

fenden, durch das sehr starke Gefälle erzeugten langen Wellen recht genau der mittleren Abflußgeschwindigkeit des Flusses gleich ist. Das wäre die Bedingung des schießenden Abflusses.

Das reliefgestaltende Geschehen ist in solchen Flußabschnitten sicher einheitlich, und mit dem des flußab folgenden Glättungs- oder Vorglätungsabschnitts in Einklang stehend. Es können dabei bereits vorhandene Reliefunregelmäßigkeiten gemildert oder bewahrt, aber schwerlich vermehrt werden. Denn der Energieverbrauch ist in solchen Flußabschnitten von Ort zu Ort nur unbedeutend differenziert.

Hiernach wird man nicht nur Flußstrecken im Glättungszustand und im Vorstadium der Glättung, sondern auch solche mit geordneter Deformation der Wasseroberfläche zum Gesamtbereich des ausgeglichenen Flußgefälles rechnen müssen. Erst Flußstrecken mit unregelmäßig deformierter Wasseroberfläche scheiden aus diesem Bereich aus.

Dies Ergebnis besagt etwas ganz anderes, als die gewöhnlich gemachte Annahme, daß nämlich der „graded stream“ der amerikanischen Geomorphologen mit dem sogenannten Gleichgewichtsprofil der Flüsse in Beziehung stünde. Wenn ein graded stream dem Wortsinn entsprechend ein Fluß mit ausgeglichenem Gefälle sein soll, bei dem man unter der Voraussetzung gleichbleibender Arbeitsbedingungen Vorhersagen über den weiteren Geschehensablauf machen kann, so muß dieser Fluß geglättetes oder vorgeglättetes Spiegelgefälle haben und darf sogar geordnet deformierte Spiegelabschnitte enthalten mit wahrnehmbar schießendem Abfluß. Nur ungeordnet deformierte Spiegel und mit ihnen ein wahrnehmbar schießender Abfluß ungeordneter Art sind ausgeschlossen.

Der Einfluß wechselnder Abflußmenge

Es wurde bisher unterlassen zu erörtern, ob Beobachtungen über den Flußspiegel in ihrer Bedeutung für die Reliefentwicklung von der Höhe

des gerade herrschenden Wasserstands unabhängig sind. Sicher ist das nicht der Fall. Wohl in allen Klimaten sind die Flußwirkungen bei Hochwasser am bedeutendsten. Es kommt also darauf an festzustellen, ob ein Fluß bei Hochwasser geglättete, vorgeglättete, geordnet deformierte Spiegelabschnitte aufweist, wenn man entscheiden will, ob dieser Fluß ein ausgeglichenes Wirkungsgefüge besitzt oder nicht.

Noch unveröffentlichte Untersuchungen von H. WITT über Flüsse der Fränkischen Alb, des Vorderen Bayerischen Waldes und des Alpenrandes im Chiemseegebiet haben aber gezeigt, daß gewisse gesetzmäßige Zusammenhänge zwischen dem Fließzustand einerseits und der Wassermenge, der Abflußgeschwindigkeit, dem Gefälle sowie der Form des Gerinnebettes andererseits bestehen. Man kann hiernach auf Grund von Beobachtungen bei Mittelwasser mit einem gewissen Unsicherheitspielraum Vorhersagen über das Verhalten des Abflusses bei einem Hochwasser machen, wenn man jeweils Feststellungen über die bei bestimmtem Wasserstand herrschende Abflußmenge, Abflußgeschwindigkeit, das Gefälle und die Form des Gerinnebettes zur Verfügung hat.

Die Beziehungen zwischen dem Charakter des Flußspiegels bei Mittelwasser und bei Hochwasser können nämlich sehr unterschiedlich sein. Der Charakter kann erhalten bleiben, sich nach der Seite der Glättung aber auch nach der Seite der Deformation verändern. Das hängt offenbar vom Zusammenwirken der erwähnten Begleitwerte ab. Dies macht Beobachtungen über den Fließzustand und die Begleitwerte auch bei Mittelwasser wertvoll. Da bisher über den Fließzustand unserer Flüsse, soweit es sich nicht um künstlich stark veränderte Wasserstraßen handelt, wenig bekannt ist, sind Beobachtungen über ihn bei jeglichem Wasserstand unter Hinzufügung der vorher erwähnten Begleitwerte überaus erwünscht.

KARSTWASSERFLÄCHE UND UNTERIRDISCHE KARSTNIVEAUS*)

Mit 3 Abbildungen

ALFRED BÖGLI

Summary: Karst water surface and subterranean karst level.

The existence of karst water bodies and subterranean karst levels has by now been proved beyond a doubt. A karst water surface, like the level of water under pressure, behaves according to hydro-mechanical laws and is thus more aptly called a piezometric surface. Its location is largely determined by the main drainage. Together with the phreatic marginal zone this level is the place of intensive cave formation, in particular through a special kind of corrosion (Mischungskorrosion), which gives rise to extensive subterranean gallery systems, the so-called levels

of caves or subterranean karst levels. They are closely linked with the phases of valley formation via the main drainage and are in fact their correlated feature within the karst. These theoretical deductions are tested and applied in practice, using as example the cave level of the Hölloch in central Switzerland.

*) Die vorliegende Arbeit ist aus dem Bedürfnis entstanden abzuklären, wie sich Karstwasserkörper verhalten und wie unterirdische Karstniveaus damit zusammenhängen. Die Studie ist meinem Freunde Prof. HERBERT LEHMANN gewidmet, mit dem ich in vielen lehrreichen Stunden Karstprobleme diskutiert habe.

Die Existenz unterirdischer Karstniveaus, die etwa den oberirdischen Terrassensystemen gleichzusetzen sind, war umstritten und ist es zum Teil auch heute noch. Einerseits wird eine ähnliche Höhenlage benachbarter Karstquellen als Beweis angesehen, andererseits aus den in bestimmten Höhen gehäuft auftretenden Höhlen darauf geschlossen. Im ersten Falle opponieren Geologen gegen eine solche Interpretation, indem sie geltend machen, es seien die Quellaustritte petrographisch bedingt, was sicher in vielen Fällen nicht von der Hand zu weisen ist. Auch der zweite Fall wird teilweise abgelehnt. Eine dritte Möglichkeit, so ausgedehnte Höhlensysteme, daß sie einen Entscheid zu fällen gestatten, ist relativ selten.

W. KRIEG setzte sich 1954 deutlich für die Existenz unterirdischer Niveaus ein. Zur Erklärung nahm er die Höhlenflußtheorie von H. BOCK (1912) zu Hilfe. Damit weckte er jedoch eine heftige Diskussion, in welcher E. ARNBERGER und H. TRIMMEL gleichzeitig mit der Höhlenflußtheorie auch die Niveaus im Sinne von KRIEG ablehnten. O. SCHAUBERGER stellt 1956 die Höhenlage aller Höhleneingänge der größeren Kalkstöcke östlich der Salzach zusammen. Er kommt zu dem Schlusse, daß eine Stockwerkgliederung bewiesen sei. Das Hauptstockwerk parallelisiert er mit dem Tennenniveau nach SEEFELDNER. ZÖTL äußert sich 1960 über das gleiche Gebiet und kommt auf Grund von Versuchen mit der Sporentriftmethode, die sich in vielen Fällen besser eignet als die Wasserfärbungen mit Fluoreszein, zur Annahme eines einheitlichen Wasserkörpers im östlichen Dachsteingebiet. Auf dessen gewölbter Oberfläche triffen gefärbte Lycopodiumsporen seitlich ab und treten in verschiedenen Karstquellen wieder aus. Das setzt eine karsthydrographische Wirksamkeit über große Distanzen voraus und beweist damit die Existenz eines unterirdischen Karstniveaus. Dagegen fehlt bei J. ROGLIC, der das Verhältnis der Flußerosion zum Karstprozeß beleuchtet, jeglicher Hinweis auf eine Beziehung zwischen Talbildungsphasen und unterirdischen Karstniveaus. O. STELCL weist 1963 den Zusammenhang von oberirdischer, fluvialer Eintiefung und Höhlenniveaus im Mährischen Karst überzeugend nach. Die große Zahl der sich widersprechenden Ansichten zeigt deutlich, daß der eindeutige Nachweis der Niveaus nicht leicht ist, daß aber deren Existenz doch kaum verneint werden darf.

Der Begriff des unterirdischen Karstniveaus muß genauer umrissen werden. Im Erdinnern ist er nur in Höhlen direkt zugänglich, so daß man meist von Höhlenniveaus spricht. Ein Höhlenniveau umfaßt die Summe aller Gänge eines Höhlensystems, die unter der Einwirkung eines bestimmten Vorfluters angelegt worden sind und

daher eine genetische und chronologische Einheit bilden. Als hervorstechendstes Merkmal gilt die ähnliche Höhenlage. Solche Niveaus lassen sich nur in ausgedehnten Höhlen nachweisen. Der Begriff kann aber, wie schon zu Beginn angedeutet, auch auf einander benachbarte kleinere Höhlen ausgedehnt werden. Letztlich ist es der einzig direkt faßbare Nachweis der Existenz eines unterirdischen Karstniveaus. Es verhält sich zu seinem Vorfluter wie ein Talboden zu seiner Erosionsbasis, wenn auch die Gefällsbedingungen wegen des Druckfließens andere sind. Höhlenniveau oder unterirdisches Karstniveau sind morphogenetische Begriffe.

Zu Höhlenniveau wird gelegentlich Höhlenetage homolog verwendet, zum Beispiel von K. ABSOLON. Im allgemeinen gelten aber als Höhlenetagen übereinander liegende Gänge, deren Höhen durch lokale strukturelle oder tektonische Bedingungen festgelegt sind. Sie fallen bei der Bestimmung von Höhlenniveaus außer Betracht.

Höhlenniveaus entwickeln sich nur im „tiefen Karst“ im Sinne von KATZER, also nur wenn die Untergrenze des verkarsteten Gesteinkörpers merklich tiefer als der Vorfluter liegt. Der Vorfluterbegriff wurde in den fruchtbaren Jahren der Karstforschung 1909 und 1910 viel umkämpft. Damals führte SAWICKI den Begriff „Evolutionsniveau“ ein, der eigentlich gleichbedeutend ist mit Karstwasserfläche. Leider wurde er in den Streit um das „Karstgrundwasser“ von GRUND hineingezogen und in der Folge vergessen. SAWICKI dürfte damit den besten bisher verwendeten Ausdruck für ein werdendes Karstniveau geprägt haben.

Beim tiefen Karst ist es gleichgültig, ob es sich um einen mächtigen Kalkstock wie das Tennengebirge, oder um abtauchende Kalkschichten handelt, wie sie etwa für das Hölloch (Schweiz) kennzeichnend sind. Durch den Vorfluter wird die Karstwasserfläche bestimmt, der bei der Entstehung der Höhlenniveaus eine zentrale Bedeutung zukommt.

Im „seichten Karst“ streicht die liegende, undurchlässige Gesteinsschicht über dem Talboden und damit auch über einem möglichen Vorfluter aus. Diese Schicht wird zur Erosionsbasis des unterirdischen Entwässerungssystems. Fällt sie in den Berg ein, so kann sie Anlaß zu einem Karstwasserkörper werden, dessen Oberfläche sich wie jene im tiefen Karst verhält. Entsprechend können sich Bedingungen einstellen, die ganz den Charakter eines Niveaus aufweisen. Es sind lokale Niveaus mit nur geringer Bindung an die allgemeine Morphogenese der Landschaft. Im allgemeinen hat für den seichten Karst nur anfänglich eine Beziehung, dann aber keine mehr zwischen Vorfluter und Verkarstung bestanden. Morphogene-

tische Höhlenniveaus sind somit nicht zu erwarten, dagegen eine weitgehende Abhängigkeit von den petrographischen Verhältnissen, die hier im allgemeinen in der Vertikalen schnell wechseln.

Karstwasserfläche – piezometrische Oberfläche

Die Beziehung eines Vorfluters zum unterirdischen Karst sind vor allem dadurch gegeben, daß er durch Rückstau die Karstklüfte mit Wasser füllt und für die Karstgerinne mit freier Oberfläche die Erosionsbasis bildet. Er schafft die Möglichkeiten zur Entstehung von Karstwasserkörpern. Voraussetzung hierzu ist die karsthydrographische Wegsamkeit der Klüfte und Fugen auch unter dem Vorfluterniveau, was durch die bisherigen Forschungen bewiesen wurde. Damit stellt sich das Problem des Verhaltens dieses Wassers. Kann man es als einheitlichen Wasserkörper fassen? Kann man es als Grundwasser, als Karstgrundwasser im Sinne von GRUND bezeichnen? Diese Grundwassertheorie hat nicht viele Anhänger gefunden. In neuerer Zeit spricht K. BERZ 1928 von einem über weite Gebiete zusammenhängenden Grundwasserkörper im Bereiche der Donauversickerung. F. WEIDENBACH nimmt 1960 die Existenz eines einheitlichen Karstwasserkörpers im Gebiet um den Brenztopf an.

Nach DIN 4049 wird das Grundwasser definiert als ein Wasser, das Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und nur der Schwere (hydrostatischer Druck) unterliegt (zit. nach D. PFEIFFER).

Diese Definition zeigt deutlich, daß sie praktischen Bedingungen zu dienen hat und nicht wissenschaftlichen Hydrologen oder Geomorphologen. Die praktischen Bedingungen sind in Deutschland durch das Grundwasser gegeben, nicht durch Karstwasser, das erst in letzter Zeit, vor allem in der Schwäbischen Alb, stärker ins Blickfeld getreten ist. Der besonderen Situation des Karstwassers werden die Normalien nicht gerecht. Sie gestatten auch keine direkte Abgrenzung. Wir können jedoch in der Feststellung, das Grundwasser werde nur durch den hydrostatischen Druck in seinem Verhalten bestimmt, das unterscheidende Merkmal in der Definition erkennen – jedoch mit Vorbehalt beim statischen Karstwasserkörper. Die Hauptunterschiede, die statistisch gleichmäßige Verteilung der zusammenhängenden Hohlräume bei einem Abstände in der Größenordnung von Zentimetern und das einheitliche Verhalten des Grundwasserkörpers sind nicht in die Normalien eingegangen. Demgegenüber sind die Karsthohlräume sehr ungleichmäßig verteilt; die Abstände liegen in der Größenordnung von Metern bis Hektometern; das Wasser eines Karstwasserkörpers verhält sich beim Fließen unein-

heitlich, so daß trotz räumlicher Verbundenheit die einzelnen Stränge häufig unabhängig sind. Deshalb entspricht einem unbeeinflussten Grundwasserkörper eine ebene oder meist leicht gewölbte Oberfläche ohne Diskontinuitäten, während die Karstwasserfläche nur aus einzelnen, weit auseinander liegenden Teilen besteht, deren Gesamtheit sich gewöhnlich nicht in eine einfache Form einordnen läßt. Die Diskontinuitäten können bedeutendes Ausmaß annehmen, wie die Werte im Hölloch bis zu 5 km Distanz vom Vorfluter beweisen.

Die Karstwasserflächen im Hölloch

| | Distanz vom Vorfluter | Höhe |
|-----------------------------------|-----------------------|-----------|
| Vorfluter „Schleichender Brunnen“ | | 638 m |
| „Zürichsee“ | 400 m | 640 m |
| „Orkus“ | 2100 m | 665 m |
| „Fjord“ | 2250 m | 665 m |
| „Anubissee“ | 2600 m | 652 m |
| Eintauchender Gang | | |
| östlich Anubissee | 2800 m | 648 m |
| Siphon im „Schuttunnel“ | 3300 m | 654 m |
| eintauchender Gang östlich davon | 3700 m | 653/655 m |
| „Donnertal“ | 5000 m | 665 m |

Bei Hochwasser nehmen diese Höhen Werte an, die sich bis zu 80 m unterscheiden. Aus leicht verständlichen Gründen sind Hochwasserbeobachtungen recht spärlich.

Die Beziehung zwischen Vorfluter und Höhlenniveau ist ursächlich durch das hydromechanische Verhalten des Wassers im verkarsteten Gestein festgelegt. Aus hydrostatischen Gründen müßte die Wasserfläche gleiche Höhe mit dem Vorfluter aufweisen. Die unter sich zusammenhängenden Karsthohlräume wirken als kommunizierende Röhren. Die dazu erforderliche Bedingung, ruhendes Wasser, ist aber nur selten und kaum jemals über längere Zeiträume erfüllt. In einem ruhenden Karstwasserkörper ließe sich mit Recht von einem Karstwasserspiegel sprechen. Ein statischer Karstwasserkörper setzt das Fehlen eines Zuflusses voraus. Diese Bedingung wird nur in einem vollaren Klima auf längere Zeit erfüllt. In unserem Klima sind ruhige Becken nur temporär, sozusagen episodisch, möglich, da erfahrungsgemäß längere Trockenperioden selten sind. WEIDENBACH hat ein solches Beispiel aus dem Brenzgebiet beschrieben. Temporär statische Karstwasserkörper sind selten. Sie allein würden einigermaßen dem Karstgrundwasser von GRUND entsprechen können, abgesehen von den anderen Unterschieden zum echten Grundwasser.

Im Normalfall treten Zu- und damit auch Abflüsse auf. Sie bewirken Strömungen. Den hydrostatischen Bedingungen werden hydrodynamische überlagert, die die Besonderheiten im Verhalten des Karstwasserkörpers bedingen: Die Selbständigkeit der Strömung im Bereiche des

Karstwasserkörpers und die verschiedene Höhe der Wasserflächen in den aufsteigenden Hohlräumen.

Zwei hydrodynamische Gesetze bestimmen vor allem das Verhalten des bewegten Karstwassers, das TORRICELLIsche Ausflußgesetz und das Gesetz von BERNOULLI. Beide sind eng mit der Wassergeschwindigkeit in den ganz mit Wasser erfüllten unterirdischen Gerinnen verbunden. Infolge der Inkompressibilität des Wassers im Bereiche der im Karst herrschenden Drucke muß durch jeden Querschnitt einer Röhre mit wechselndem Durchmesser in einer Sekunde die gleiche Wassermenge hindurchfließen. Sie ist durch das Produkt aus dem Querschnitt Q und der Wassergeschwindigkeit v gegeben; daher gilt:

$$\begin{aligned} Q_1 \cdot v_1 &= Q_2 \cdot v_2 & I \\ \text{und} \quad v_1 : v_2 &= Q_2 : Q_1 & Ia \end{aligned}$$

Die Strömungsgeschwindigkeiten in einer Röhre sind umgekehrt proportional zu den Querschnitten. Im Hölloch erreicht der Querschnitt hinter dem SAC-Siphon (SAC = Schweizer Alpen-Club) 60 m^2 und mehr. Im Siphon reduziert er sich unvermittelt auf weniger als ein Zehntel. Die Fließgeschwindigkeit erhöht sich hier somit auf das Zehnfache. Andere Stellen zeigen Verhältnisse von $1 : 20$ und mehr.

Die maximal mögliche Fließgeschwindigkeit wird durch das Ausflußgesetz von TORRICELLI geregelt:

$$\begin{aligned} v &= \sqrt{2gh} & II \\ h &= \frac{v^2}{2g} & IIa \end{aligned}$$

h ist die Höhe der Karstwasserfläche über dem statischen Karstwasserkörper. Die Überhöhung ist eine Folge des Wasserzuflusses. Der durch diese Höhe bedingte Druck addiert sich zum hydrostatischen Druck. Ist die zufließende Wassermenge klein im Vergleich zu den Durchflußquerschnitten, so ist auch die Fließgeschwindigkeit v klein. Bei einem Zufluß von zehn Litern in der Sekunde erreicht v an der engsten Stelle eines Ganges mit nur $0,2 \text{ m}^2$ Querschnitt eine Geschwindigkeit von 5 cm . Um diese zu erzielen, genügt eine Hebung des Wasserspiegels um etwa einen Viertel Millimeter. Steigt der Zufluß während eines Niederschlages um das Hundertfache auf $1 \text{ m}^3/\text{sek}$, so nimmt die Geschwindigkeit an der Engstelle auf $5 \text{ m}/\text{sek}$ zu. Das verlangt jedoch ein Anheben des Wasserspiegels um 125 cm , um den Wasseranfall zu meistern. Bei $5 \text{ cm}/\text{sek}$ läßt sich die Reibung im Rahmen dieser Studie vernachlässigen. Bei $5 \text{ m}/\text{sek}$ wird sie aber schon recht groß. Der theoretischen Höhe ist ein bedeutender Zuschlag beizufügen, der von der Querschnitts-

form, von der Oberfläche der Düse und von andern Faktoren abhängig ist. Bei solchen Geschwindigkeiten beeinflussen auch die übrigen Gangstrecken die Druckhöhe, besonders, wenn der Querschnitt nur wenig, etwa um das Zwei- bis Fünffache größer ist. In welchem Ausmaße innere Reibung, Reibung an den Wänden und Wirbelbildung ein Anheben des Karstwasserspiegels bewirken, sei an drei Beispielen aus dem Hölloch gezeigt.

Das Wasser des 20 km^2 großen Einzugsgebietes des Hölloches tritt im wesentlichen im „Schleichenden Brunnen“ zutage. Im Winter und während längerer Trockenperioden ist die Menge klein und liegt unter $1000 \text{ l}/\text{sek}$. In der „Sandhalde“ im Hölloch, 750 m von der Karstquelle, zeigt sich unter dieser Bedingung kein Wasser. Erreicht der Erguß etwa $2000 \text{ l}/\text{sek}$, dann liegt der Quellenspiegel bei 638 m . In der „Sandhalde“ tritt auf 648 m Höhe Wasser aus den Spalten aus. Bei $3000 \text{ l}/\text{sek}$ steigt es in der Höhle soweit, daß es den Ausgang auf 734 m ü. M. erreicht. Um einen Aufstau von 96 m zu erzielen, müßte in der Düse die ungeheure Fließgeschwindigkeit von $44 \text{ m}/\text{sek}$, das sind $158 \text{ km}/\text{h}$, herrschen. Das ist absolut unmöglich. Ein großer Anteil der Druckhöhe von 96 m wird zur Überwindung der Reibung und der Wirbelbildung beansprucht¹⁾.

Zum Vergleich sei das Verhalten der Karstwasserfläche im Niveau III näher überprüft. Der Horizontalabstand – von Luftlinie kann man füglich nicht sprechen – zwischen Höhleneingang und Seengang (741 m ü. M.) beträgt 1200 m . Die dazwischen befindliche Gangstrecke liegt tiefer und ist somit bei dem oben erwähnten Hochwasser ganz mit Wasser gefüllt; es herrscht Druckfließen. Die Gänge sind so groß, daß die Geschwindigkeiten auch an der engsten Stelle nur einige Dezimeter pro Sekunde betragen. Für die Überwindung der wahren Fließstrecke von 1460 m ist ein Gefälle von 7 m notwendig, das sind $4,8 \text{ ‰}$. Gleichzeitig steigt im hintersten Höhlenteil, 5 km vom Eingang entfernt, das Wasser auf 788 m ü. M. an. Das entspricht einer Überhöhung zum Eingang von 54 m und bei einer wahren Fließstrecke von 9 km einem Gefälle von 6 ‰ . Wir kennen mehr als 90 ‰ dieser Hochwasserstrecke. Sie besteht aus weiten Gängen mit Ausnahme eines 300 m langen Stückes mit Querschnitten um 3 m^2 , jedoch mit glattgeschliffenen Wänden. 5 bis 6 ‰ Gefälle scheinen für die Überwindung der normalen Reibungsverluste beim Fließen notwendig zu sein.

¹⁾ Seit der Errichtung des Kraftwerkes Hinterthal hat sich der Grundwasserspiegel so sehr gesenkt, daß ein wesentlicher Teil des austretenden Karstwassers in das Grundwasser übergeht und daher nicht mehr beobachtet werden kann. Die Zahlen über die ausfließenden Wassermengen stammen aus den Jahren 1948 bis 1960.

Über die Höhe des Wasserspiegels in den hintern Zubringergängen konnten keine Beobachtungen gemacht werden.

Bei großem Hochwasser fließen beim „Schleichenden Brunnen“ schätzungsweise 5000 l/sek aus. Gleichzeitig entströmen dem Eingang 10 000 Liter, wobei sich der Wasserspiegel um 3 m auf 737 m ü. M. hebt. Gleichzeitig steigt das Wasser im Seengang um fünf Meter an, so daß das Gefälle 5,5 ‰ erreicht. Die Gangquerschnitte sind so groß, daß die Geschwindigkeitszunahme in engen Grenzen bleibt. Damit bleiben auch die Reibungsverluste klein und können durch eine Gefällserhöhung um 0,7 ‰ kompensiert werden. Der hinterste Teil verhält sich jedoch anders. Einerseits liegen dort die großen Zubringer. Andererseits aber wirken sich die oben genannten Engstellen im Schlundgang bei dem großen Wasserdurchsatz recht stark aus. Der Wasserspiegel steigt hinten auf 816 m an, einer Höhendifferenz zum Eingang von 79 m entsprechend. Das Gefälle steigt um 2,8 ‰ auf 8,8 ‰. In all diesen Fällen wird die Energie, die in der Höhendifferenz steckt, ganz von Reibung und Wirbelbildung aufgezehrt. Es ist immer auch der beträchtliche, nicht näher bestimmbare Anteil an der Höhendifferenz „Schleichender Brunnen“ – Höhleneingang hinzuzuzählen.

Besonders aufschlußreich sind die Verhältnisse bei kleinem Hochwasser. Im August 1952 wurde in der „Sandhalle“ der Stand des Wassers mit 690 m ü. M. ermittelt. Im Seengang, entsprechend einer Fließstrecke von 800 m, lag der Wasserspiegel bei 718 m, also 28 m höher. Das ist ein Gefälle von 35 ‰. Der große Unterschied zum mittleren und großen Hochwasser mit 4,8 bzw. 5,5 ‰ fällt auf. Bei kleinem Hochwasser wird der Hochwasserweg noch nicht erreicht. Das Wasser muß durch das normale Gerinne im phreatischen Bereiche abfließen. Auf Grund des Verhaltens des Wassers kann man auf mindestens eine bedeutende Verengung zwischen Seengang und Sandhalde schließen. Die dort auftretenden Reibungsverluste bewirken das große Gefälle. Jenseits der Sandhalde liegt die durchflußbestimmende Düse. Sie zwingt das Wasser jeweils in die begehbaren Räume hinauf. Hinter dieser Düse liegt der Wasserspiegel so tief, daß er in den Gängen des untern Stockwerkes zwischen Sandhalde und Vorfluter nicht mehr anzutreffen ist. Erst am „Zürichsee“ findet man ihn wieder bei 742 m Höhe. Das mittlere Gefälle erreicht somit auf einer Lauflänge von etwa 500 m 96 ‰. Genau genommen dürfte die Höhendifferenz vor und hinter der Düse bei 45 m liegen. Die restlichen 3 m des Gefälles werden wiederum zur Überwindung der Reibungsverluste benötigt (6 ‰ auf 500 m Distanz).

Die Fließgeschwindigkeit des Wassers in vollständig gefüllten Röhren ruft eine Wirkung hervor, die durch den Satz von BENOULLI festgelegt ist. Danach ist in jedem Querschnitt einer wasserdurchflossenen Röhre die Summe aller Energien gleich. Mit andern Worten, die Summe der kinetischen Energie E_k des bewegten Wassers und der potentiellen Energie E_p ist konstant, sofern die Gangstrecke nicht von außen beeinflusst wird.

$$E = \frac{m}{2} v^2 + m g h \quad \text{III}$$

Für zwei verschiedene Querschnitte gilt

$$E_1 = E_2$$

$$\frac{m_1}{2} v_1^2 + m_1 g h_1 = \frac{m_2}{2} v_2^2 + m_2 g h_2$$

Daraus ergibt sich:

$$\frac{1}{2} v_1^2 - \frac{1}{2} v_2^2 = g (h_2 - h_1) = g \cdot \Delta h$$

$$\Delta h = \frac{1}{2g} (v_1^2 - v_2^2) \quad \text{IV}$$

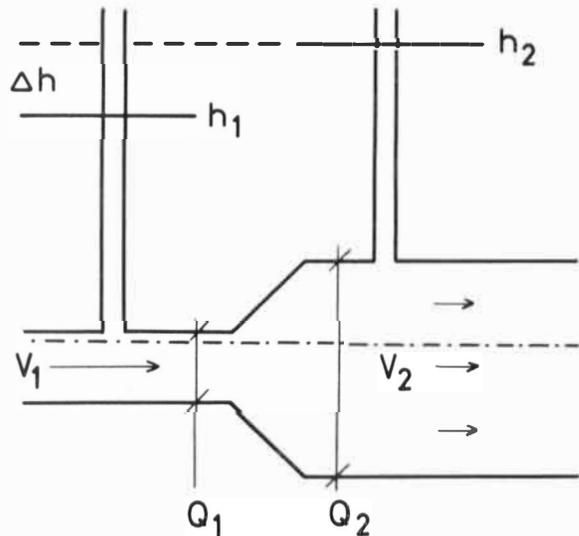


Abb. 1: Schematische Darstellung der Piezometerfläche

- h_1 Druckhöhe an der Engstelle
 - h_2 Druckhöhe bei der Weitung, entspricht ungefähr dem hydrostatischen Druck
 - Q_1 und Q_2 Querschnitte des Gefäßes
 - v_1 und v_2 Fließgeschwindigkeiten
- Die Druckhöhen sind auf die strichpunktierte Linie bezogen.

Wir kennen die Beziehung zwischen Querschnitt und Fließgeschwindigkeit

$$v_1 : v_2 = Q_2 : Q_1 \quad \text{Gleich Ia}$$

$$v_2 = \frac{v_1 \cdot Q_1}{Q_2} \quad \text{V}$$

Wir substituieren v_2 in der Gleichung IV und erhalten

$$\Delta h = \frac{1}{2g} \left(v_1^2 - \frac{v_1^2 \cdot Q_1^2}{Q_2^2} \right)$$

$$\Delta h = \frac{v_1^2}{2g} \left(1 - \frac{Q_1^2}{Q_2^2} \right) \quad \text{VI}$$

Bei $Q_1 = Q_2$ wird der Quotient 1 und der Klammerinhalt und damit auch Δh gleich Null. Es gibt überhaupt keine Druckdifferenzen. Sobald Q_2 merklich größer ist als Q_1 , so wird der Quotient wegen des Quadrates so klein, daß er vernachlässigt werden kann. Ist Q_2 zehnmal größer als Q_1 , so wird der Quotient $1/100$. Dieser Wert liegt weit innerhalb der Fehlergrenze, so daß wir ihn weglassen dürfen. Damit erhalten wir eine vereinfachte Formel

$$\Delta h = \frac{v_1^2}{2g} \quad \text{VII}$$

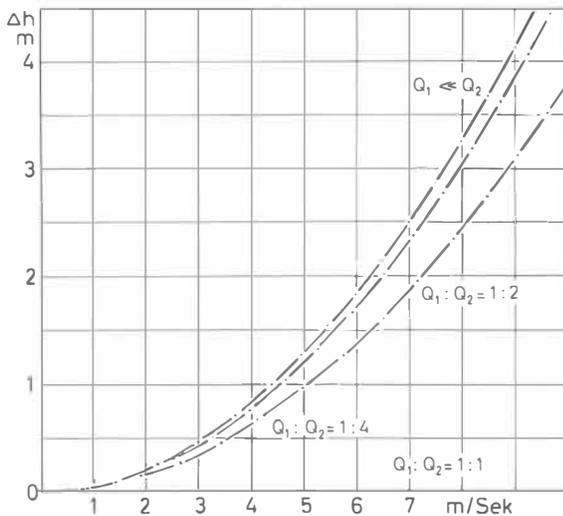


Abb. 2: Höhendifferenzen als Funktion von Fließgeschwindigkeit und Querschnitt

In den großen Gangweitungen und für den Extremfall einer ruhenden Wassermasse wird v_1 gleich Null und daher auch Δh . Die Wasserfläche entspricht dann der hydrostatischen Oberfläche.

Die Höhendifferenzen zur hydrostatischen Oberfläche sind Druckdifferenzen. Sie wirken sich nur dann an der Karstwasserfläche aus, wenn von den betreffenden Querschnitten Gänge nach oben führen. Die an den Engstellen ansetzenden Abzweigungen zeigen einen um Δh tieferen Wasserspiegel, während solche an den Weitungen angenähert die hydrostatisch bedingte Höhe aufweisen. Die aufsteigenden Gänge wirken somit als Druckmesser, als Piezometer. Auch durch Zuflüsse und durch die Annäherung an den Vorfluter bedingte lokale Spiegelhöhen sind der Ausdruck des in den Gängen herrschenden Druckes. Die Gesamtheit aller einzelnen Wasserspiegel ergibt ein Bild von den im Karstwasserkörper bestehenden Druckverhältnissen. Es ist eine *piezometrische Oberfläche*. Aus diesem Grunde verwendet man in angelsächsischen Ländern an Stelle von Karstwasserfläche den Ausdruck „piezometric surface“.

Die piezometrische Oberfläche liegt nicht nur örtlich verschieden hoch, sondern variiert auch in der Zeit. Die unterste mögliche Lage ist die Begrenzung des dauernd wassererfüllten, des phreatischen Raumes. Die oberste Lage begrenzt den Hochwasserraum. In diesem und in der phreatischen Grenzzone (shallow phreatic zone) spielen intensive Höhlenbildungsvorgänge ab, welche die Grundlage für die Entstehung der Höhlen-niveaus sind.

Zwei Vorgänge spielen bei der Formung eine bedeutende Rolle, einmal die *Korrosion*, die beim Zusammentreffen des absinkenden Meteorwassers mit dem Karstwasserkörper als Mischungskorrosion wirksam wird, dann die *Erosion* des seitlich wegfließenden Wassers, das die schon bestehenden Gerinne vertieft und erweitert. Da unterhalb der piezometrischen Oberfläche jede Wasserbewegung unter Druckfließen erfolgt, so kann das Wasser tief in den phreatischen Raum eindringen. Unter der Grenzzone nimmt das Ausmaß schnell ab, da die Strömung gegen den Vorfluter hin gerichtet ist.

Das Zusammentreffen von absinkendem Oberflächenwasser und Unterwasser ist eine konstante Erscheinung im tiefen Karst, die Häufung von Mischungskorrosion und erosiven Vorgängen im Bereiche der piezometrischen Oberfläche daher gegeben. Sie sind eine der wichtigsten Grundlagen für die Entstehung morphogenetischer Höhlen-niveaus. Bei der Anlage eines karsthydrographisch wirksamen Netzes erfolgt die Mischung der Wasser vermutlich nur selten unmittelbar dort, wo die piezometrische Oberfläche liegen müßte. Gelegentlich findet sie etwas darüber, meist aber etwas darunter statt. Die Mischungskorrosion wirkt in der Fließrichtung weiter, bei günstigen Verhältnissen bis zu 200 m. Da nun außerdem die Lage dieser Fläche je nach den Zuflußgrößen variiert, so ergibt sich eine breite Wirkungszone. Sie ist um so breiter, je enger die Klüfte und Fugen anfänglich sind. Mit zunehmender Reife der Verkarstung konzentriert sich die Wirkung auf die Hochwasserzone und die phreatische Grenzzone. Die Hochwasserzone ist um so schmaler, je größer die Hohlräume werden. Es gehört zur Norm, daß Höhlen-niveaus eine bedeutende Höhenstreuung aufweisen (s. Abb. 3). Wo dies nicht der Fall ist wie in der Demänovské Jaskyne in der Ostslowakei, liegen Sonderfälle vor, die genauer überprüft werden sollten.

Die Hohlräume, die durch die Mischungskorrosion an der Grenze des Karstwasserkörpers geschaffen werden, entsprechen den bekannten Formen. Sofern nicht Nachbruch sie bis zur Unkenntlichkeit verändert, herrschen Ellipsengänge vor.

Zum Schluß dieses mehr allgemeinen Teiles sei noch einmal darauf hingewiesen, daß die obigen

Ausführungen nur für tiefen Karst gelten, also für einen Karst, der unter den Vorfluter hinunterreicht. Umgekehrt kann man auch schließen, daß zur Zeit der Bildung eines Höhenniveaus die Landoberfläche die dazu notwendige Höhe aufgewiesen hat. Damit steht in den Höhlenniveaus ein weiteres Hilfsmittel zur Bestimmung von Talbildungsphasen zur Verfügung.

Unterirdisches Karstniveau – Höhlenniveau

Am Beispiel des Hölloches (Zentralschweiz) sei die Frage der Höhlenniveaus und deren chronologische Bedeutung dargestellt. Das Hölloch liegt unter einem gegen Westen absinkenden Plateau. Im Süden wird es durch den Lauf der Muota, im Norden und Nordwesten durch ein Nebental begrenzt, das der Stirn der Axendecke folgt. Das Hölloch unterfährt das Nebental mit dem Starzenbach an einer Stelle in vierhundert Meter Tiefe und dringt unter den gegenüberliegenden Talhang ein. Bei der engen Berührung mit den beiden Tälern ist eine starke Beeinflussung der Höhlenbildung durch die Talbildungsphasen selbstverständlich. In den zentralen Alpen war die pleistozäne Eintiefung besonders kräftig. Damit wurde auch der Vorfluter schnell tiefer gelegt, was mit einiger Verzögerung eine entsprechende Absenkung der piezometrischen Oberfläche bewirkte. Es kam nur selten zur Ausbildung von Altersformen der Höhlenentwicklung mit Deckenstürzen und Verbrauch. Der Anteil an Jugend- und Reifeformen, vor allem an Ellipsen- und Wirbelkanalgängen, ist sehr hoch (ca. 90%), was das Studium der Entwicklung der unterirdischen Entwässerung erleichtert.

Das Höllochsystem zieht sich durch eine mehr als 100 m mächtige Kalkschicht hin, die teils horizontal, teils mit verschiedenem Fallen verläuft, aber selten mehr als 30° geneigt ist. Sie taucht im NNW zwischen 640 und 665 m in die phreatische Zone ein und erreicht im Süden, soweit sie im Erdinnern zugänglich ist, mit dem Liegenden 1100 m. Das Hauptgestein ist ein reiner Schrattekalk (bis zu 99% CaCO₃). Das Liegende ist bisher nur an einem Orte sicher aufgeschlossen und besteht aus Mergelkalkbänken der Drusbergschichten (ob. Neokom). Das Hangende setzt sich aus grünsandigen Gesteinen des Gault zusammen; ausnahmsweise wird Seewerkalk angetroffen. Zur Zeit erreicht die Höhendifferenz aller bekannten Gänge 470 m. Die Gesteinsüberdeckung liegt zwischen 300 und 900 m. Das erklärt, warum bisher nur ein einziger Zugang gefunden werden konnte.

Das vermessene Gangnetz umfaßt 81 km (1965), doch ist die Forschung keineswegs abgeschlossen. Es lassen sich drei Hauptniveaus unterscheiden. Wegen des meist geringen Schichtfallens liegen deren Horizontalprojektionen nebeneinander. Die

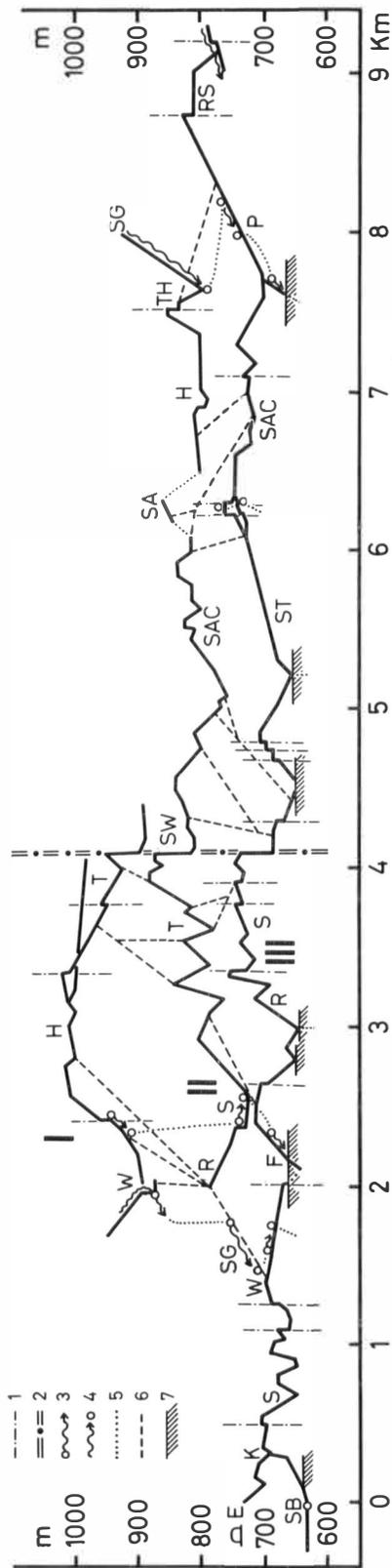


Abb. 3: Abwicklung der drei Niveaus im Hölloch

- 1 Verwerfung, 2 Hauptverwerfung, 3 Höhlenquelle mit Höllebach, 4 Höhlenbach mit Schwinde, 5 nicht begehbare Verbindung, durch Färbung nachgewiesen, 6 Gänge zweiter Ordnung, 7 örtlicher Karstwasserspiegel
- Niveau I: W Wasserdorn, H Himmelsgang, T Trait d'Union
- Niveau II: R Riesensaal, S Styx, T Titanengang, SW Seilwand, SAC vorderer SAC-Gang, SA Sandgang, H oberer Hoffnungsgang, TH Trughalle, SG Schluchtgang
- Niveau III: E Eingang, SB Schleicher Brunnen, K Kamin, S Sandhalde, W Wegscheide, F Fjord, R Rabengang, S Schlundgang, ST Schuttunnel, SAC hinterer SAC-Gang, P Pagodengang, RS Reinacherstollen

verbindenden Gänge zweiter Ordnung weisen infolgedessen nicht den Charakter von Schächten auf. Sie folgen vielmehr dem Schichtfallen, so daß ihre Neigung selten 50 % überschreitet.

In den drei Niveaus liegt eine markante Stelle, eine Verwerfung, an der die Gänge im Mittel um etwa 80 m verworfen sind. Es handelt sich offenbar um eine alte Störungslinie, die im jüngeren Pleistozän reaktiviert wurde. In ihr lassen sich sowohl die alten, lückenlos kalzitisch verkitteten Dislokationsbrekzien wie die jungen, kaum verkitteten Füllungen beobachten. Im Diagramm wurde dieser Ort als zentrale Stelle gewählt, da sie in allen drei Niveaus eindeutig übereinstimmt. Von hier aus wurde die Abwicklung der Niveaus nach Ost und nach West eingezeichnet.

Das oberste Niveau zwischen 950 und 1030 m ü. M., das Niveau I, umfaßt zahlreiche miteinander vernetzte Gänge im Bereiche des Himmelsanges. Seine Länge kommt im Diagramm nicht zur Geltung, da sich die Gänge doppelt und dreifach hintereinander staffeln, was eine Abwicklung verhinderte. Auch ist die Forschung, die hier sehr mühsam ist, noch im Fluß. Als Vorfluter kommt das präglaziale Talsystem in Frage, das westlich des Hölloches zwischen 900 und 1000 m hoch liegt. Das Niveau I ist somit die unterirdische Korrelation zum präglazialen Muotatal.

Das Niveau II nimmt in der Höhe eine Mittelstufe ein. Es ist ununterbrochen über 6 km verfolgbar und umfaßt den Gangzug Riesensaal – Styx – Titanengang – vorderer SAC-Gang – Sandgang – oberer Hoffnungsgang. Es verliert nach 5½ km hinter der Trughalle allmählich seinen Charakter, weil hier der Bereich der großen Zubringer beginnt. Die mittlere Höhe beträgt vorne, 2000 bis 3000 m östlich des Einganges, 780 m und steigt nach hinten auf 830 m an. Die Höhenlage der Gänge pendelt um diesen Mittelwert. Die Ausschläge überschreiten selten 50 m. Das ordnet sich gut in die Auffassung vom Bestehen eines Karstwasserkörpers ein. Am Westende des Hölloches liegen auf etwa 750 m die Überreste des erstinterglazialen Talbodens, die durch die eiszeitlichen Gletscher um einen nicht näher bestimmbar, doch kleinen Betrag niedergeschliffen worden sind.

Dort, wo über dem Niveau II das ältere liegt, weisen nahezu alle Gangkulminationen direkte Verbindungen durch Gänge zweiter Ordnung nach oben auf. Wo diese fehlen, bestehen indirekte Verbindungen. Von den größeren Depressionen gehen analog Gänge zweiter Ordnung in Richtung auf das unterliegende Niveau III ab. Hierfür drängt sich eine Erklärung auf, die für die Genese und die Chronologie von großer Bedeutung ist und voraussichtlich dem Sinne nach verallgemeinert werden darf.

Nachdem der neue Vorfluter sich gebildet hatte, wurde das Niveau II angelegt. Vom Niveau I her und durch die direkten Zubringer gerieten die Primärfugen unter Druck, der an der piezometrischen Oberfläche sein Maximum erreichte. Daher nahm die Wasserzirkulation in dieser Zone zu. Vorwiegend wurden Schichtfugen beansprucht, da sie im Streichen allein genügend weitreichende Verbindungen besaßen, um karsthydrographisch wirksam zu werden. Deshalb sind im Hölloch schätzungsweise 95 % aller Stollen Schichtfugengänge. Die tektonischen Bewegungen erfolgten jedoch parallel zum Fallen in allgemein nördlicher Richtung, also senkrecht zur primär gegen Westen orientierten Fließrichtung zum Vorfluter hin. Das Wasser folgte soweit möglich dem Gefälle und den durch die tektonische Bewegung in gleicher Richtung entstandenen Wasserwegen. Dabei geriet es in die phreatische Zone, wo der einseitige Druck von oben allmählich erlahmt. Durch eben diesen einseitigen Druck kann es aber auch aufwärts fließen in den vadosen Raum, wo er um so mehr abnimmt, je höher das Wasser steigt, so daß es bald wieder zurückpendelt. Während der ganzen Zeit steht es aber auch unter der Einwirkung der westwärts zum Vorfluten hinggerichteten Komponente. Das Wasser pendelt deshalb westwärts fortschreitend um die Mittellage der piezometrischen Oberfläche. Das entspricht auch einem Auf und Ab der Gänge, wie es im Diagramm deutlich zum Ausdruck kommt. Es ist kennzeichnend, daß auch große Verwerfungen das Wasser nicht mehr als einige Meter aus der Richtung ablenken. Das beweist den bedeutenden Einfluß der durch den Vorfluter bestimmten Fließrichtung.

Durch die Erweiterung der Primärfugen im Niveau II nahm der Durchsatz des Wassers zuerst langsam, dann immer schneller zu. Das Niveau I verlor Wasser an das untere Niveau und wurde schließlich ganz inaktiv. Zu Beginn des großen Interglazials war dieser Vorgang abgeschlossen. In diesem Zeitabschnitt erreichte das Niveau II nahezu seinen heutigen Zustand. Doch setzte gleichzeitig eine neue Entwicklung ein.

Durch die mindelzeitlichen Gletscher waren die alpinen Täler weiter vertieft worden, im Muotatal bis auf den heutigen Talboden hinunter. Es entstand ein neuer Vorfluter in der Höhe des heutigen. Ein neues Niveau bildete sich analog dem zweiten im vorausgegangenen Interglazial. Es ist das große, tief liegende Niveau III, das vom Eingang weg über 9 km verfolgbar ist. Mehrfach berührt es die piezometrische Oberfläche oder taucht sogar in der phreatischen Zone unter, so beim Fjord und im Siphon des Schuttunnels. Zwischen III und II spielten sich die gleichen Vorgänge ab wie vorher zwischen II und I. Das Niveau II verlor immer mehr von seinem Wasser an das tiefere und

wurde bis zum Ende des großen Interglazials größtenteils inaktiv. In dieser langen Zeit nahm das Niveau III bedeutende Ausmaße an. Soweit es heute zugänglich ist, kann man die Mittellage im vorderen Teil mit 690 m feststellen, im hintern dagegen mit 760 m. Die Minima steigen von 640 m auf über 700 m an. Es muß aber festgestellt werden, daß zahlreiche Gänge in den phreatischen Raum eintauchen, so daß diese Zahlen vermutlich merklich zu hoch sind.

Die Rißeiszeit brachte den alpinen Tälern die bekannte Übertiefung. Die damalige Felssohle liegt heute unter Schottern begraben. Da der neue Vorfluter nur 20 bis 30 m tiefer lag als der vorausgegangene, so wurde kein neues Niveau geschaffen, sondern nur im Niveau III die Tendenz zur Tieferlegung verstärkt. Beweise hierfür sind allerdings nicht zu erbringen, da diese Teile heute im phreatischen Raume liegen und daher unzugänglich sind. Die höheren Gänge des Niveaus III, vor allem im Pagodengang, fielen spätestens in der ersten Hälfte des letzten Interglazials trocken, zum Teil dadurch bedingt, daß das Wasser neue Wege fand. Das Gangstück im Pagodengang folgt auf 200 m einer Kluft, was für das Hölloch selten ist. Sein Querschnitt ist daher dreieckig und nicht wie sonst üblich elliptisch. Auf der Kluft sickerten kalkreiche Wasser in den Gang, die im letzten Interglazial bedeutende Sintermengen von eigen tümlich intensiver ziegelgelber bis gelbbrauner Farbe lieferten. Heute entsteht dieser Sintertyp nirgends mehr im Hölloch. Sie bedecken rißeiszeitlich Trümmer. Später, zu Beginn und am Ende der Würmeiszeit, erreichten die beträchtlichen Wassermassen auch den Pagodengang. Sie unterschritten die Sintermassen, stellten einzelne Stalagmiten schief und überschütteten örtlich die Sohle mit Schutt. Heruntergestürzte Tropfsteine wurden gerollt und im Kies begraben. Da die Kluft kaum mehr Wasser führt, so sind neue Tropfsteine nur in sehr bescheidenem Maße entstanden und werden leicht übersehen.

Am Ende der Würmeiszeit und im Postglazial wurde der Talboden bis zur heutigen Höhe aufgeschottert. Der Rückstau des Wassers hat ein solches Maß angenommen, daß die tiefste Lage der piezometrischen Oberfläche mitten durch das Niveau III hindurchschneidet. Durch Taucher konnte nachgewiesen werden, daß der Gang-

charakter 20 m unter dem tiefsten Wasserstand immer noch gleich ist, und daß es offenbar in gleicher Weise weiter in die Tiefe geht. Aus dem Verhalten des Karstwassers können wir feststellen, daß im phreatischen Raum ein durchgehendes Gangsystem existiert, das den gewöhnlichen Wasseranfall zu bewältigen vermag. Zwischen ihm und dem in der Hochwasserzone befindlichen Teil des Niveaus III gibt es zahlreiche Verbindungen, die als Piezometerröhren wirken.

Diese chronologischen Ausführungen zeigen deutlich, warum sich die Zahl der Niveaus auf drei beschränkt, obschon das älteste bisher bekannte im Prägiazial entstanden ist.

Literatur

- ARNBERGER, E.: Höhlen und Niveaus; „Die Höhle“, H. 1, 1955, Wien.
- BOCK, H.: Der Karst und seine Gewässer; Mitt. f. Höhlenkunde 6, H. 3, Graz 1913.
- BÖGLI, A.: „Der Schleichende Brunnen“; NZZ, Zürich 1953.
- Karsthydrographische Untersuchungen im Muotatal; Regio Basiliensis, Basel 1960.
- Mischungskorrosion – ein Beitrag zum Verkarstungsproblem; Erdkunde, Archiv f. wissensch. Geogr., Bonn 1964.
- Das Hölloch im Muotatal; Leben und Umwelt, H. 19, Aarau 1963.
- Die Kalkkorrosion, das zentrale Problem der unterirdischen Verkarstung; Steirische Beitr. zur Hydrogeologie, Graz 1964.
- BERZ, K.: Die Grundwasserverhältnisse im Versinkungsgebiet der oberen Donau; Mitt. Geol. Abt. Württemb. Statist. Landesanstalt, Stuttgart 1928.
- GRUND, A.: Die Karsthydrographie, Studien aus Westbosnien; Leipzig 1903.
- KATZER, F.: Karst und Karsthydrographie. Zur Kunde der Balkanhalbinsel; 8 Sarajevo 1909.
- KRIEG, W.: Höhlen und Niveaus; „Die Höhle“, H. 1, Wien 1954.
- PFEIFFER, D.: Zur Definition von Begriffen der Karsthydrologie; Zeitschr. der Deutschen Geol. Ges., Hannover 1961.
- ROGLIĆ, J.: Das Verhältnis der Flußerosion zum Karstprozeß; Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. 4, H. 2, 1960.
- SCHAUBERGER, O.: Über die vertikale Verteilung der nordalpinen Karsthöhlen; Mitt. der Höhlenkommission, H. 1, Wien 1956.
- ŠTELCL, O.: Höhlenniveaus des „Suchý žleb“ im Mährischen Karst; „Die Höhle“, H. 1, Wien 1963.
- TRIMMEL, H.: Höhlen und Niveaus; „Die Höhle“, H. 1, 1955, Wien.
- WEIDENBACH, F.: Trinkwasserversorgung aus Karstwasser in der östl. Schwäb. Alb; Jahresh. f. Karst- und Höhlenforschung, 1, 1960, Stuttgart.
- ZÖTL, J.: Zur Frage der Niveaugebundenheit von Karstquellen und Höhlen; Zeitschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 2, 1960.