leitfähigkeit des Jettenbaches kaum. Das Wasser scheint Oberflächenwasser aus dem Residualbereich (KEMPE et al. 1972) des südlichen Hainholzes zu sein.

Jettenbach und Dünabach fließen gemeinsam bei Hörden in die Sieber.

2.4. Niederschläge, Verdunstung, Abfluß

2.4.1. Niederschläge

Da erst im Mai 1973 eine Niederschlagsmeßstelle bei Düna von den Autoren eingerichtet wurde, ließ sich ein langjähriges Niederschlagsmittel für das Hainholz nur zwischen den Stationen Osterode (876 mm/a), Herzberg (823 mm/a) und Gieboldehausen (649 mm/a) interpolieren¹⁾ und beträgt dann ca. 820 mm/a (KEMPE & SEEGER 1972 a).

¹⁾ Die Niederschlagswerte wurden von Herrn HASE, Harzwasserwerke in Hildesheim, freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

Für 1972 ergibt sich ein Niederschlagswert von rund 90% des langjährigen Mittels von 740 mm, interpoliert aus den Werten von Osterode, Herzberg und des Sammlers Lüderholz. Im ersten Halbjahr 1973 fielen im Hainholz rund 330 mm Niederschlag.

In Abb. 7 sind über den Kurven der Sickerwassermengen aus der Jettenhöhle (s. Kap. 2.5.) die Niederschlagshöhen der Monate März bis Mai 1973 der Stationen

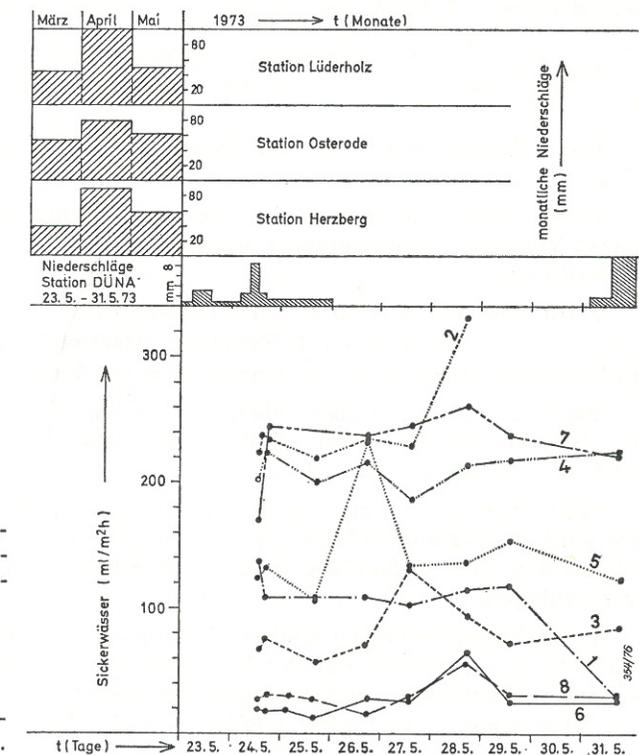


Abb. 7. Korrelation der Sickerwassermengen in der Jettenhöhle mit den Niederschlägen der Vormonate (oben links) und der Meßtage (oben rechts) (1—8 = Sickerwassermeßrahen, Aufstellung s. Abb. 6).

Lüderholz, Osterode und Herzberg aufgetragen. Im April lag ein Niederschlagsmaximum, das über dem langjährigen Monatsmittel von rund 70 mm fürs Hainholz liegt. Die Niederschlagsmenge des Mai verteilt sich etwa zur Hälfte auf den 1. bis 15. Mai, mit einer Spitze von 10,3 mm als Wolkenbruch am 14. 5. Nach fünf trockenen Tagen fielen vom 20. bis 25. 5. 13,2 mm, von denen allein 6,4 mm am 24. 5., zu Beginn der Forschungswoche, fielen. Am 29. 5. setzte die Schauerneigung wieder ein, und am 31. 5. schüttete es, so daß hier mit 12,9 mm der höchste Tageswert im Mai liegt, der die Messungen aber nicht mehr beeinflusste.

Vom 23. 5. bis 31. 5. wurde der Niederschlag für das Gips-Karstgebiet Düna im Pferdeteich gemessen. Die Werte sind in Abb. 7 dargestellt. Für die Tage der Forschungswoche vom 23. bis 31. 5. sind rund 17 mm Niederschlag in Anrechnung zu bringen.

ein Faktor 2 postulieren. Das bedeutet, daß von den 450 mm/a (A) nur rund 225 mm/a erfaßbar abfließen, während die anderen 225 mm/a als Rücklage in tiefere Grundwasserstockwerke versinken. Das ist eine Grundwassererneuerung von rund 1,1 Mio m³/a aus dem gesamten Untersuchungsgebiet.

Ob ein Teil des versinkenden Wassers in der Rhume-Quelle wieder austritt, muß vorläufig unklar bleiben.

Ebenso unklar bleibt vorläufig die Herleitung der Vermutung HAASES (HAASE et al. 1970), wonach Teile des in der Sieber versinkenden Wassers das Hainholz in westlicher Richtung unterlaufen sollen.

2.5. Sickerwassermessungen

Um die Größenordnung der Versickerung (E) im bearbeiteten Gebiet zu erhalten, wurde versuchsweise das ankommende Sickerwasser in der Jettenhöhle an acht Stellen (Abb. 6) auf 1 m² großen Auffangflächen gesammelt (Taf. 1, Fig. 1). Täglich wurden die Tropfwassermengen abgelesen und als ml/h-Werte in Abb. 7 dargestellt.

Aus Abb. 7 geht eine Beziehung zwischen Niederschlag und Sickerwassermenge dergestalt hervor, daß ein Anstieg der Sickerwässer erst mit Verzögerung auf die anfänglichen Niederschläge folgt. Je geringer die Tropfmengen, um so später erscheint der erhöhte Wert. Die Dauer der Verzögerung ist abhängig von der Mächtigkeit der Höhlenfirste (im Schnitt 10 m) sowie der Durchlässigkeit der Gesteinsklüfte. Aus den deutlichen Peaks der Rahmen 3, 5, 6 und 8 läßt sich eine mittlere Sickergeschwindigkeit von 10 bis 20 cm/h errechnen.

Aus Tab. 4 wird ersichtlich, daß die aus dem Mittelwert aller Sickerwassermessungen (0,132 mm/h) hochgerechnete Gebietsversickerung (E) mit 1156 mm/a erheblich über dem N (820 mm/a) liegt. Der Durchfluß durch die Jettenhöhle beträgt dann 660 l/h gegenüber einem errechneten Q von 257 l/h, also rund die doppelte Menge.

Daraus folgt, daß in erster Linie die Standortwahl nicht repräsentativ war. Es müßten wesentlich größere Flächen abgedeckt werden. Außerdem ist die Meßreihe zu kurz, als daß hieraus gültige Werte gemittelt werden könnten.

Zudem kann man damit rechnen, daß die Durchlässigkeit der Jettenhöhlenfirste im Gegensatz zu schwächer verkarstetem Gips größer ist, da die Klüfte hier nach unten frei gespült werden können.

2.6. Lösungsabtrag

Nimmt man einen mittleren Gipsgehalt von 2,3 g/l der den Gipskarst verlassenden Wasser (s. Kap. 3) an, so läßt sich die Größenordnung des flächenhaften, jährlichen Lösungsabtrags im Bereich des 64 ha großen offenen Gipskarstes berechnen.

Bei $Q_{err} = 288\,000\text{ m}^3/\text{a}$ (s. Tab. 4) und der Dichte von Gips = 2,32 g/cm³ ergibt sich ein Wert von 287,8 m³ Gips/a, die vom Wasser abtransportiert werden. Dabei bleibt unberücksichtigt, daß die Gips-Werte aus dem wenigen daselbst abfließenden Wasser stammen und rund die Hälfte des Gesamtabflusses im tieferen Untergrund verschwindet.

Die flächenhafte supra- und subterrane Gesamtreduzierung beträgt dann 0,44 mm/a oder 44 cm/1000 a. Seit Ende der letzten Eiszeit, vor rund 10 000 a müßten dann 4,40 m abgetragen sein.

Problematischer wird eine Berechnung des Alters von Höhlen aus diesen Werten. Für die Jettenhöhle ergibt sich bei $Q_{err} = 2250\text{ m}^3/\text{a}$ ein Abtransport von ca. 2,23 m³ Gips/a und ein Alter von 5605 Jahren. Dieser Wert liegt vermutlich zu niedrig, da die Lösungsgeschwindigkeit sicher ortsspezifischen und klimabedingten Schwankungen unterworfen ist.

Die Entwicklung einzelner rezenter Karstformen ist vermutlich in der Eem-Warmzeit (ca. 80 000 — 70 000 a) anzusetzen, womit jedoch keine klimagenetischen Aussagen über den Gipskarst geleistet werden sollen.

Die Bedingtheit dieser Berechnungen sei gezeigt am Beispiel des 2. Pfeilersees (Jettenhöhle), aus dem nach Berechnungen aus den chemischen Analysen etwa 14 g CaSO₄/h abgeführt werden (Kap. 4.1.2.), während nach obigen Werten nur 2,01 g CaSO₄/h abtransportiert werden dürften.

3. Hydrochemie

3.1. Methoden

3.1.1. Probennahme

Die Probennahme erfolgte am 22., 23., 25. und 28. 5. 1973 während der Tagesstunden. Die Wasserproben wurden in neuen 250-ml-PVC-Flaschen genommen, die vorher mit destilliertem Wasser und der Probelösung gespült worden waren. Die Proben für die Natrium- und Kaliumbestimmungen wurden separat in Glas-, die für die Eisenbestimmung in 50-ml-PVC-Flaschen abgefüllt. Die O₂-Proben wurden in braunen Glasflaschen mit auf 10⁻³ ml bekanntem Volumen bei sofortiger Fixierung gezogen.

Die Temperatur wurde während der Probennahme mit einem elektronischen Batteriegerät (Tastotherm pl, mit Standard-Sensor; BRAUN — Frankfurt/Main), die Leitfähigkeit mit einer batteriebetriebenen Sonde mit Platinelektrode (Mod. LF 54; WTW — Weilheim) und der pH-Wert mit einem transistorisierten, temperaturkompensierten Batteriegerät (Portamess 902; KNICK — Berlin) gemessen. Nach jeweils drei Messungen wurde die pH-Elektrode mit den Standard-Pufferlösungen pH 4, 7 und 9 von INGOLD geeicht, bei größeren Temperaturschwankungen auch häufiger.

Die O₂-Proben wurden beim Transport durch nasse Tücher gekühlt, der Rest der Flaschen nach Möglichkeit im Schatten gehalten. Die Analysen des O₂-Gehaltes und der Alkalinität erfolgten innerhalb von 24 Std. nach der Probennahme im Labor der Abteilung für Geologische Fazieskunde am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Göttingen. Die übrigen Werte wurden ebenda während der nächsten 20 Tage bei Kühlraumlagerung der Flaschen bestimmt. Die Na- und K-Gehalte wurden im Labor des Geologischen Landesamtes Hamburg ermittelt.

3.1.2. Wertetabelle, Analysenmethodik

Tabelle 5 stellt die Meß- und Analyseergebnisse zusammen. Die Werte der Leitfähigkeit in µ-Siemens wurden auf 20° C korrigiert. Auf eine Abrundung der

Tabelle 5: Meß- und Analysenergebnisse der Wasserproben aus dem Gips-Karstgebiet Dina
(nähere Erläuterung s. Text)

Gr.	Nr.	Ort	Dat. 5. 73	Temp. Wasser/ Luft ° C	Leit- fähig- keit in µS auf 20° C korr.	pH	GH ° dH	Ca ⁺⁺ mval	Mg ⁺⁺ mval	KH Alk. mval	SO ₄ ⁻⁻ mval	GH _{alk} mval	Fe mg/l	Mn mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	PO ₄ mg/l	ml O ₂ /l I	KMnO ₄ Verbr. mg/l	Ges. Ion.- Geh. mg/l	Kat. Ion. mval	An. Ion. mval	Kat. An.	Ionen- stärke	pP CO ₂	Ca Mg	Gr.		
Gruppe A		Sulfatführende Karstquellen																													
A	1	3	22.	7,5/19,8	2 038	7.76	107,2	26,3	12,0	2,66	29,8	35,6																			
A	2	13	22.	8,2/20,9	2 002	7.82	113,7	26,9	13,7	3,08	30,7	37,5																			
A	3	14a	22.	7,4/26,2	1 980	7.50	112,2	27,8	12,3	3,42	28,5	36,7																			
A	4	69	28.	9,0/	1 999		88,1	25,1	6,3	3,44	30,3	28,0																			
Gruppe B		Bäche unterhalb der A-Quellen																													
B	1	14	22.	10,1/20,2	2 009	7.97	109,4	25,7	13,4	3,18	28,9	35,9																			
B	2	38	23.	11,5/17,5	1 906	8.24	92,6	24,6	8,4	3,22	27,3	29,8																			
B	3	35	23.	9,0/16,8	1 532	7.57	78,1	20,3	7,6	3,83	21,0	24,1																			
B	4	36	23.	9,2/16,8	1 968	8.23	107,3	26,0	12,3	3,72	28,9	34,6																			
B	5	28	23.	10,0/13,5	1 673	8.01	87,5	23,4	7,8	3,82	19,7	27,4																			
B	6	68	28.	22,0/	2 054		83,4	27,4	2,3	4,05	28,3	25,8																			
Gruppe C		Höhlenwässer																													
C	1	8	22.	5,6/7,0	1 765	7.62	97,7	23,5	11,4	2,62	25,8	32,1																			
C	2	9	22.	5,9/7,0	1 218	7.94	52,0	14,8	3,1	3,08	13,1	15,1																			
C	3	50	25.	6,9/		8.12	44,8	14,9	1,1	3,00	15,2	13,8																			
C	4	51	25.				42,0	14,1	0,9		14,9																				
C	5	52	25.				41,2	14,7			13,7																				
C	6	53	25.				47,1	16,8			15,2																				
C	7	54	25.			7.95	50,4	18,0		2,98	15,5										1 307		19,0		0,0358	2,9					
C	8	55	25.				54,9	19,5	0,1		17,8											19,6									
C	9	56	25.				59,1	20,3	0,8		20,2											21,1									
C	10	57	25.				62,1	22,9	1,5		21,8																				
C	11	58	25.	6,3/		7.78	63,6	19,0	3,7	2,75	20,9	19,9										1 616	22,7	24,1	0,94	0,0452	2,6				
C	12	59	25.				63,4	19,8	2,8		20,8																				
C	13	60	25.				65,0	22,3	0,9		20,7																				
C	14	61	25.				68,4	22,9	1,5		21,8																				
C	15	62	25.	6,2/		7.61	75,4	24,8	2,1	2,68	24,3	24,2										1 870	26,9	27,5	0,98	0,0528	2,5				
C	16	63	25.				75,4	25,3	1,6		24,1																				
C	17	64	25.				80,5	25,7	3,0		26,7																				
C	18	65	25.				76,0	25,7	1,4		25,6																				
C	19	66	25.				81,9	26,2	3,0		26,8																				
C	20	67	25.				81,9	26,3	2,9	2,58	27,1	26,6																			
C	21	10	22.			7.77	92,7	25,4	7,7	2,28	28,4	30,8										2 039	29,2	30,2	0,97	0,0578	2,7				
C	22	11	22.	6,2/6,7	1 699	7.56	83,5	21,3	8,5	2,32	24,2	27,9																			
C	23	12	22.	6,4/7,0	1 183	7.73	56,0	11,0	9,0	3,21	13,6	16,1																			
C	24	16	22.	7,2/6,5	1 821	8.10	104,8	27,2	10,2	2,82	27,3	34,8																			
C	25	17	22.	6,3/6,0	1 849	8.20	102,0	26,5	9,8	1,94	27,3	34,5																			
C	26	18	22.	7,7/6,4	1 506	8.20	80,1	21,5	7,1	3,26	19,2	25,1																			
C	27	21	23.	6,0/5,7	1 845	7.95	100,0	28,3	7,4	3,96	29,4	31,7																			
C	28	23	23.	4,3/6,0	1 772	7.85	102,1	28,5	8,0	3,85	29,9	32,8																			
C	29	24	23.	6,0/4,5	1 845	7.77	95,1	27,8	6,2	3,36	28,5	38,8																			
C	30	29	23.	7,0/7,8	1 873	7.87	90,1	28,3	3,9	3,68	28,0	28,9																			
Gruppe D		Sickerwässer																													
D	1	42	25.	5,3/	1 786	7.98	102,1	28,5	7,9	0,84	26,3	35,6																			
D	2	43	25.	4,8/	1 840	6.88	98,9	27,3	7,9	1,30	29,9	33,9																			
D	3	44	25.	4,7/	1 844	8.17	98,3	27,0	8,0	0,80	29,8	34,2																			
D	4	45	25.	5,2/	1 767	7.97	79,7	27,2	1,2	0,85	27,3	27,5																			
D	5	46	25.	5,6/	1 908	7.96	88,5	22,7	8,9	1,80	29,9	28,9																			
D	6	47	25.	5,9/	2 000	7.94	97,8	25,9	9,0	0,91	32,8	34,0																			
D	7	48	25.	5,5/	1 870	8.00	78,6	28,1	0,75	27,4	27,4	34,0																			
D	8	49	25.	5,5/	1 821	8.00	84,5	28,3	1,9	0,83	28,0	28,9																			
Gruppe E		Karbonatführende Quellen																													
E	1	1	22.	10,7/18,0	738	7.44	19,3	4,7	2,2	5,37	2,2	1,8																			
E	2	70	28.	9,0/	817		33,6	8,7	3,3	4,80	8,7	7,2																			
E	3	6	22.	7,7/18,5																											

Umrechnungsergebnisse im Bereich der Meßgenauigkeit ($\pm 0,5\%$) wurde verzichtet. Ebenso wurde von einer Abrundung der pH-Werte Abstand genommen. Die Genauigkeit derartiger Geräte liegt bei $\pm 0,1$ pH. Die Gesamthärte (im folgenden: GH) erscheint auf $0,1^\circ$ dH (1° dH = $2,8 \times$ mval/l), die mval-Werte der Hauptionen erscheinen auf $0,1$ bzw. $0,01$ abgerundet.

Die einzelnen Komponenten wurden nach folgenden Analysen-Methoden bestimmt:

- Calcium: potentiometrisch²⁾ nach THIELICKE (1968) und HERRMANN (1971). 4 Doppelbestimmungen ergaben einen mittl. Fehler von $1,1\%$.
- Magnesium: potentiometrisch nach HERRMANN (1971), wobei der Fehler in der Größenordnung der Ca-Bestimmung liegt, da der Ca-Gehalt durch Subtraktion des Mg-Gehaltes von einer Gesamt-Erdalkali-Bestimmung berechnet wird.
- Alkalinität: titrimetrisch mit HCl, Ca(OH)₂ und Mischindikator nach WATTENBERG & WITTIG (1940).
- Sulfat: Zurücktitation des Überschusses an Ba⁺⁺, mit dem das Sulfat als BaSO₄ gefällt wurde. Nach SIEDERUS (in HÖLL 1970). Bei 9 Doppelbestimmungen betrug der mittl. Fehler $0,7\%$.
- Eisen: photometrisch nach ZIMMERMANN (1967) mit O-Phenanthrolin.
- Mangan: photometrisch nach ZIMMERMANN (1967) mit Ammoniumperoxodisulfat als Gesamt-mangan.
- Natrium, Kalium: flammenphotometrisch, wobei die K-Gehalte meist unter der Nachweisgrenze von 2 mg/l lagen.
- Chlorid: titrimetrisch mit Silbernitrat und Kaliumchromat nach MERCK (1973). Bei drei Doppelbestimmungen ergab sich ein Fehler von $1,2\%$.
- Nitrat: photometrisch nach ZIMMERMANN (1967) mit CuSO₄-Lösung, Hydrazinsulfat-Lösung und N₂O₃-Reagenz.
- Phosphat: photometrisch als Phosphorvanadomolybdän-Säure mit HNO₃ nach KOCH & KOCH (1964).
- Sauerstoff: Fixierung des O₂ bei der Probennahme durch Zugabe von $0,5$ ml NaOH/KJ-Lösung und $0,3$ ml MnCl₂. Später Titration mit Na₂S₂O₃ nach GRASSHOFF (1962).
- Oxidierbarkeit: Titration mit KMnO₄-Lösung und Oxalsäure in saurer Lösung nach MERCK (1973).

3.1.3. Berechnete Größen

Der Gesamtionengehalt stellt die Summe der Ca⁺⁺-, Mg⁺⁺-, HCO₃⁻-, SO₄⁻- und Cl⁻-Mengen dar. Alle übrigen Ionen sind nicht durchgehend analysiert, dürften aber nicht mehr als 10 mg/l zusätzlich ausmachen. Die gleichen Ionen sind in den Summen der Kat- (entspricht GH in mval) und Anionen, dem Verhältnis Kationen/Anionen sowie bei der Berechnung der Ionenstärke berücksichtigt.

²⁾ Der METROHM-Potentiograph (E 436 D - 10 G) war eine Leihgabe vom Anorganisch-Chemischen Institut der TU Clausthal (Prof. Dr. A. SCHNEIDER).

Die Ionenstärke ist eine Größe der gelösten Elektrolyte, die die elektrolytischen Eigenschaften der Lösung besser als die Gesamtionenmenge charakterisiert und die in die Aktivitätsberechnungen der Ionen eingeht. Sie errechnet sich nach GARRELS & CHRIST (1965):

$$I = \frac{\sum m_i z_i^2}{2} \quad \text{wobei: } m = \text{Molalität des Ions } i, \\ z = \text{Ladung des Ions } i.$$

Im Bereich der hier auftretenden Ionenstärke kann man ohne allzu große Fehler die Molalität mit der Molarität gleichsetzen. Zugeständnisse für die in Lösungen dieser Art vorhandenen Ionenpaare zwischen Mg⁺⁺ bzw. Ca⁺⁺ und SO₄⁻ bzw. HCO₃⁻, die nach WIGLEY (1971) bis zu 30% der freien Ionen ausmachen können, wurden nicht gemacht.

Der pPCO₂-Wert ist der negative dekadische Logarithmus des CO₂-Partialdruckes. Bei pPCO₂ = $3,52$ herrscht Gleichgewicht zur Luft. Alle kleineren Werte deuten auf eine Übersättigung des Wassers mit CO₂ hin, alle höheren auf eine Untersättigung.

Die Berechnung (WIGLEY 1972) erfolgt über die Gleichgewichtsreaktionen:



Diese lassen sich umformen:

$$\frac{a\text{H}^+ \cdot a\text{HCO}_3^-}{F} = \frac{K_1}{(1 + K_0)} = K_F \quad \text{wobei: } F = \text{Gehalt an freiem CO}_2 \text{ und} \\ a = \text{Aktivität des Ions } i.$$

Die Aktivität a berechnet sich aus dem Produkt der Molalität m und dem Aktivitätskoeffizienten γ_i :

$$a_i = \gamma_i \cdot m_i \quad \text{Als Einheit gilt die Aktivität von H}_2\text{O } (a_{\text{H}_2\text{O}}).$$

Für Lösungen mit einer Ionenstärke kleiner als $0,1$ läßt sich der Aktivitätskoeffizient an Hand der DEBYE-HÜCKEL-Gleichung bestimmen:

$$-\log \gamma_i = \frac{AZ_i^2 \sqrt{I}}{1 + a_i B \sqrt{I}} \quad \text{wobei: } Z = \text{Ladung des Ions } i, \\ A \text{ und } B = \text{gering m. d. Temperatur variierende Konstanten,} \\ a_i = \text{effektiver Ionenradius.}$$

Die hier enthaltenen Konstanten sowie die Gleichgewichtskonstanten K_0 und K_1 wurden GARRELS & CHRIST (1965) entnommen.

F und der negative dekadische Logarithmus des CO₂-Partialdruckes sind dann durch

$$\text{pPCO}_2 = -\text{pK}_H - \log(F)$$

verknüpft, wobei pK_H = Henry-Gesetz-Konstante. Sie ist von der Temperatur abhängig:

$$\text{pK}_H = 1,12 + 0,014 T^\circ \text{C}$$

Auf Grund des möglichen Meßfehlers von $0,1$ pH und der Nichtberücksichtigung der Ionenpaare, die über eine Erniedrigung der Ionenstärke zu einer Her-

absetzung der Aktivität und des $p\text{CO}_2$ führen, wenn auch erst in der zweiten Stelle hinter dem Komma, wurden die $p\text{CO}_2$ -Werte auf 0.1 abgerundet, bei einem möglichen Fehler von ± 0.2 .

Als rechnerischer Wert ist ferner das Ca/Mg-Verhältnis gegeben, eine für Karstgebiete interessante Kenngröße.

3.2. Wassertypen

3.2.1. Klassifizierung der Wassertypen

In dem untersuchten Gebiet treten Calcium-Hydrogencarbonat-Wässer mit z. T. über 20 mval% Magnesium oder Sulfat sowie Calcium-Sulfat-Wässer auf. Schon im Gelände lassen sich diese beiden Gruppen durch die Leitfähigkeit unterscheiden (s. Kap. 2.). Wässer mit einer Leitfähigkeit über 900 $\mu\text{Siemens}$ sind eindeutig als Calcium-Sulfat-Wässer des Gipskarstes anzusprechen.

Darüber hinaus kann man nach Art des Vorkommens die Wässer in Quell-, Bach-, Höhlen- und Sickerwässer unterteilen. Wie man aus Abb. 8 ersieht, nehmen diese gewässerkundlichen Typen auch im Karbonat-Sulfat-Diagramm ganz eng definierte Felder ein.

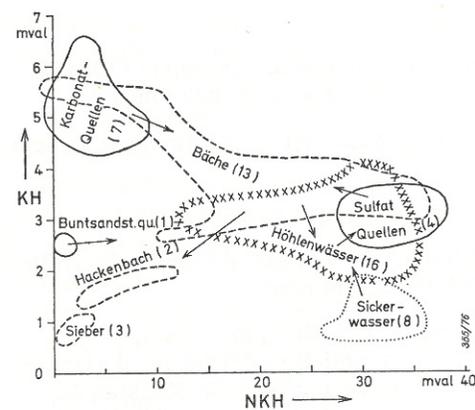


Abb. 8. Karbonat- und Nichtkarbonathärte der Wassertypen (Zahlen in Klammern = Anzahl der Proben).

Diese so gewonnene Klassifizierung chemischer bzw. gewässerkundlicher Art wurde auch für die Gruppierung der Proben in Tabelle 5 verwendet.

Gruppe A faßt die sulfatführenden Karstquellen zusammen, die die höchsten Sulfat- bei mittleren Hydrogencarbonathärten aufweisen. Gruppe B umfaßt Bäche ähnlicher Zusammensetzung unterhalb dieser Quellen. Gruppe C sind Höhlenwässer, stehende Gewässer mit meist freier Oberfläche, die oft eine geringere Sulfathärte als die Quellen in Gruppe A aufweisen. Die Sickerwässer (Gruppe D) zeichnen sich durch ebenfalls sehr hohe Sulfathärte bei charakteristisch sehr niedrigen Karbonathärten aus. Die Karstquellen der Gruppe E fördern Hydrogencarbonat-Wässer aus dem Staßfurt-Dolomit und weisen sehr geringe Sulfat- bei höchsten Hydrogencarbonathärten auf. Die meisten der untersuchten Bäche ent-

halten die Mischwässer aus sulfat- und karbonatbetonten Quellen (Gruppe F). Gruppe G umfaßt die Vorfluter mit charakteristisch geringen Karbonat- und Sulfathärten und hohen Werten solcher Ionen, die anthropogene Verschmutzung anzeigen (Phosphat, Nitrat, Oxidierbarkeit).

3.2.2. Genese des Wassers im Gipskarst

Die Bäche sind in ihrem Chemismus zunächst von ihren Quellen bestimmt, beeinflussen dann aber, sobald sie in Schwinden versinken, das Wasser des Gipskarstes. Das Höhlenwasser setzt sich aus Sickerwasser und versunkenem Bachwasser zusammen (Pfeile in Abb. 8). Es fällt auf, daß die Sickerwässer schon eine

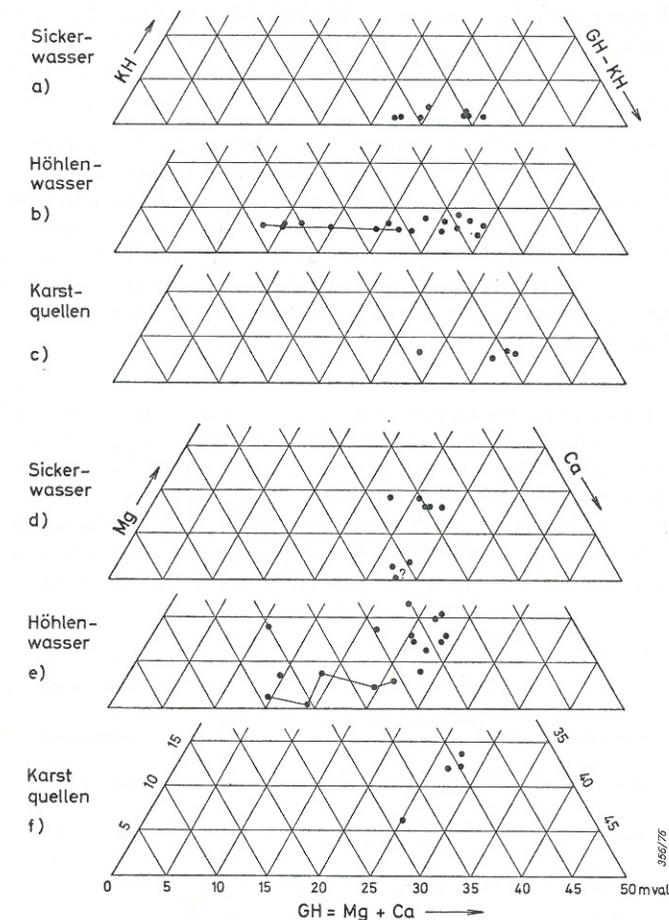


Abb. 9. Dreiecksdiagramme der Gesamthärte, Karbonat- und Nichtkarbonathärte (Fig. a-c) und der Gesamthärte, Magnesium- und Calciumhärte (Fig. d-f), aufgegliedert nach den drei Karstwassertypen: Sickerwasser, Höhlenwasser, gipsführende Karstquellen (durch Striche verbundene Punkte = Profil im 2. Pfeilersee/Jettenhöhle; Netzabstand = 5 mval).

höhere Härte mitbringen, als sie ein Teil der Höhlenwässer aufweist. Dies kann jedoch nicht übers Jahr hin der Fall sein, da dann die geringere Härte der Teiche der Jettenhöhle, die nicht durch Bäche mit Wasser beliefert werden, nicht zu erklären ist. Aus der Jettenhöhle stammen auch die Sickerwasserproben. Sie wurden nach relativer Trockenheit und nach Beginn der Vegetationsperiode aufgefangen. Vermutlich schwankt der Chemismus mit der Menge des versickernden Wassers und der Jahreszeit. Auffällig ist ferner die sehr geringe Karbonathärte dieser Probengruppe.

In Abb. 9 wird die Aufteilung der GH (Grundseite der Dreiecke) in Hydrogenkarbonathärte (KH) und Nichtkarbonathärte (GH — KH = NKH) einerseits (a—c) mit der Aufteilung der GH in Calcium- und Magnesiumhärte andererseits (d—e) verglichen. Da Magnesium aber nur über die Lösung von Magnesit oder Dolomit ins Wasser gelangt sein kann, sind die beobachteten Karbonathärten der Sickerwässer sekundär und können nicht mit der ursprünglichen Karbonathärte im Boden und in der Höhlenfirste übereinstimmen. Diese ursprünglich höhere KH wird durch den Magnesiumgehalt angezeigt, der bis zu fünfmal so hoch ist.

Zu dem gleichen Schluß führt die Betrachtung der $p\text{CO}_2$ -Werte. In Gruppe D (Tab. 5) liegen sie z. T. über denen der Luft, d. h. diese Wässer sind mit CO_2 übersättigt, müssen also CO_2 verloren haben, da im Boden in jedem Fall ein höherer CO_2 -Druck (= geringerer $p\text{CO}_2$) als in der Luft herrscht. Vermutlich fällt das Karbonat während des Auftreffens der Tropfen auf dem Höhlenboden aus. Die Sickerwässer wurden auf 1 m² großen Planen nach meist 10 m Sicker- und 4 m Fallstrecke aufgefangen (Abb. 9). Am Boden der Sammelgefäße fand sich ein feines Sediment, ausgefallenes Calciumkarbonat.

Das Verhältnis von Magnesium zu Karbonat ist auch in den Höhlen- (Abb. 9, Fig. b und e) und den Quellwässern (Abb. 9, Fig. c und f) nicht ausgeglichen. Beim Eindampfen eines Quellwassers würde man neben Calciumkarbonat und -sulfat auch Magnesiumsulfat erhalten. Die $p\text{CO}_2$ -Werte der Höhlenwässer (Gruppe C, Tab. 5) sind geringer als die der Luft, obwohl sie eine freie Oberfläche mit der Höhlenluft besitzen. Entweder muß daher die Höhlenluft, vielleicht durch die Entgasung der Sickerwässer, tatsächlich einen gegenüber der Außenluft erhöhten CO_2 -Partialdruck aufweisen (Analysen der Höhlenluft fehlen noch), oder aber das

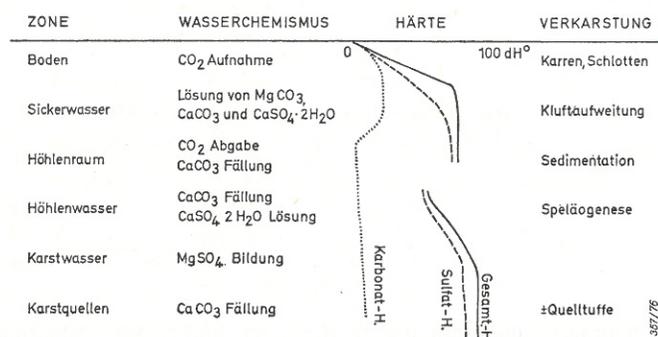


Abb. 10. Schematische Übersicht über die bei der Verkarstung im Gips ablaufenden Vorgänge in den verschiedenen Zonen des Karstes.

Wasser an den Teichoberflächen hat nicht genügend Zeit, mit der Luft in Gleichgewicht zu kommen. In der Tiefe des 2. Pfeilersees (Gruppe C, Pr. 50—67) nimmt der pH-Wert stark ab. Das hat eine Erhöhung des CO_2 -Drucks zur Folge, der nun, wenn das Wasser durch die Dichtekonvektion (s. Kap. 4.) umgewälzt wird, sich nicht bis auf den Luftwert an der Teichoberfläche abgleicht.

Abb. 10 faßt noch einmal die Vorgänge zusammen, die beim Durchlaufen des Wassers durch den Gipskarst ablaufen.

3.3. Zur Chemie und Sättigung der Elektrolyte

3.3.1. Hauptionen

In Abb. 11 wurde das Verhältnis Kat-/Anionen gegen die Gesamthärte aufgetragen. Es zeigt sich eine auffallende Verschiebung des Kat-/Anionen-Verhältnisses mit zunehmender Härte zu Werten größer als 1. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,714. Theoretisch müßten alle Werte auf der Geraden $y = 1$ liegen. Die Abweichung von dieser Geraden hängt offensichtlich mit zu geringen Sulfat- oder aber zu hohen Härtebestimmungen im Bereich hoher Ionengehalte zusammen, wie dies aus Abb. 12 zu ersehen ist. Hier wurden im KH-NKH-Feld die errechneten $\text{NKH} = \text{GH} - \text{KH}$ -Werte zu denen des analysierten Sulfats in Beziehung gesetzt. Die Prüfung der Analysenmethodik ergab keinerlei Hinweis auf einen systematischen Fehler. Es wurden nur bewährte Methoden angewandt. Daß es sich offensichtlich nicht um einen Analysefehler handelt, deutet auch die Tat-

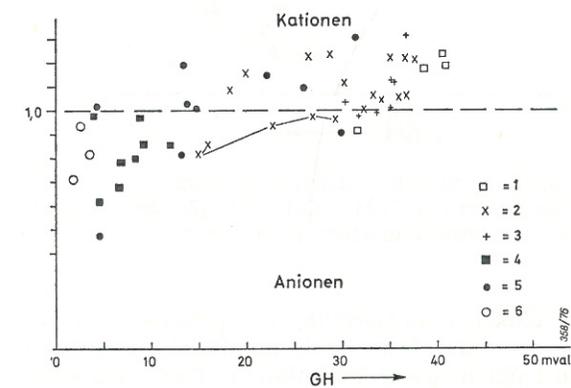


Abb. 11. Kat-/Anionen-Verhältnis als Funktion der Gesamthärte. Ausgezogene Linie: errechnete Regressionsgerade; gestrichelte Linie: theoretische Linie bei $y = 1$.

- | | |
|--------------------------------------|------------------------|
| 1 = sulfatführende Karstquellen | (Gruppe A) |
| 2 = Höhlenwässer | (Gruppe C) |
| 3 = Sickerwässer | (Gruppe D) |
| 4 = hydrogencarbonatführende Quellen | (Gruppe E) |
| 5 = Bäche | (Gruppe B, F, G z. T.) |
| 6 = Sieber | (Gruppe G z. T.) |

Durch Striche verbundene Punkte = Profil im 2. Pfeilersee/Jettenhöhle.

zient beträgt 0,714. Theoretisch müßten alle Werte auf der Geraden $y = 1$ liegen. Die Abweichung von dieser Geraden hängt offensichtlich mit zu geringen Sulfat- oder aber zu hohen Härtebestimmungen im Bereich hoher Ionengehalte zusammen, wie dies aus Abb. 12 zu ersehen ist. Hier wurden im KH-NKH-Feld die errechneten $\text{NKH} = \text{GH} - \text{KH}$ -Werte zu denen des analysierten Sulfats in Beziehung gesetzt. Die Prüfung der Analysenmethodik ergab keinerlei Hinweis auf einen systematischen Fehler. Es wurden nur bewährte Methoden angewandt. Daß es sich offensichtlich nicht um einen Analysefehler handelt, deutet auch die Tat-

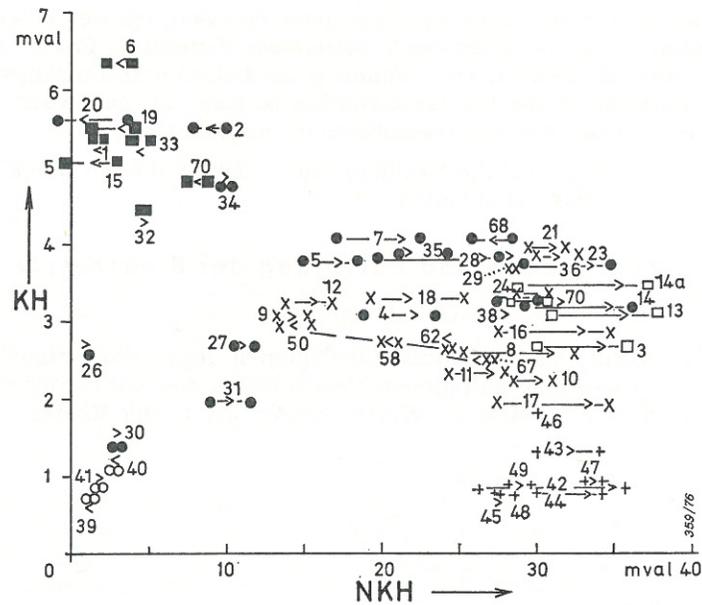


Abb. 12. Karbonat-Nichtkarbonathärte-Diagramm.
Der Pfeil zeigt von $\text{NKH} = \text{SO}_4$ analysiert auf $\text{NKH} = \text{GH} - \text{KH}$ (Zeichenerklärung siehe Abb. 11; Zahlen = Probennummern, siehe Tab. 5).

sache an, daß ähnliche Wässer ähnliche Abweichungen zeigen. So liegen z. B. alle Wasserproben aus dem 2. Pfeilersee der Jettenhöhle im Verhältnis Kat-/Anionen unter 1, während alle übrigen Höhlenwässer Verhältnisse über 1 aufweisen. Die Kat-/Anionen-Verhältnisse der drei chemisch ähnlichen gipsführenden Karstquellen (3, 13, 14 a) sind untereinander ebenso wie mit denen der darunterliegenden Bäche in ihrer Größenordnung vergleichbar.

Uns scheinen diese von 1 abweichenden Kat-/Anionen-Verhältnisse eher auf die unterschiedliche Komplexbildung der Erdalkali-Ionen Calcium und Magnesium mit Sulfat und Hydrogenkarbonat zurückzugehen, die bei der Fällung mit Barium nicht mit erfaßt werden.

WIGLEY et al. (1973) beschreiben aus einem Gips-Karstgebiet in British Columbia Wässer ähnlicher Zusammensetzung. Sechs Proben erreichen Härten zwischen 28,6 und 24 mval/l bei Sulfatgehalten von 19 bis 24 mval/l. Sie enthalten damit weniger Elektrolyte als unsere harten Wässer. Die Kat-/Anionen-Verhältnisse dieser Proben sind bis auf eine größer als 1. Eine Probe erreicht sogar 1,15.

3.3.2. Andere Ionen

Die Analyse des Eisengehaltes (s. Tab. 5) ergab einen offensichtlich für den Gips charakteristischen Zusammenhang: Oberhalb einer GH von 16 mval sinkt der Eisengehalt auf unter 0,1 mg/l.

Unter den Bächen, die die gegenüber den Karstwässern erhöhten Eisengehalte aufweisen, fällt mit fast 6 mg/l der Bollerkopfbach (Pr. 19, Gr. E) besonders auf. Sein Wasser taucht in der Marthahöhle wieder auf (Pr. 21, Gr. C), hat dort aber das Eisen fast vollständig verloren. Im Februar 1972, bei der Untersuchung der damals leergelaufenen Marthahöhle konnten dünne, rote Ablagerungen von Eisenverbindungen über schwarzen, humosen Schichten beobachtet werden. Dies bestätigt die Vermutung, daß das Eisen mit Eintritt des Wassers in den Karst gefällt wird.

Anders als beim Eisen lassen sich beim Mangan keine signifikanten Abhängigkeiten zur GH oder anderen Ionen erkennen. Bollerkopfbach und Marthahöhle haben ähnliche Werte. Eine Manganfällung findet nicht statt.

Die Konzentrationen von Natrium liegen zwischen 4 und 9 mg/l, umgerechnet in mval etwa der halben Menge des Chlorides entsprechend. Ebenso konstant liegen die Werte des Kaliums um 2 mg/l oder unter der Nachweisgrenze.

Der Chloridgehalt schwankt zwischen 9 und 19 mg/l. Lediglich der Dünabach weist mit hohen Werten anthropogene Verschmutzung auf (Pr. 1, Gr. E: 43,2 mg/l; Pr. 2, Gr. F: 25,7 mg/l). Erstaunlich gering sind die Werte der Sieber mit 8–10 mg/l (Pr. 39–41, Gr. G). In den Sickerwässern liegen sie ebenfalls sehr niedrig zwischen 6 und 13 mg/l (Gr. D).

Dieser geringe und konstante Background an Chlorid und Alkalien läßt Markierungsversuche mit Steinsalz und/oder Sylvit als aussichtsreich erscheinen. HAASE (1936) wandte in den weiter östlich gelegenen Gips-Karstgebieten, östlich der Eichsfeldschwelle, Chlorierungen mit sehr gutem Erfolg an. Allerdings markierte er nur offene Gerinne mit hohen Laufgeschwindigkeiten.

Die Phosphat- und Nitratanalysen wurden im Hinblick auf die Verwendung als Tracer durchgeführt. Abb. 13 zeigt beide Analysenwerte als Funktion der GH.

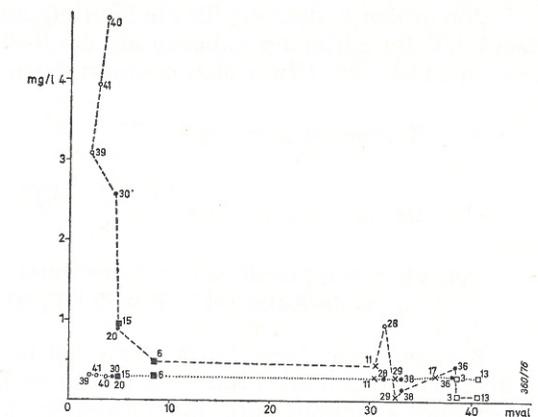


Abb. 13. Phosphat- und Nitratgehalt als Funktion der Gesamthärte (Zeichenerklärung s. Abb. 11 u. 12).

Anthropogen stark beeinflusst sind die Werte der Sieber (Pr. 39–41, Gr. C) und des Hackenbaches (Gr. G). Die hydrogenkarbonatführenden Quellen (Pr. 6, 15, 20, Gr. E) sowie die Bäche (Pr. 28, 36, Gr. B) zeigen durch landwirtschaftliche Düngung hervorgerufene höhere Phosphatwerte als die sulfatführenden Karstquellen (Pr. 3, 13, Gr. A), deren Einzugsgebiet, das waldbestandene Naturschutzgebiet, nicht ge-

düngt wird. Auch die Rhumegrotte in der Jettenhöhle (Pr. 11, Gr. C) hat gegenüber diesen Karstquellen erhöhte Werte, obgleich ein anderer Zufluß als Sickerwässer noch nicht bekannt ist. Der Phosphat- und Nitrat-Background in den nicht direkt durch Düngung oder Abwässer betroffenen Karstwässern liegt zwischen 0,5 und 0,1 mg/l.

Ob das in der Bollerkopfbach-Schwinde versinkende Wasser in einer der untersuchten Quellen (Pr. 3 oder 13) wieder auftaucht, kann aus diesen Befunden nicht geschlossen werden. In jedem Fall wird es mit unbelastetem Sickerwasser „verdünnt“, was auch schon aus dem Vergleich der Abflußmessungen (Kap. 2) hervorgeht. Die gleichen Verhältnisse finden wir zwischen der Beiersteinschwinde (Pr. 28, Gr. B) und dem Klinkerbrunnen (Pr. 29, Gr. A). Auch hier müßte das Bachwasser stark verdünnt werden, sofern es überhaupt den Klinkerbrunnen beliefert. Allerdings ist unter diesen Umständen unklar, ob es im Gips-Karstbereich zu einer Phosphatfällung kommt, d. h., daß die geringen Phosphatwerte vielleicht nicht primär geringe Verschmutzung, sondern eine natürliche „Reinigung“ anzeigen.

Die Daten für den Sauerstoffgehalt und die Sauerstoffsättigung sowie den Kaliumpermanganat-Verbrauch sind der Genese der Wässer entsprechend und zeigen keine Besonderheiten. In den Vorflutern, Hackenbach und Sieber (Gr. G), ist der KMnO_4 -Verbrauch sehr hoch, was wegen der Verschmutzung nicht anders zu erwarten ist. Ansonsten ist dieser Wert bei den analysierten Proben gleichbleibend, mit rund 10 mg/l niedrig. In den Karstwässern und -quellen ist außerdem die Sauerstoffsättigung sehr gut. Dieses ist bei unbeeinflussten Wässern zu erwarten.

3.3.3. Zur Frage der Sättigung

Von großer Bedeutung für die Beurteilung der Karstwässer ist die Frage nach dem Grad der Sättigung in bezug auf die löslichen Minerale. Die Sättigung einer Lösung ist bei Gips bzw. Calcit definiert durch:

$$\text{Sättigung}_{\text{Gips}} = \log \frac{a_{\text{Ca}^{++}} \cdot a_{\text{SO}_4^{--}}}{K_{\text{Gips}}}$$

$$\text{Sättigung}_{\text{Calcit}} = \log \frac{a_{\text{Ca}^{++}} \cdot a_{\text{CO}_3^{--}}}{K_{\text{Calcit}}}$$

wobei K = die jeweilige Gleichgewichtskonstante und
 a = die Aktivität (s. Kap. 3.1.3.) ist.

Berechnungen dieser Salzsysteme hat in letzter Zeit vor allem WIGLEY (1973 a und b) durchgeführt. Prinzipiell ist die Rechnung ähnlich jener für den pPCO_2 -Wert, wird allerdings durch die notwendige Berücksichtigung der Gleichgewichtskonstanten der verschiedenen Ionenpaare unterschiedlicher Minerale kompliziert.

WIGLEY (1973 b) gibt für das System Calcit-Gips Diagramme, die die Sättigung von Gips und Calcit in Abhängigkeit von Temperatur und pPCO_2 zeigen. In diese Diagramme sind die bei uns erzielten Analyseergebnisse eingetragen (Abb. 14). Die durchgezogenen waagerechten Kurven zeigen die Sättigung für Calcit bei verschiedenem pPCO_2 bei $T = 10^\circ\text{C}$. Die Sättigung des Gipses ist nur von der

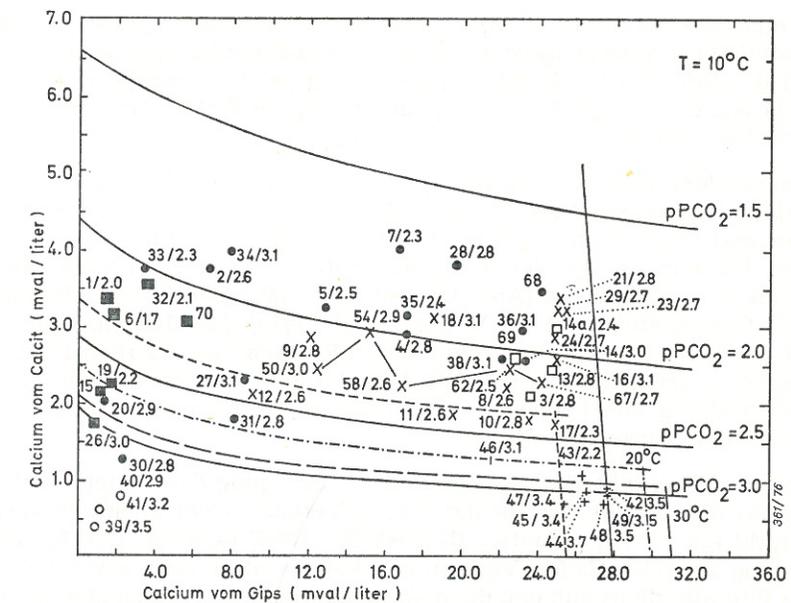


Abb. 14. Sättigungsdiagramm für das System Calcit-Gips nach WIGLEY (1973 b)
(Zahlen = Probennummer/ pPCO_2 der Probe;
Zeichenerklärung s. Abb. 11; nähere Erklärung im Text).

Temperatur abhängig (senkrechte Linie rechts). Für $\text{pPCO}_2 = 2,5$ sind die jeweiligen Sättigungslinien bei verschiedenen Temperaturen eingetragen (kurz-gerissen = 0°C , strich-punktiert = 20°C , lang-gerissen = 30°C). Für die Eintragung unserer Daten wurde das Verhältnis von Alkalinität zu Sulfat_{analysiert} auf das Calcium umgerechnet.

In bezug auf den Gips erscheinen nur drei Werte unwesentlich übersättigt: die der Sickerwässer Pr. 42, 48 und 49 mit $T = 5-6^\circ\text{C}$. Im wesentlichen erscheinen Sicker-, Höhlen- und Quellwässer bei Interpolation ihrer jeweiligen Temperatur zwischen der 0°C - und der 10°C -Linie als gipsgesättigt. Ein Teil der Höhlenwässer, insbesondere aus der Jettenhöhle (Pr. 9, 12, 11, 50), besitzt aber noch erhebliche Lösungskraft, die für die Speleogenese zur Verfügung steht und die, wie die durch Striche verbundenen Meßpunkte im Tiefenprofil des 2. Pfeilersees (Pr. 50, 54, 58, 62, 67) beweisen, mit der Dauer des Kontaktes abgebaut wird.

In bezug auf Calcit sind dagegen die meisten Wässer übersättigt. Diese Beobachtung machen auch WIGLEY et al. (1973) in dem oben erwähnten Gips-Karstgebiet in British Columbia. Die CO_2 -Partialdrucke müßten größer sein, sollten diese Mengen Ca vom Calcit in Lösung gehalten werden. D. h., der Wert des pPCO_2 müßte kleiner sein und der hier eingetragenen Lage entsprechen. Einige Wässer scheinen gesättigt, so die Bäche (Pr. 2, 20), die Quellen (Pr. 32, 26) und die Probe aus dem Hübichsaal der Jettenhöhle (Pr. 12). Wenige Wässer zeigen Untersättigung, so die Quellen (Pr. 1, 6, 19), deren CO_2 -Partialdruck mehr Calcit in Lösung halten könnte, ferner das Wasser der Wassergrotten im Polenloch

(Pr. 17), eine Sickerwasserprobe (Pr. 43) sowie die Probe aus dem Hackenbach (Pr. 30) oberhalb möglicher Karstwasserzuflüsse, während diejenige (Pr. 31) nach Mündung des Schurfbaches leichte Übersättigung zeigt. Untersättigt sind ferner die Proben aus der Sieber (Pr. 39—41), deren Wasser trotz hoher $p\text{CO}_2$ -Werte noch Calcit lösen könnte.

Dennoch kann diese Art des Diagramms nur einen Überblick über die Sättigungsverhältnisse verschaffen, da beim Vergleich des $p\text{CO}_2$ mit der Lage im Diagramm auch das Magnesiumkarbonat berücksichtigt werden müßte, so daß gerade bei kleinem Ca/Mg-Wert doch eine Sättigung vorliegen kann, wenn im oben dargestellten Diagramm (Abb. 14) eine Untersättigung festzustellen ist. Die eigentliche Computation, wie sie WIGLEY et al. (1973) durchführen, kann jedoch ohne das von ihnen entwickelte Programm im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden, zumal sich hier noch die Aufgabe stellt, die Lösungsgleichgewichte unter Einbeziehung von Magnesit, der in diesem Gebiet neben Calcit, Dolomit und Gips auftritt, neu zu formulieren.

WIGLEY (1973 a) gibt Berechnungen für die Sättigung des Systems Calcit-Dolomit an, aus denen folgt, daß für das Ca/Mg-Verhältnis vor allem die Temperatur und nicht der $p\text{CO}_2$ verantwortlich ist. Bei 10°C liegt der Ca/Mg-Wert für die Sättigung bei 0,59. Ca/Mg-Verhältnisse kleiner als 1 fanden wir bei keiner Probe. Es fällt allerdings auf, daß die hydrogenkarbonatführenden Quellen (Gr. E) niedrige Ca/Mg-Werte, also viel Dolomit gelöst haben. Sie fördern hauptsächlich Wasser aus dem Staßfurt-Dolomit.

3.4. Leitfähigkeits-Eichkurven

Die Konduktivität ist für die hier erfaßten Wässer linear von der Summe der Aktivität aller Ionen abhängig. Abb. 15 und 16 korrelieren die Leitfähigkeit mit der GH und dem Gesamtionengehalt. Für die Korrelation nach der Methode der kleinsten Quadrate von Leitfähigkeit ($\mu\text{Siemens}$) und (1) GH (mval/l), bzw. (2)

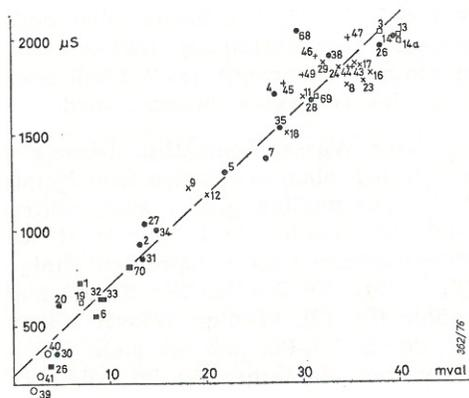


Abb. 15. Leitfähigkeits-Gesamthärte-Diagramm (gestrichelte Linie = Regressionsgerade geschätzt; Zeichenerklärung siehe Abb. 11).

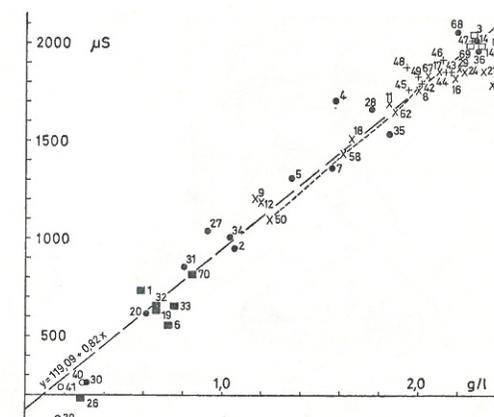


Abb. 16. Leitfähigkeits-Gesamtionengehalt-Diagramm (gestrichelte Linie = Regressionsgerade gerechnet; Zeichenerklärung s. Abb. 11).

Gesamtionengehalt (mg/l), bzw. (3) Ionenstärke ergeben sich die Korrelationskoeffizienten R und die Regressionsgeraden:

	R	Geradengleichung	Anzahl der Wertepaare
(1)	0,973	$y = -4,24 + 0,0204 x$	48
(2)	0,988	$y = 119,06 + 0,82 x$	51
(3)	0,976	$y = 0,00775 + 0,000038 x$	48

Man kann im Gelände den Gesamtionengehalt überschlägig ermitteln, indem man die auf 20°C korrigierte Leitfähigkeit um $120\ \mu\text{S}$ vermindert und dann mit 1,2 multipliziert. Man erhält dann den Gesamtionengehalt in mg/l.

Zur Abschätzung der GH subtrahiert man von der korrigierten Leitfähigkeit $250\ \mu\text{S}$ und multipliziert anschließend 1) mit $2,1 \cdot 10^{-2}$ (= mval/l) bzw. 2) mit $5,9 \cdot 10^{-2}$ (= $^\circ\text{dH}$).

3.5. Regionale Hydrochemie

Den regionalen hydrochemischen Überblick vermitteln die als Kreisdiagramme in die hydrochemische Karte (Abb. 17) eingetragenen Analysendaten. Auf Korrekturen für die verschobenen Kat-/Anionen-Verhältnisse bei geringerer GH wurde verzichtet, um zusätzliche Unsicherheiten zu vermeiden. Aus diesem Grund erscheint die Kat-/Anionen-Grenze rechts im Kreis nicht horizontal.

Eine Zone aus Hydrogenkarbonat-Wässern mit geringem Gesamtionengehalt fällt zunächst im NE-Teil der Karte auf. Sie markiert den Ausstrich des liegenden Staßfurt-Dolomits. Die Bäche versinken nach kurzem Lauf in dem darüber liegenden Basal- und Hauptgips. Es schließt sich eine NW—SE streichende Zone von Kreisen hoher Lösungsgehalte an. Dies sind hauptsächlich die Wässer der Mar-

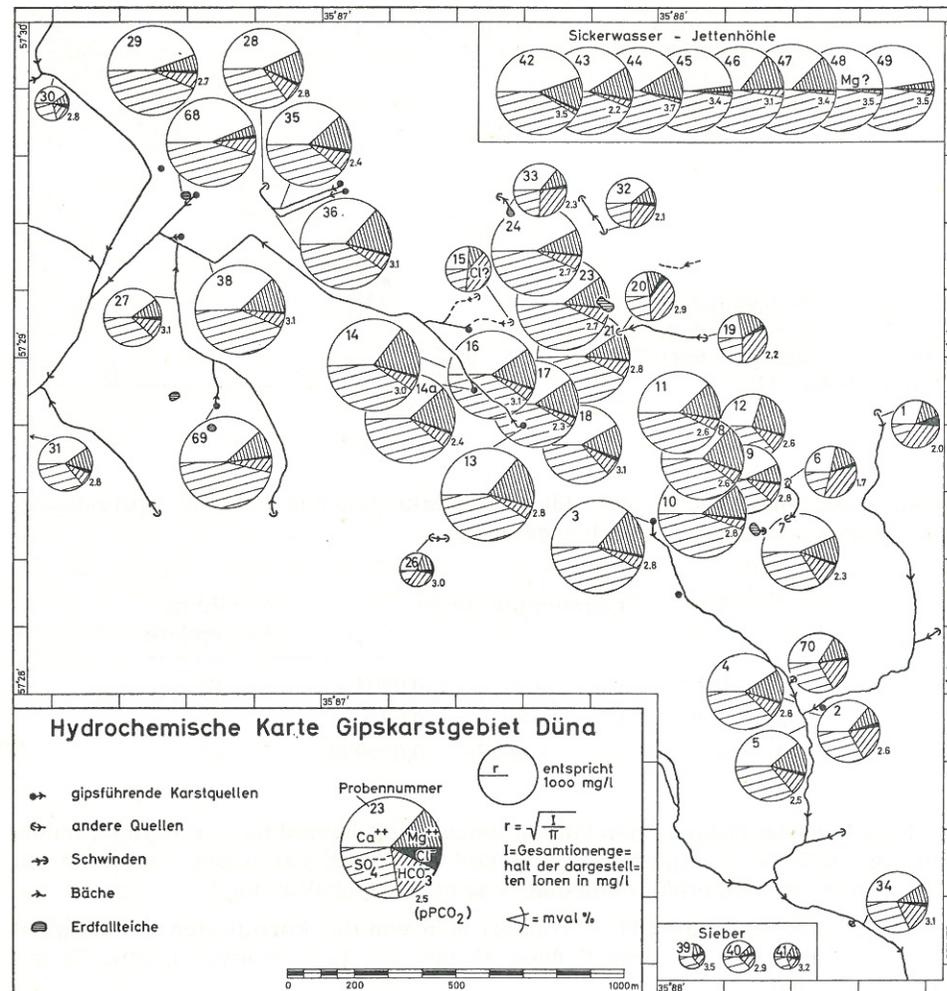


Abb. 17. Karte der regionalen Hydrochemie.

tha- und Jettenhöhle. Weiter nach SW finden sich die gipsführenden Karstquellen, die das Karstwasser den Bächen und Vorflutern, Sieber und Hackenbach, zu führen.

An Hand der chemischen Daten lassen sich Zusammenhänge zwischen einigen Karstwässern vermuten. Im N gleicht z. B. das Wasser des Klinkerbrunnens (Pr. 29, Gr. C) dem des Beiersteinteiches (Pr. 68, Gr. B). Da durch die Leitfähigkeitsmessungen im Hackenbach bekannt ist, daß ihm kein Karstwasser oberhalb der Mündung des Schurfaches zusitzt, liegt nahe, bei Pr. 68 den Austritt des Klinkerbrunnen-Wassers zu vermuten.

Die Beiersteinschwinde (Pr. 28, Gr. B), deren Chemismus gut zu den sie aus dem Heiligental beliefernden Karstquellen paßt, führt Wasser mit einem anderen Ca/Mg-Verhältnis als Klinkerbrunnen und Pr. 68. Als Wiederaustritt für dies Wasser bleibt insofern die Quelle südlich Pr. 68, die erst spät entdeckt und daher nicht mehr beprobt wurde.

Die Quellen im unteren Heiligental (Pr. 35 u. 36, Gr. B) zeigen bei sonst ähnlichem Chemismus einen unterschiedlichen $p\text{PCO}_2$ -Wert. Da die Geologie in diesem Gebiet noch recht unklar ist — die Wässer stammen am ehesten aus dem Basalanhydrit, der in dieser Gegend seine südlichsten Vorkommen hat (KEMPE et al. 1970) —, bleibt der Versuch, Pr. 36 mit den oberhalb im Heiligental versinkenden Wässern (Pr. 33, 32, Gr. E) zu verbinden und Pr. 35 als ein tieferes Karstwasser anzusprechen, eine Hypothese. Markierungen könnten hier weiterhelfen.

Im mittleren Teil des Gebietes beliefert das Wasser des Bollerkopfbaches (Pr. 19, 20, Gr. E u. F) das Marthahöhlsystem (Pr. 21, 23, 24, Gr. C), in dem sofort das Ca/Mg- und das SO_4/HCO_3 -Verhältnis ansteigt, d. h. Gips gelöst wird. Nachdem der $p\text{PCO}_2$ von 2.2 an der Bollerkopfbach-Quelle auf 2.9 an der Schwinde ansteigt, also CO_2 an die Luft abgegeben wird, sinkt er im Bereich des Marthahöhlsystems wieder auf 2.8—2.7.

Das Polenloch (Pr. 16—18, Gr. C) zeigt dagegen erniedrigte Ca/Mg-Verhältnisse, ebenso wie die Karstquellen Pr. 13, 14a und 3 (Gr. A), die chemisch eher mit dem Polenlochwasser als mit dem des Marthahöhlsystems verwandt zu sein scheinen. Dies gilt auch für die unterhalb der Quellen genommenen Proben (Pr. 14 und 38, Gr. B) aus dem Schurfbach. Es gibt andererseits aber keinen wahrscheinlicheren Austritt des Marthahöhlsystems als diese Quellen. Man muß daher eine Verschiebung des Ca/Mg-Verhältnisses annehmen. Dies kann durch Zusitzen von stark Mg-haltigem Wasser oder durch Lösung von Mg-Karbonat unter gleichzeitiger Ausfällung von Calcit erfolgen.

Die Karstquelle Pr. 69 beweist, daß auch in diesem Gebiet der Gips verkarstet ist, obgleich er an der Oberfläche nicht anstehend zu finden ist.

Die mit hohen Ionengehalten beladenen Wässer des Schurfaches und der Beiersteinquellen vereinigt, verändern deutlich den Chemismus des Hackenbaches (vergl. Pr. 30 mit 31, Gr. G).

Jenseits der Wasserscheide Hackenbach—Oder/Sieber—Oder (s. Abb. 3) schließt die Jettenhöhle mehrere Karstwasserkörper auf (Pr. 8—12, Gr. C). Diese Proben und die des Sickerwassers (Pr. 42—49, Gr. D) zeigen unterschiedliche Ca/Mg-Verhältnisse, die beweisen, daß die Teiche in der Jettenhöhle mit Ausnahme der beiden Pfeilerseen (Pr. 8, 9 u. 50—67, Gr. C) keinen unmittelbaren Zusammenhang haben. Die $p\text{PCO}_2$ -Werte dagegen weichen kaum voneinander ab und stehen im Gegensatz zu den sehr hohen der Sickerwässer.

Südlich der Jettenhöhle befindet sich der „Brunnen“, eine Hydrogenkarbonat-Quelle, die sich durch vermutlich Calcit-Ausfällung einen 1 m hohen Sedimentkegel aufgebaut hat ($p\text{PCO}_2$ sehr niedrig!). Das Wasser versinkt nach kurzem Lauf und tritt vermutlich am SE-Ufer des Pferdeteiches in einer periodischen Quelle wieder aus. Durch die Lösung von Gips erhöht sich das Ca/Mg-Verhältnis, obwohl der Mg-Gehalt weiter zunimmt. Ob allerdings die Wassermenge aus dem „Brunnen“ ausreicht, den Pferdeteich zu speisen, werden Färbungen und die Auswertung der Pegelkurve klären müssen.

Die Austritte der Karstwässer der Jettenhöhle und des Pferdeteiches, die beide nicht zusammenhängen (s. Kap. 2.3.3.), sind nicht bekannt. Die Quelle des Jettenbaches (Pr. 3, Gr. A) liegt morphologisch zu hoch. Als Austritte kämen dann die Quelle im Jettenbach, und jene im Dünabach vor Zusammenfluß mit dem Jettenbach in Frage. Pr. 2 (Gr. F) vor der Dünabach-Mündung ist eine Mischung von Bachwasser und einem gipsführenden Karstwasser und vermag wenig über die Herkunft des Karstwassers sowie eine mögliche Verbindung zum Pferdeteich oder zur Jettenhöhle auszusagen. Für die Quelle im Jettenbach kann man aus Pr. 4 (Gr. F) immerhin den Schluß ziehen, daß ihr Wasser von dem der „Jettenquelle“ (Pr. 3, Gr. A) nicht sehr verschieden sein kann.

Pr. 5 (Gr. F) zeigt ein Mischwasser von Düna- und Jettenbach mit einem gut gemittelten Chemismus, wie er sich auch, allerdings durch weichere Wässer verdünnt, in Pr. 34 (Gr. F) weiter unterhalb zeigt. Bei Pr. 34 ist der $pPCO_2$ auf den für diese Bäche typischen Wert von 3.1 gestiegen, lag er doch bei den oberhalb genommenen Proben noch deutlich tiefer.

Einen Karstwasser-Austritt aus dem Gipsvorkommen des Spahnberges gibt es im Untersuchungsbereich nicht.

Die drei Analysen der Sieber (Pr. 39—41, Gr. G) zeigen, daß der Ca- und SO_4 -Gehalt deutlich vom Austritt des Flusses aus dem Grundgebirge (Pr. 39, Gr. G, am Pegel Herzberg) bis zur Aschenhütte (Pr. 40, Gr. G) ansteigt. Die Sieber nimmt gipshaltige Wässer in ihrem harzrandparallelen Laufabschnitt auf. Trotz Einmündens des Hördenbaches sinkt ihr Gips-Gehalt jedoch bis Hattorf (Pr. 41, Gr. G, zwischen Hattorf und Elbingerode) wieder durch Zufluß weicher Buntsandsteinwässer.

4. Zur Höhlengese

4.1. Messungen zur Dynamik der Höhlenteiche

Die Entwicklung von Höhlen im stehenden Karstwasser (Stillwassermilieu) erzeugt im Gips wie im Kalk eine charakteristische Morphologie: die flache Laugdecke und die glatte, abgeschrägte Seitenwand, die Facette. Diese Formen müssen auf die im Wasser ablaufenden Lösungsvorgänge zurückgeführt werden (KEMPE & SEEGER 1972 b).

4.1.1. Profilaufnahmen

Der Klärung dieser Lösungsvorgänge dienen Meß- und Versuchsreihen in den heute noch aktiv höhlenbildenden Karstwasserkörpern des Untersuchungsgebietes. Die Größe der in den Höhlen zugänglichen Wasserkörper schwankt von wenigen Liter fassenden Pfützen bis zu mehreren 100 m^3 großen Teichen.

Abb. 18 zeigt den Aufbau des 2. Pfeilersees in der Jettenhöhle. Der Meßvorgang wird durch Figur 2 auf Tafel 1 veranschaulicht. Die an einer Stange fixierten Leitfähigkeits- und Temperatursonden wurden langsam in den Teich gesenkt und ihre Daten alle 10 cm abgelesen. Die Leitfähigkeitswerte, die beim Herausheben der Sonde (Ausfahrt) gemessen wurden, liegen stets höher als die der Einfahrt, ein Unterschied, der durch mitgerissenes Wasser höherer, bzw. tieferer Schichten ent-

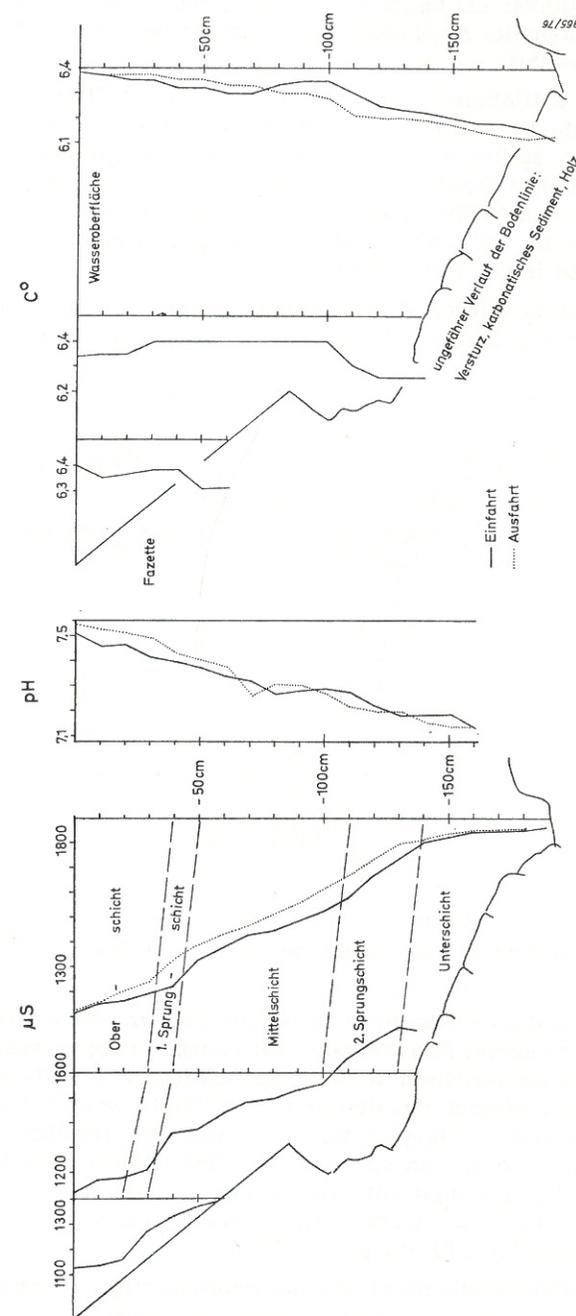


Abb. 18. Leitfähigkeits-, pH- und Temperaturprofil des 2. Pfeilersees/Jettenhöhle.

steht. Jeweils drei Meßserien wurden für ein Teichprofil des 2. Pfeilersees zusammengezeichnet (links: Leitfähigkeit; rechts: Temperatur). Eine pH-Messung in 10 cm Abstand (doppelte Meßkette) wurde nur an der tiefsten Stelle des Teiches (1,90 m) durchgeführt.

Die Kurven der Leitfähigkeitsmessungen zeigen den 2. Pfeilersee als aus drei Wasserschichten aufgebaut, die in 40–50 cm und in 110–140 cm Tiefe durch Sprungschichten mit steileren Leitfähigkeitsgradienten getrennt werden. Die leichte Aufbiegung dieser Schichten zum Rand des Teiches mag mit den Störungen der Schichten durch den Meßvorgang zusammenhängen. Die Temperatur nimmt gering mit der Tiefe ab, während der pH-Wert verhältnismäßig stark von 7.5 an der Oberfläche auf 7.1 in der Tiefe abfällt.

Ebenfalls alle 10 cm wurden Wasserproben gezogen und analysiert (Abb. 19). Auch hier zeigt sich das Bild der dreifachen Schichtung, wenn auch verschwom-

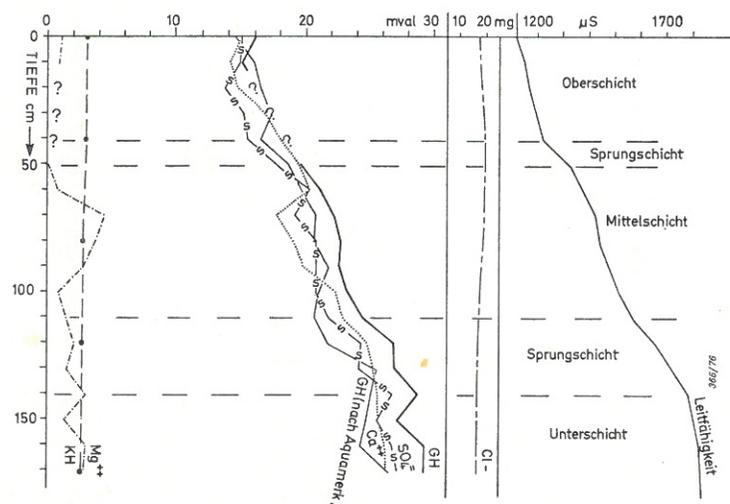


Abb. 19. Änderung der Ionengehalte der Proben 50–67 aus der Mitte des 2. Pfeilersees als Funktion der Tiefe (Erläuterungen im Text).

mener, bedingt durch die größere Störung bei der Probennahme. Besonders deutlich ist die Schichtung an der Zunahme der GH (starke Linie) zu sehen. Die Härte nimmt von 16,0 mval an der Oberfläche auf 29,2 mval in 170 cm Tiefe um fast das Doppelte zu. Pro Liter Wasser, das den Teich durchläuft, werden 1,14 g Gips fortgeführt. Die Gehalte von Ca^{++} (gepunktete Linie) und Mg^{++} (strichpunktierte Linie) nehmen nicht stetig zu, ergänzen sich aber zur Gesamthärte. Die Karbonathärte (KH: langgerissene Linie) nimmt mit zunehmendem Gipsgehalt ab. Die Geländebestimmung der GH nach AQUAMERCK (MERCK Ar. 8011) (dünne Linie) liegt immer etwas unter den Labor-Daten für die gleiche Probe.

In der Marthahöhle wurde gleichfalls ein zweiseichtiger Aufbau des Wasserkörpers festgestellt (Abb. 20). In Gegensatz zum 2. Pfeilersee sind hier die Schichten in sich homogen mit einem Leitfähigkeitsgradienten von Null, während er in

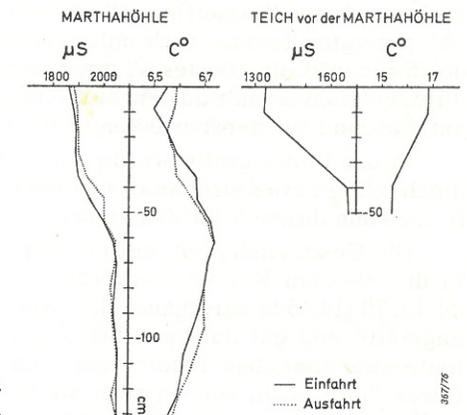


Abb. 20. Leitfähigkeits- und Temperaturprofil der Marthahöhle und des Marthahöhleenteiches.

der Sprungschicht bei 35–60 cm Tiefe $55,8 \mu\text{S}/10 \text{ cm}$ beträgt (vgl. 2. Pfeilersee: 1. Sprungsch. $110 \mu\text{S}/10 \text{ cm}$ und 2. Sprungsch. $71,7 \mu\text{S}/10 \text{ cm}$). Das entspricht hier etwa einer Zunahme von $2,9 \text{ mval/l}$ oder $0,25 \text{ g Gips/l}$ (s. Kap. 3.4. u. Abb. 15 u. 16). Die Temperatur nimmt bis zum Ende der Sprungschicht zu, um dann auf den Oberflächenwert zu fallen. Die GH an der Oberfläche des Marthahöhlewassers betrug 5 Tage vor der Profilmessung $35,7 \text{ mval}$.

In der Rhumegrotte der Jettenhöhle konnten keine Schichten im Wasser festgestellt werden. Die Leitfähigkeit nimmt zunächst etwas schneller von $1656 \mu\text{S}$ an der Oberfläche auf $1806 \mu\text{S}$ in 35 cm und dann langsamer auf $1888 \mu\text{S}$ in 120 cm Tiefe zu, ohne charakteristische Verteilungen zu zeigen.

Im Hübichsaal nimmt die Leitfähigkeit mit einem Gradienten von $25,6 \mu\text{S}/10 \text{ cm}$ von $1186 \mu\text{S}$ an der Oberfläche auf $1518 \mu\text{S}$ in 130 cm Tiefe zu.

Horizontale Unterschiede der Leitfähigkeit an den Teichoberflächen wurden außerhalb der Meßgenauigkeit nicht beobachtet.

4.1.2. Strömungsmessungen

Um die Strömungen innerhalb der Teiche zu erfassen, wurden einige Versuche durchgeführt.

Eine Plane hielt störendes Tropfwasser von der Oberfläche des 2. Pfeilersees fern. In einem abgesperrten Seitenarm wurden Styroporkügelchen auf die Wasseroberfläche gestreut. Sie schlossen sich auf Grund der Oberflächenspannung zu Inseln zusammen (Tafel 1, Fig. 3), die im Laufe der folgenden Nacht an den Rand des Teiches bewegt wurden (Tafel 1, Fig. 4). Dies scheint uns auf randlich gerichtete Strömungen von einigen dm/Tag hinzudeuten.

In einer zweiten Versuchsreihe wurde aus dem Teich entnommenes Wasser mit Fluorescein angefärbt und in verschiedenen Positionen einpipettiert. Wasser mit $15,4 \text{ mval/l}$ GH wurde auf die Oberfläche des 1. Pfeilersees ($20,7 \text{ mval/l}$ GH) gebracht. Außer den Störungsbewegungen konnte keine Strömung beobachtet werden. Anschließend wurde die gleiche Lösung in 15 cm Tiefe direkt auf die Facette pipettiert. Nach Beruhigung der Störungsbewegungen bewegte sich ein

1—2 mm dicker Wasserfilm mit einer Geschwindigkeit von 1 cm/min auf der etwa 30° geneigten Facette nach unten. Aus 20 cm Tiefe entnommenes, gefärbtes und dorthin zurückpipettiertes Wasser strömte mit 30 cm/min abwärts. Abseits vom direkten Kontakt mit der Facette eingebrachtes Fluorescein blieb nach Aufhören der Auf- und Abtriebsbewegungen unbewegt.

In der Rhumegrotte wurde der gleiche Versuch mit Wasser aus 30 cm Tiefe durchgeführt. Hier strömte das Wasser mehr in einzelnen Fingern mit 2,3 cm/min in ca. 3 mm dicken Schichten an der Facette nach unten.

Die Geschwindigkeit, mit der das Wasser aus den Teichen ausgetauscht und in den tieferen Karstwasserkörper übergeht, läßt sich aus einem Versuch vom 28. 12. 73 (14.45 h) berechnen. Hier wurde der gesamte 2. Pfeilersee mit Fluorescein angefärbt und gut durchgerührt. Am 1. 1. 74 (13.00 h), 84 Std. und 45 min später, hatte sich über dem Fluorescein eine 50 cm dicke Frischwasserschicht gebildet. Etwas Fluorescein war an zwei Stellen im 1. Pfeilersee und ebenso in den Wasserlöchern unter dem Fledermausberg zu sehen. Es bestehen somit zwischen diesen Wässern der Jettenhöhle Verbindungen, die an eine Entwässerung in südliche Richtung denken lassen.

Der 2. Pfeilersee hat eine Oberfläche von ca. 24 m² und in 50 cm Tiefe noch einen Querschnitt von ca. 17,5 m². Im Verlauf obigen Versuchs wurden dem Teich folglich 10,4 m³ bzw. 123 l/h Frischwasser zugeführt. Das sind auf die Teichoberfläche umgerechnet 5,1 l/h m². Vergleicht man damit die im Mai 1973 an den beiden neben dem Teich gelegenen Sickerwasserrahmen 7 und 8 gemessenen Sickerleistungen von 230 ml/h m² bzw. 30 ml/h m², so zeigt sich, daß das Wasser sicher nicht nur aus Sickerwasser, das direkt in den Teich fällt, stammt. Das Einzugsgebiet des Teiches müßte bei einer durchschnittlichen Sickerwasserleistung von 100 ml/h m² 1230 m² betragen. Das wäre ein Viertel der Grundfläche der Jettenhöhle (ca. 5000 m²).

Berücksichtigt man die Unsicherheit und die großen Fehlermöglichkeiten solcher Überschlagsrechnungen, so kann man sagen, daß dem 2. Pfeilersee Wasser aus seiner Umgebung zufließt, sein Einzugsgebiet jedoch nicht so groß ist, daß man ihn als eine Art „Quelle“ von außerhalb des Gipses stammenden Wässern ansprechen muß. Darauf könnte die auch in verschiedenen Jahreszeiten gleichmäßig bei 40—50° dH liegende Gesamthärte des 2. Pfeilersees deuten, die verglichen mit den vorliegenden Sickerwasseranalysen sehr niedrig ist.

Die chemischen Analysen der Proben des 2. Pfeilersees in Verbindung mit der Ermittlung der Fließgeschwindigkeiten durch den beschriebenen Versuch ermöglichen eine überschlägige Bestimmung des Gipsabtrags im Bereich dieses Teiches, der ca. 14 g CaSO₄/h beträgt.

Dies letzte der Fluorescein-Experimente gibt eine mögliche Erklärung für den beobachteten Schichtaufbau des 2. Pfeilersees: Die Schichten sind Ausdruck schwankender Zuflüsse. Das würde für die Marthahöhle bedeuten, daß die Schichtdicke mit Perioden großer Schüttung der Bollerkopfbach-Schwinde zu koppeln ist. Trockenheit verursacht analog die Sprungschichten mit höheren Gradienten.

4.2. Lösung an den Facetten

Die Lösung von Gips an der Facette sowie dessen Abtransport und Verteilung im Wasser beruht auf zwei Vorgängen: 1. Diffusion von der Facettenoberfläche ins Wasser und 2. Dichteabtrieb an der Facette.

Die Diffusion erfolgt zwischen einer, der Facette anhängenden, sehr dünnen Wasserschicht mit Sättigungskonzentration von Gips und einem darüber befindlichen Wasserkörper, der für den Diffusionsvorgang unendlich groß ist und zunächst keine Konzentrationsänderung erfährt. Zwischen der im Wasserkörper herrschenden, meßbaren Konzentration und der Facette entsteht die Konzentrationsdifferenz $c_{\text{sätt.}} - c_{\text{herr.}}$.

Der Diffusionsvorgang wird durch das Ficksche Gesetz beschrieben:

$$\frac{dS}{dt} = -q D \frac{dc}{dx}$$

Die in der Zeit dt durch den Querschnitt q (der Facettenoberfläche) an dem Orte x wandernde Substanzmenge dS ist gleich dem Konzentrationsgefälle $-\frac{dc}{dx}$ multipliziert mit dem Diffusionskoeffizienten D (für Gips ca. $0,5 \cdot 10^{-3}$ cm²/Tag, interpoliert nach D'ANS 1949). Durch diese Diffusion entsteht an der Facette eine Wasserschicht, deren Dichte größer ist als die im Teich herrschende Dichte. Sie erfährt daher einen Abtrieb mit der Kraft:

$$K = m \cdot g \cdot \sin_{\text{Facettenwinkel}}$$

Die Masse m ergibt sich aus der Dichtedifferenz $\rho_{\text{sätt.}} - \rho_{\text{herr.}}$ multipliziert mit dem Volumen der abströmenden Schicht. g ist die Erdbeschleunigung = 9,81 m/sec².

Diese Kraft K ist zur Überwindung der Viskosität des Wassers erforderlich:

$$K = \eta \cdot F \cdot \frac{u}{z}$$

η = Viskosität des Wassers bei 6° C = $1,43 \cdot 10^{-2}$ g/cm · sec

F = Fläche der abströmenden Schicht (Facettenoberfläche)

u = Geschwindigkeit der abströmenden Schicht

z = für die Beschleunigung von Null auf u benötigter Weg

Dieser gesamte Vorgang des Abtriebes ist also vor allem von der Dichtedifferenz abhängig, bei konstantem Facettenwinkel. Abb. 21 zeigt die Abhängigkeit der Dichte von der Temperatur bei reinem Wasser verglichen mit einer gipsgesättigten Lösung, an Hand derer deutlich wird, daß bei den auftretenden Höhlentemperaturen eine Dichteänderung durch Temperaturschwankung eine geringere Rolle spielt als jene durch Gipsaufnahme. Die größtmögliche Dichtedifferenz in den Höhlenteichen liegt in der Größenordnung von 0,001 g/cm³. Sie dürfte jedoch in der Regel kleiner sein, bei den stark gesättigten Höhlenteichen sogar um zwei Zehnerpotenzen.

Für eine Dichtedifferenz von 0,001 g/cm³ und eine Dicke der abströmenden Schicht von 1 mm erhält man eine Geschwindigkeit von 0,5 cm/sec. Bei wahrscheinlicheren, um ca. 10^{-1} kleineren Werten ergeben sich Geschwindigkeiten von 0,05 cm/sec bzw. 3 cm/min, was den beobachteten Werten entspricht (s. Kap. 4.1.).

Die Dicke der Wasserschicht mit hoher Konzentration beträgt ca. 3 mm. Die Dichtedifferenz dürfte hier in der Größenordnung von 0,000 03 g/cm³ liegen.

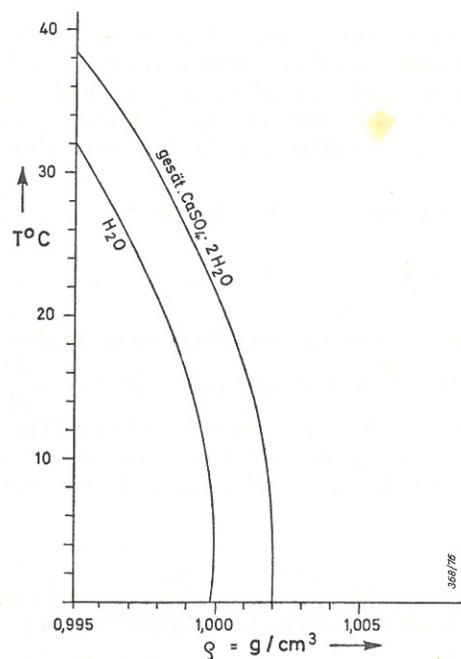


Abb. 21. Dichte von Wasser und einer gesättigten Gipslösung in Abhängigkeit von der Temperatur (nach D'ANS & LAX 1949).

Der Gesamtabtrag an der Facette beträgt dann: $0,000\ 03\ \text{g/cm}^3 \cdot 0,3\ \text{cm} = 0,000\ 009\ \text{g/cm}^2$, die mit der Geschwindigkeit von $3\ \text{cm/min}$ nach unten bewegt werden. Das ergibt einen Abtrag von $0,000\ 027\ \text{g/cm}^2 \cdot \text{min}$ oder $0,27\ \text{g/m}^2 \cdot \text{min}$. Nach dieser Rechnung würden ca. $142\ \text{kg/m}^2 \cdot \text{a}$ abtransportiert, was eine Zurückverlegung der Facette um $5\text{--}6\ \text{cm/a}$ bedeutet.

Die Zahlen sind allerdings zu hoch, da die Rechnung nicht berücksichtigt, daß das Abströmen an der Facette ein kumulativer Vorgang ist und nicht aus dem Bereich allein, über dem die Geschwindigkeit gemessen wurde, auf den Gesamtabtrag geschlossen werden kann. Oben an der Facette ist das Abströmen langsamer und die Schicht dünner, während nach unten die Schicht dicker wird und der Vorgang schneller abläuft. Hinzu kommen Effekte wie Dichtegradienten im Wasserkörper, die eine Verkleinerung der wirkenden Dichtedifferenz bewirken und damit die Geschwindigkeit der abströmenden Schicht verringern.

Diese Probleme bedürfen noch weiterer Diskussion. Desgleichen die Frage, ob sich der in der Natur zu beobachtende Facettenwinkel aus diesen Zusammenhängen ergibt, oder ob er durch andere Bedingungen bestimmt ist (KEMPE & SEEGER 1972b, REINBOTH 1970). Das an der Facette abströmende Wasser setzt eine im Inneren des Wasserkörpers aufsteigende Bewegung in Gang, eine Konvektion, deren Geschwindigkeit je nach Volumen des Höhlenteiches um Größenordnungen geringer sein muß als die der beobachteten Facettenströmungen.

4.3. Lösung an den Laugdecken

Die Gipshöhlenentwicklung, soweit sie wie im Hainholz in einem Gesteinskörper mit nicht gespannter Karstwasseroberfläche abläuft, ist an die Nähe des Karstwasserspiegels gebunden. Die Zone aktiver Laugung, d. h. der Höhenunter-

schied zwischen der höchsten, meist inaktiven „Hochwasser“-Laugdecke und den tiefsten Punkten der Teiche, mißt im Hainholz etwa $2\ \text{m}$, in der Segeberger Höhle (Schleswig-Holstein) etwas über $3\ \text{m}$ und in der Höllern (Franken) ca. $1\frac{1}{2}\ \text{m}$. Darunter ist das Karstwasser mit Gips gesättigt. Die Laugdecke ist ein Element der Höhlenbildung, das in inundierte Zustand, d. h. unter, nicht durch den Wasserspiegel entsteht. Lediglich die maximale Höhenlage wird durch den Höchstwasserstand definiert, der auch subrecenten Alters sein kann, wie z. B. in der Segeberger Höhle.

4.3.1. Lösung durch Salzfinger

Die im Wasser ablaufenden dichte- und diffusionsbedingten Strömungen sind der Schlüssel zum Verständnis der Bildung und Ebenheit der Laugdecke. KEMPE (1969) beschreibt kleine Konvektionszellen, durch die Gips von der Laugdecke gelöst wird. Senkrecht aufströmendes, relatives Frischwasser stößt von unten zur Decke vor, schafft dort mit der Zeit durch Lösung von Gips eine Vertiefung, die Laugnäpfe, und sinkt als dichterer Lösungsstrom an den zwischen den Näpfen stehenden bleibenden Spitzen und Graten wieder ab.

Diese Bewegungsweise der Lösung erinnert an Salzfinger (BREWER et al. 1970; SHIRTLIFFE et al. 1969; STERN & TURNER 1969). Sie entstehen bei der Durchmischung zweier Salzlösungen unterschiedlicher Diffusionskoeffizienten. Schichtet man z. B. eine leichtere Zuckerlösung mit geringer Diffusivität über eine dichtere Salzlösung mit höherer Diffusivität, oder aber eine salzhaltige erwärmte Lösung (Hitze hat eine 100mal höhere Diffusivität als Salz) über kaltes Frischwasser, so beginnen kleine Salzfinger über das zunächst scharfe und gravitativ waagerechte Interface auszufallen. Zucker bzw. Salz wird nach unten und Salz bzw. Kälte nach oben transportiert, obgleich beide Schichten ursprünglich nicht dichteinvers sind. Die Salzfingerzone wird im Versuch immer breiter. Sie wird oben und unten durch waagerechte Flächen begrenzt, über die die Restschichten in Konvektion versetzt werden (STERN & TURNER 1969). Man kann dies Phänomen auch als die „Ablaugung“ der Zucker- bzw. Hitze-Schicht durch die darunter liegende Salz- bzw. Kaltwasser-Schicht verstehen.

SHIRTLIFFE et al. (1969) haben die Struktur der Salzfingerschicht untersucht und beschreiben, daß sich im ungestörten Fall jeweils auf- und absteigende Äste in einem quadratischen Schachbrettmuster abwechseln, was dem für die Laugnapfentstehung beschriebenen Bewegungsmuster gleicht.

Vergleicht man diese Verhältnisse mit der Laugdeckenbildung, so findet man physikalisch ähnliche Umstände. Wasser hat in Wasser eine höhere Diffusivität als Gips in Wasser. Anders als in den Zucker-Salz-Experimenten wird hier der Stoff mit der geringeren Diffusivität, Gips, nicht durch eine Lösung mit geringerer Dichte in der Top-Lage gehalten, sondern der Gips (oder auch andere Gesteine, z. B. Kalk) wird durch die Festigkeit seines Gesteinsverbandes als Decke über dem Wasser gehalten. Der mit den Salzfingern an der Grenzfläche einsetzende Vorgang erklärt sich beim Zucker-Salz-Versuch dadurch, daß das Salz schneller in die Zuckerschichten eindiffundiert als der Zucker in die Salzlösung. D. h., die Grenzschicht wird lokal dichter als die darunter liegenden oberen Teile der Salzlösung. Es kommt zu einer lokalen Dichtekonvektion.

Die Geschwindigkeit dieses Vorgangs ist abhängig vom Verhältnis der Diffusionskoeffizienten, vom spez. Gewicht der Lösungen sowie der Viskosität des Mediums.

An der Laugdecke diffundiert der Gips in das unterliegende Wasser und schafft so ebenfalls eine Dichte-Instabilität, die sich durch die Laugnäpfchen-Salzfinger ausgleicht. Primär hängt also die Entstehung der Salzfinger nicht an den Diffusivitätsdifferenzen, sondern an der Bildung ganz geringer Dichtedifferenzen, sei es durch direktes „Lösen“ oder durch verschieden schnelles Diffundieren.

4.3.2. Dicke der Salzingerschicht

SHIRTCLIFFE et al. (1969) geben eine von ihnen empirisch gefundene Funktion an, die die Breite der Salzfinger mit deren Länge, bzw. Tiefe korreliert:

$$10 \cdot \lambda = L^{1/4} \quad \begin{array}{l} \lambda = \text{Breite eines Salzingers} \\ L = \text{Tiefe des Salzingers} \end{array}$$

Eine Anwendung auf die hier vorliegenden Verhältnisse führt zu irrealen Werten: Die Breite (λ) eines Laugnäpfes mit anschließendem Grat ist ca. 1 cm. Die Tiefe ist dann ca. 10 000 cm. Daraus zeigt sich, daß die an sehr kleinen Salz-fingern gewonnene Korrelation bei größeren λ nicht linear verläuft. Die Frage, wie weit Laugnäpf-Finger in den Teich hineinragen, wird daher nur durch 1 : 1 - Modellversuche zu lösen sein.

4.3.3. Die Ebenheit der Laugdecke

Es gelingt jetzt, die Ebenheit der Laugdecke zu erklären. Wie aus den Zucker-Salz-Experimenten zu ersehen ist, ist die untere und obere Grenzfläche der Salzingerschicht waagrecht, obgleich darüber und darunter weitgespannte Konvektion abläuft. Dies muß analog auch für die Höhlenteiche gelten. Wollten sich etwa einzelne Deckenteile schneller nach oben entwickeln, so müßte einer der folgenden Faktoren lokal eintreten: 1. Frischwasser geringerer Dichte könnte vorhanden sein, 2. Gips mit größerer Diffusivität anstehen oder 3. Temperaturunterschiede herrschen.

Da Gips zu den chemisch reinsten Mineralen gehört und lokal eingelagerte Karbonate nicht abgelautet werden, sondern aus der Laugdecke als stehen gebliebene Reste hervorragen, kann Punkt 2 gestrichen werden. Temperaturunterschiede bewirken zwar zwischen 0° und 30°C eine Löslichkeitszunahme von 25,2 auf 30,8 mval (WIGLEY 1973 b), doch sind Zuflüsse mit so viel wärmerem Wasser nur dort zu erwarten, wo Frischwasser von außen angeliefert wird. Sekundäre Temperaturerhöhungen im Bereich der Höhle sind unwesentlich, weshalb auch Faktor 3 entfällt. Frisches Wasser mit geringerer Dichte (Faktor 1) müßte sich wie ein Ölfleck auf der Wasseroberfläche ausbreiten.

Dennoch kann Frischwasser tatsächlich zu Deckenausfaltungen führen. Das ist der Fall, wenn es von oben durch Klüfte unter gleichzeitiger Erweiterung derselben auf den Höhlenwasserkörper trifft. Diese kluftgebundenen Formen lassen sich inmitten sonst ungestörter Laugdecken beobachten (z. B. im Flachen Saal der Marthahöhle). Ihre Ränder zur Laugdecke sind scharfkantig. Die Bewegung des Wassers ist folglich nach unten gerichtet. Es scheint sich keine, den Verhältnissen

von Luft über Wasser entsprechende Blase aus Frischwasser zu bilden. Insgesamt zeigt sich damit die Laugdecke eingeebnet über gravitative Dichtedifferenz-Bewegungen durch die Lösungsvorgänge im Wasser. Dies macht es möglich, auch mehrere Laugdecken übereinander anzunehmen, die nicht durch verschiedene Wasserstände bedingt sind, obgleich es auch derartige Wasserstands-Laugdecken gibt.

Das Problem, ob jeder Laugdecke bzw. Facette ein eigenes Konvektionssystem zuzuordnen ist, bleibt damit noch weitgehend ungelöst.

5. Schriftenverzeichnis

- BAUER, W. G. (1956): Schwiegershausen am Harz. Ein Heimatbuch. — 93 S., Duderstadt (Heimatwerk Schwiegershausen).
- BENTZ, A. & MARTINI, H. J. (1969): Lehrbuch der Angewandten Geologie, II/2: Geowissenschaftliche Methoden. — Stuttgart (Enke).
- BIESE, W. (1930): Über das Auftreten eines Kalkkarbonats in den Südharzer Giphöhlen. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 51, Berlin.
- (1931): Über Höhlenbildung, I. Teil: Entstehung der Giphöhlen am südlichen Harzrand und am Kyffhäuser. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., 137: 1—71, Berlin.
- BREWER, P. G., TURNER, J. S., SHIRTCLIFFE, T. G. L. (1970): Elemental Variations of Transport Coefficients across Density Interfaces in Multiple-diffusive Systems. — Nature, 228, 5276: 1083—1084; London.
- CRAMER, H. & HELLER, F. (1933/1934): Das Karstphänomen im Grundgips des Fränkischen Keupers. — Mitt. dt. Höhlen- u. Karstforscher 1934: 21—28, Berlin.
- CURL, R. L. (1966): Cave Conduit Enlargement by naturel Convection. — Cave Notes, 8, 1: 2—6, Castro Valley.
- D'ANS, J. & LAX, E. (1949): Taschenbuch für Chemiker und Physiker. — 2. Aufl., Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer).
- GARRELS, R. M. & CHRIST, C. L. (1965): Solutions, Minerals and Equilibria. — 450 S., New York, Evanston, London (Harper & Row); Tokyo (Weatherhill).
- GRUPE, O. (1915): Über diluviale Gebirgsstörungen im hannoverschen Bergland und zur Frage der diluvialen Hebung des Harzes. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 36, 1: 374; Berlin.
- HAASE, H. (1936): Hydrologische Verhältnisse im Versickerungsgebiet des Südharz-Vorlandes. — Diss., Göttingen.
- , SCHMIDT, M. & LENZ, J. (1970): Der Wasserhaushalt des Westharzes. Hydrologische Untersuchungen 1941—1965. — Veröff. nieders. Inst. Landeskd. u. Landesentw., Univ. Göttingen, Reihe A: Forsch. Landes- u. Volkskd., Göttingen.
- HERRMANN, A. (1957): Der Zechstein am südwestlichen Harzrand. — Geol. Jb., 72: 1—72; Hannover.
- HERRMANN, A. G. (1971): Methoden zur quantitativen Bestimmung der Hauptkomponenten in silikatischen Gesteinen. — Göttingen. — [Unveröff. Ms.]
- HÖVERMANN, J. (1949): Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. — Gött. geogr. Abh., 2: 1—180; Göttingen.
- (1950): Die diluvialen Terrassen des Oberharzes und seines Vorlandes; ein Beitrag zur Frage der Harzhebung. — Peterm. Mitt., 94: 121—130; Gotha.
- KEMPE, S. (1969): Laugnäpfe und ihre Entstehung. — Die Höhle, 20, 4: 111—113, Wien.

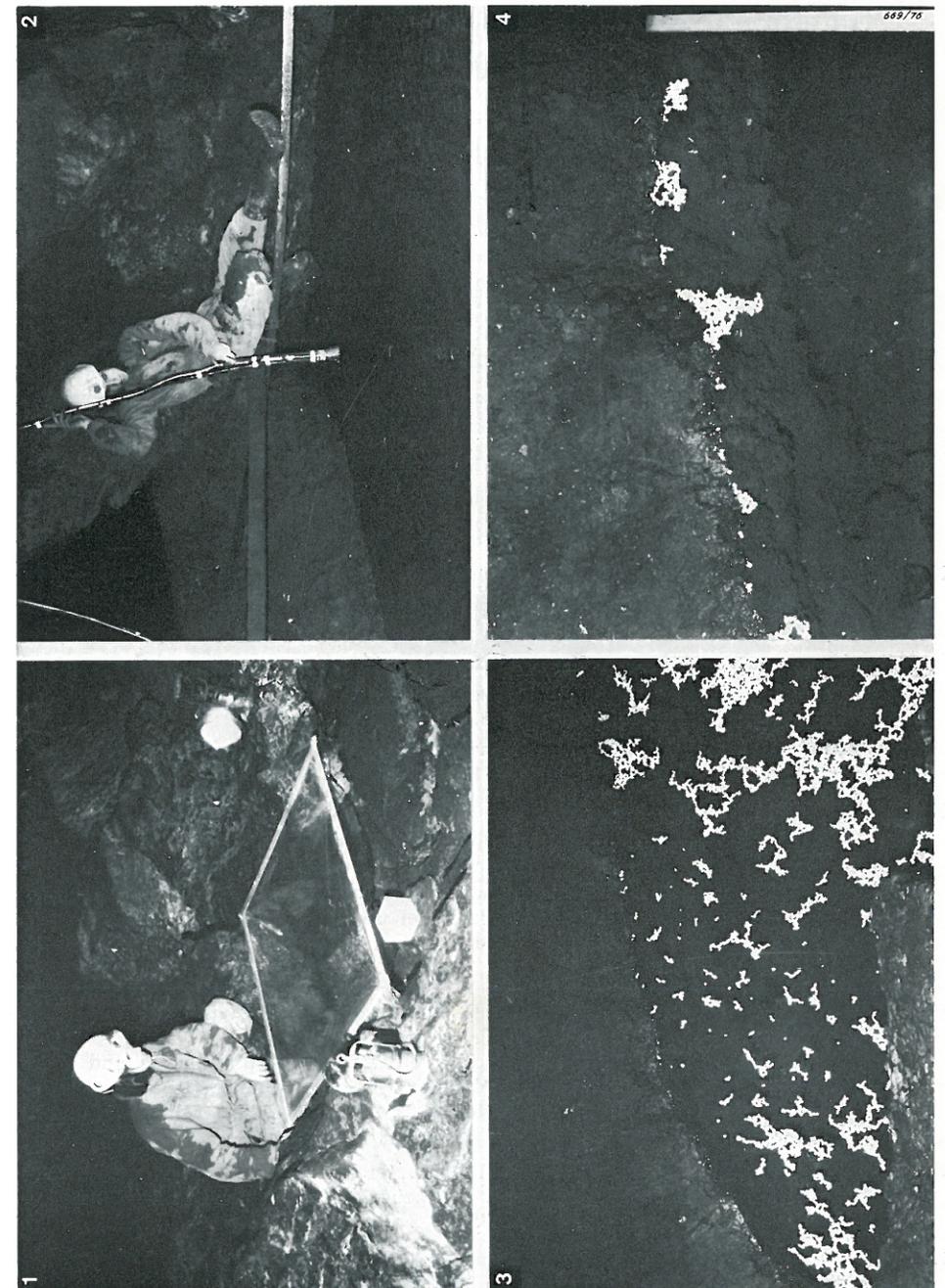
- (1970): Beiträge zum Problem der Speleogenese im Gips unter besonderer Berücksichtigung der Unterwasserphase. — *Die Höhle*, **21**, 3: 126—134, Wien.
- (1972): Cave Genesis in Gypsum with particular Reference to Underwater Conditions. — *Cave Science*, *J. brit. Spel. Assoc.*, **49**, 1—6.
- (1973): Höhlenbildung und Wasserkörper im Stillwasserbereich. — Ref. 6. int. Kongr. Speläologie, Sektion Ca, Olomouc/CSSR.
- (1975): A Computer Program for Hydrochemical Problems in Karstic Water. — *Ann. Spéléol.*, **30**, 4: 699—702.
- , SEEGER, M. & VLADI, F. (1970): Geologische Kartierung des Gipskarstes im Bereich von Hainholz und Beierstein bei Düna/Südharz. — 24 S.; Hamburg. [Unveröff. Ms.]
- , MATTERN, E., REINBOTH, F., SEEGER, M. & VLADI, F. (1972): Die Jettenhöhle bei Düna und ihre Umgebung. — *Abh. Karst- u. Höhlenkde.*, **A 6**, 63 S.; Herzberg.
- & SEEGER, M. (1972 a): Hydrogeologische Stellungnahme zum Naturschutzgebiet „Hainholz“ und des westlichen Nachbargebietes nach vorläufigen Beobachtungen. — Manuskript zur Eingabe beim niedersächs. Kultusminister zur Frage der Erhaltung des Naturschutzes, Hamburg.
- & SEEGER, M. (1972 b): Zum Problem der Höhlengenese im Stillwassermilieu. — *Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforscher*, **18**, 3: 53—58; München.
- , BRANDT, A., SEEGER, M. & VLADI, F. (1975): „Facetten“ and „Laugdecken“, the typical morphological Elements of caves developing in standing Water. — *Ann. Spéléol.*, **30**, 4: 705—708.
- , — & — (1976): Fünf Aspekte der Entwicklung der Gipshöhlen im Hainholz/Südharz. — *Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforscher*, **22**, 1: 1—10; München.
- , MEYER, B., SCHLÜTER, W. & WILLERDING, U. (1975): Untersuchungen in der Kleinen Jettenhöhle bei Düna, Gem. Hörden, Kr. Osterode am Harz. — *NNU*, **44**: 87—112; Hildesheim.
- KOCH, O. G. & KOCH, G. A. (1964): *Handbuch der Spurenanalyse*. — 1232 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- KOSMAHL, W. (1969): Zur Stratigraphie, Petrographie, Paläogeographie, Genese und Sedimentation des Gebänderten Anhydrits (Zechstein 2), Grauen Salztones und Hauptanhydrits (Zechstein 3) in Nordwestdeutschland. — *Beih. geol. Jb.*, **71**: 129 S.; Hannover.
- MERCK, E. (1973): *Die Untersuchung von Wasser*. — 7. Aufl., 115 S.; Darmstadt (Merck).
- PRIESNITZ, K. (1972): Formen, Prozesse und Faktoren der Verkarstung und Mineralumbildung im Ausstrich salinärer Serien (am Beispiel des Zechstein am südlichen Harzrand). — *Gött. geogr. Abh.*, **60**: 317—339; Göttingen.
- (1973 a): Methods of Isolating Quantifying Solution Factors in the Laboratory. — *Trans. Cave Research Group of Great Britain*, **14**, 2: 153—158.
- (1973 b): The Problem of average Surface Lowering and Surface Modelling by Solution. — *Abstr. Pap. 4. int. Kongr. Speläologie, Olomouc/CSSR*.
- REINBOTH, F. (1963): Das Polenloch bei Düna. — *Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforscher*, **9**: 3—6; München.
- (1965): Neues vom Klinkerbrunnen. — *Mitt. Verb. dt. Höhlen- und Karstforscher*, **11**: 92—96; München.
- (1968): Beiträge zur Theorie der Gipshöhlenbildung. — *Die Höhle*, **19**, 3: 75—83; Wien.

- (1970): Zum Problem der Facetten- und Laugdeckenbildung in Gipshöhlen. — *Die Höhle*, **22**: 88—92; Wien.
- SHIRTCLIFFE, T. G. L. & TURNER, J. S. (1970): Observations of the Cellstructure of Salt Fingers. — *J. Fluid. Mech.*, **41**, 4: 707—719.
- STERN, M. E. & TURNER, J. S. (1969): Salt Fingers and convecting Layers. — *Deep Sea Res.* **16**: 497—511; Pergamon Press Inc.
- STOLBERG, F. (1936): Marthahöhle und Klinkerbrunnen bei Düna am Südharz. — *Mitt. Höhlen- u. Karstforsch.*, 1936: 17—26; Berlin.
- THIELICKE, G. (1968): Bestimmung von Calcium und Magnesium in Gesteinen, Böden und Wässern durch voltametrische Indikation mit AGTA und ABTA. — *Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch.* **90**: 281—289; Wiesbaden.
- TRIMMEL, H. (1968): *Höhlenkunde*. — 300 S., Braunschweig (Viehweg).
- VIETE, G. (1954): Geologische und hydrogeologische Untersuchungen im Gipskarst des östlichen Südharzrandes. — *Freibg. Forsch.-H.*, **C 9**: 46—79; Freiburg.
- WATTENBERG, H. & WITTIG, H. (1940): Über die Bestimmung der Titrationsalkalinität des Seewassers. — *Kieler Meeresforsch.*, **3**: 258—262; Kiel.
- WIGLEY, T. M. L. (1971): Ion Paring and Water Quality Measurements. — *Canadian J. Earth Sci.*, **8**: 468—476; Ottawa.
- (1973 a): The incongruent Solution of Dolomite. — *Geochim. cosmochim. Acta*, **37**: 1397—1404, London, Oxford etc. (Pergamon Press).
- (1973 b): Chemical Solution of the System Calcite-Gypsum-Water. — *Canadian J. Earth Sci.*, **10**: 306—315; Ottawa.
- , DRAKE, J. J., QUINLAN, J. F. & FORD, D. C. (1973): Geomorphology and Geochemistry of a Gypsum Karst near Canal Flats, British Columbia. — *Canadian J. Earth Sci.*, **10**, 2: 113—129; Ottawa.
- ZIMMERMANN, M. (1967): *Photometrische Metall- und Wasseranalysen*. — *Analyt. Methoden-Samml.*, 3. Aufl., Stuttgart.

Manuskript eingereicht am 1. 12. 1975.

Tafel 1

- Fig. 1: Mit Plastik bespannter Rahmen zum Auffangen und Messen der Sickerwassermenge (1 m^2) in der Romarhalle/Jettenhöhle.
- Fig. 2: Leitfähigkeits- und Temperaturmessungen im 2. Pfeilersee/Jettenhöhle.
- Fig. 3: Styropor-Driftversuch auf einem abgesperrten Teil des 2. Pfeilersees/Jettenhöhle (Größe des Bildausschnittes = ca. $90 \times 50 \text{ cm}$).
- Fig. 4: Styropor-Driftversuch auf einem abgesperrten Teil des 2. Pfeilersees/Jettenhöhle, eine Nacht nach Fig. 3 (Größe des Bildausschnittes = ca. $90 \times 50 \text{ cm}$).



Fortsetzung von 2. Umschlagseite

- MAKOWSKI, J.: Die Wahl von Radioisotopen und deren Aktivität für die hydrogeologischen Untersuchungen aufgrund von Modellmessungen.
- DROST, W.: Grundwassermessungen im Bereich eines Mooreinsprengdammes im Degenseemoos bei Penzberg.
- HASENMAYER, J.: Tauchabstiege in die Quellhöhle der Aach.
- HÖTZL, H. & HUBER, W.: Über die Hydrogeologie und wasserwirtschaftliche Nutzung der Aachquelle (Baden-Württemberg, BRD).
- Heft 3: JOHANNSEN, A., MATTHES, G. & RICHTER, W.: Die Tätigkeit der staatlichen geologischen Dienste in der BR Deutschland auf dem Fachgebiet „Hydrogeologie“. — S. 3—13, 1972.
- KARRENBERG, H.: Vorbemerkungen zur nachfolgenden Arbeit von K. U. WEYER. Grundwasserneubildung und -bewegung in Festgesteinen. — S. 15—18, 1972.
- WEYER, K. U.: Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetterabflusses. — S. 19—114, 40 Abb., 11 Tab., 1972.
- GIESEL, W.: Simulation der Wasserbewegung im Boden mit Hilfe eines Digitalrechners. — S. 115—125, 4 Abb., 1972 25,40 DM
- Heft 4: PFEIFFER, D. & STACH, L. W.: Hydrogeology of the Island of Tonga, South Pacific. — 13 S., 3 Abb., 2 Tab., 1972 5,— DM
- Heft 5: BALKE, K.-D.: Geothermische und hydrogeologische Untersuchungen in der südlichen Niederrheinischen Bucht.
Mit Vorbemerkungen von HERBERT KARRENBERG: Zur Hydrogeologie der Niederrheinischen Bucht. — 62 S., 34 Abb., 6 Tab., 1973 13,60 DM
- Heft 6: ZEINO-MAHMALAT, H.: Hydrogeologie der Sackmulde bei Alfeld/Leine (unter besonderer Berücksichtigung von Wasserhaushalt und Hydrochemie). — 63 S., 13 Abb., 12 Tab., 7 Taf., 1973 29,60 DM
- Heft 7: KUTSCHER, F. & HEITFELD, K.-H.: Nachruf WILHELM HENKE. — S. 3—8, 1 Foto, 1973.
KIENAST, H. & KÜHN-VELTEN, H.: Die Setzung eines großflächigen Fundamentes auf Schluff. — S. 9—18, 5 Abb., 1973.
ALBRECHT, H.: Das Zeit-Deformationsverhalten am Ausbruchrand eines unterirdischen Felshohlbaues. — S. 19—54, 16 Abb., 4 Tab., 1 Taf., 1973 16,—DM
- Heft 8: KOMODROMOS, A.: Das Kompressionsviskosimeter, ein neues Flügelschergerät und die ersten Versuchsergebnisse im Vergleich zu denen des direkten Schergerätes. — S. 3—15, 10 Abb., 4 Tab., 1974.
KALTERHERBERG, J.: Rutschungen eines Wohnhauses im Talhang der Erft, einer Friedhofsböschung am Nordrand der Eifel und eines Schlammteichdammes im Aachener Steinkohlenrevier — ihre Ursachen und ihre Sanierung. — S. 17—41, 13 Abb., 1974 12,80 DM
- Heft 9: PFEIFFER, D.: The Hydrogeologic Map of the Islands of Singapore 1 : 100 000 (Explanatory Notes). — S. 3—14, 3 Abb., 1 Kt., 1975.
STEMPEL, CHR. VON: Hydrogeologische Verhältnisse in jurassischen und kretazischen Kalken der Gegend um Périgueux (Südwest-Frankreich) einschließlich der Analyse von Schüttungsganglinien. — S. 15—32, 8 Abb., 5 Tab., 1975 18,40 DM
- Heft 10: KARKULIAS, W.: Der Wasserhaushalt im Bereich des Beckens von Megalopolis. Grundwasser — Oberflächenwasser. Dargebot — Nutzung — Bedarf — Bilanz. — 116 S., 37 Abb., 17 Tab., 4 Taf., 1975 46,20 DM
- Heft 11: UDLUFT, P.: Das tiefere Grundwasser zwischen Vindelicischem Rücken und Alpenrand. — S. 3—29, 12 Abb., 1 Tab., 1975.

HESSE, R. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Neue Jodwasser-Vorkommen im Bereich der bayerischen Alpenrand-Strukturen bei Bad Tölz. — S. 31—66, 7 Abb., 4 Tab., 2 Taf., 1975 30,40 DM

- Heft 12: LÜDELING, R.: Bodendynamische Untersuchungen des Baugrundes nach dem seismischen Aufzeitverfahren. — 82 S., 47 Abb., 6 Tab., 1976.
- Heft 13: CARLÉ, W.: Art und Entstehung der Mineral-Säuerlinge von Graubünden. — S. 3—102, 13 Abb., 15 Tab., 56 Anal., 1976.
CARLÉ, W.: Die Mineralwässer und Thermal-Phänomene der Insel São Miguel (Azoren, Portugal). — S. 103—169, 10 Abb., 1 Tab., 18 Anal., 1976.
- Heft 14: MICHEL, G.: Warum wird die Arbeit von HANS STILLE (1903) über die Hydrogeologie des Paderborner Karstes neu aufgelegt? — S. I—V, 2 Abb., 1976.
THIERMANN, A.: Gegenüberstellung der von HANS STILLE (1903) gebrauchten Fossilnamen und Schichtenbezeichnungen mit den heute verwendeten Namen. — S. V—VII, 2 Tab., 1976.
STILLE, H.: Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn. (Unveränderter Nachdruck von: Abhandlungen der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie, Neue Folge, Heft 38, Berlin 1903.) — S. I—IV u. 1—129, 3 Abb., 6 Taf., 1976.