

Höhlenbildung durch primäre und sekundäre Lösungskapazität

Stephan Kempe

Es gibt keine allgemein gültige Klassifizierung von Höhlen. Der Geologe wird z.B. andere Kriterien zur Höhlenkategorisierung heranziehen als ein Archäologe oder Biologe.

Selbst für die Genese der Sekundärhöhlen können unterschiedliche Parameter zur Gliederung verwendet werden. So kann man die Höhlen nach ihrem Umgebungsgestein in Kalk-, Dolomit-, Gips-, Anhydrit- oder Salz-Höhlen einteilen. Oder es können z.B. die tektonischen Grenzflächen, an denen die Höhlenbildung ansetzte, zur Klassifizierung herangezogen werden (Schichtfugen-, Kluftfugen-, Verwerfungs-gebundene Gänge). Die Lage der Höhle zum Karstgrundwasserspiegel (vadose gegen phreatische Bildung), und das Strömungsmilieu (der turbulenter Bereich wird durch Fließfacetten, phreatische Röhren oder vadose Canyons, der laminare Bereich durch Wandfacetten, Laugdecken und große Deckenkolke charakterisiert) können ebenfalls benutzt werden. Dies alles sind geologische und physikalische Kriterien.

Hier möchte ich auf eine andere Gliederungsmöglichkeit eingehen, die die bisher wenig beachteten chemischen Voraussetzungen berücksichtigt: Auf die Frage *woher die Lösungskapazität für die Höhlenbildung stammt*. Wenn Wasser in verkarstbares Gestein eindringt, dann kann es nur zur Höhlenbildung kommen, wenn dieses Wasser in Bezug auf das Umgebungsgestein untersättigt ist. Es muß ein Lösungskapazität besitzen, die um so größer ist, je weiter das Wasser noch von der Sättigung entfernt ist. Die Lösungskapazität ist somit proportional zu $C_s - C_a$, d.h. der Sättigungskonzentration minus aktueller Konzentration. Niedrig mineralisierte Wässer haben also eine höhere Lösungskapazität als hochmineralisierte Lösungen. Wie viel eines Minerals bei bestimmten Temperatur-Bedingungen gelöst werden kann, beschreibt das Massenwirkungsgesetz und dessen mineralspezifischen Konstanten. Der hydrostatische Druck beeinflußt die Konstanten zwar auch, bei der oberflächennah ablaufenden Bildung von Höhlen kann er aber vernachlässigt werden.

Bei der Lösung von Karbonatmineralen spielt außerdem der CO_2 -Druck der Umgebungsluft eine wichtige Rolle. Das Zusammenspiel zwischen den einzelnen Ionen in der Lösung, der Temperatur und dem CO_2 -Druck wird durch die *Thermodynamik* beschrieben. Einer der besten Aufsätze zur Thermodynamik der verkarstbaren Gesteine stammt von Wigley & Plummer (1976). Wie schnell die thermodynamisch bestimmte Lösungskapazität dagegen abgebaut wird, wird durch die *Kinetik* des Lösungsvorganges geregelt. Sie wird z.B. durch Diffusions- und Reaktionsgeschwindigkeiten, durch die Hydrodynamik und durch Oberflächen/Volumen Verhältnisse bestimmt. Dazu hat Dreybroth (z.B. 1988) grundlegende Rechnungen durchgeführt.

Lösungskapazität kann entweder durch das Wasser, das in das Gestein eindringt, mitgebracht werden (*primäre Untersättigung*), oder aber erst im Gestein erworben werden (*sekundäre Untersättigung*).

Gips, Anhydrit und Salz lösen sich ohne chemische Reaktion durch Hydratisierung der an ihren Kristallgittern beteiligten Ionen. Ein einmal gesättigtes Wasser kann im Prinzip nicht wieder lösungsfähig werden. Dort, wo z.B. Wasser durch einen Ponor in den Gips eindringt, bildet sich eine Durchflußhöhle auf

Grund der primären Untersättigung des Flußwassers. Die gleiche primäre Untersättigung wirkt auch dann, wenn z.B. bereits kalkgesättigtes Wasser aus einem Kalksteinaquifer artesisch nach oben steigt und auf Gips oder Anhydrit trifft. Auch dann ist das Wasser in Bezug auf Gips primär untersättigt und es kommt zur Bildung von Lösungshohlräumen. Dieses Muster gilt für die Entstehung der meisten Südharzer Gipshöhlen (Kempe et al., 1976). Hier treten jetzt aber chemische Komplikationen auf: Durch den "common ion effect", die Tatsache nämlich, daß sowohl Kalk als auch Gips bei der Lösung Calciumionen freisetzen, beeinflussen sich die Löslichkeiten der beiden Gesteine gegenseitig (z.B., Wigley, 1973): Mit zunehmender Kalklösung kann sich weniger Gips und mit zunehmender Gipslösung weniger Kalk im Wasser halten. Steigt also ein kalkgesättigtes Wasser in die Gipsschicht auf und sättigt sich mit Gips, so kann es dort zur Ausfällung von Kalk kommen, es bildet sich kalkiger Höhlenlehm. Dieser Effekt kann durch die CO₂-Entgasung des aufsteigenden Wassers noch verstärkt werden. Dennoch kann es auch bei der Gipslösung zu einer sekundären Untersättigung kommen, z.B. immer dann, wenn sich kalte Wässer aufwärmen. Dann steigt die Löslichkeit und es kann erneut zur Gipslösung kommen. Auch die Beimischung von Salz verschiebt die Lösungsgleichgewichte und kann die Gipslösung sekundär beeinflussen.

Bei der Kalk- und Dolomitlösung sind die Verhältnisse komplizierter, da dabei *eine chemische Reaktion zwischen CO₂, Wasser und Gestein* stattfindet. Dennoch spielt auch beim Kalk die Primäre Untersättigung eine wichtige Rolle, nämlich überall dort, wo Schwinden- oder Sickerwasser zum ersten Mal mit dem Kalk in Berührung kommen. Dann wird Kalk oder Dolomit bis zur Sättigungsgrenze gelöst, die durch die ursprünglich mitgebrachte gelöste CO₂-Menge bestimmt wird. Dadurch sinkt der interne CO₂-Druck (der PCO₂), den das Wasser auf eine (hier nur gedachte) Gasphase ausüben würde. Ein solches System bezeichnet der Geochemiker als *geschlossen*, d.h. die am Anfang mitgebrachten Reaktionspartner werden bis zum Erliegen der Reaktion verbraucht. Ein geschlossenes System ist zum Beispiel eine wassergefüllte Kluft. Das mit einer bestimmten CO₂-Menge befrachtete Wasser wird diese CO₂-Menge im Laufe der Reaktion verbrauchen und der CO₂-Druck wird bis auf den Gleichgewichtsdruck bei der Sättigung mit Kalk sinken.

Ist der ursprünglich vorhandene CO₂-Gehalt verbraucht, kann aber durch verschiedene Prozesse neues CO₂ nachgeliefert werden, dies ist dann ein Fall von sekundärer Untersättigung. Der einfachste Fall betrifft das offene System: hier wird der CO₂-Verbrauch bei der Kalklösung durch nachdiffundierendes CO₂ aus der darüberstehenden Gasphase solange ersetzt, bis eine Kalksättigung erreicht wird, die dem CO₂-Druck der Umgebungsluft entspricht. Die so gelöste Kalkmenge ist höher als im geschlossenen System. Dringt also ein Bach in den Kalk ein, so hat er einen bestimmten CO₂-Druck (z.B. den der Atmosphäre von 350 ppmv), dem eine bestimmte (von der jeweiligen Temperatur abhängige) gelöste CO₂-Menge entspricht. Beim Eintritt in den Kalk baut er die primäre Untersättigung ab bis zum Verbrauch des mitgebrachten CO₂. Da der Bach aber eine freie Oberfläche besitzt, kann er erneut CO₂ aus der Luft (die ihren CO₂-Druck zunächst nicht ändert) aufnehmen, bis die Sättigung bei dem herrschenden CO₂-Druck erreicht ist. Diese Verhältnisse finden wir auch im Boden, im dem das Sickerwasser im Kontakt mit den sehr hohen CO₂-Drücken der Bodenluft Kalk löst. Dies bedeutet, daß schon beim ersten Kontakt von Wasser mit Kalken primäre und sekundäre Lösungskapazität wirksam sind. Dringt der Bach nun weiter in die Höhle ein, so können zwei weitere sekundäre Untersättigungsprozesse auftreten. Zum einen haben Höhlen meist einen leicht erhöhten CO₂-Druck (400-600 ppmv) gegenüber der Außenluft und zum anderen sinkt (zumindest in der warmen Jahreszeit) die Temperatur im Bach, beides Prozesse, die erneut zur CO₂-Lösung und zur Weiterführung der Reaktion mit Kalk führen können. Die Geschwindigkeit, mit der die Kalklösung nahe dem Gleichgewicht abläuft, ist sehr langsam, wie u.a. die Messungen von Svensson (1992) zeigen. Daher gibt es bei schnell fließenden Bächen sehr große Sättigungsdistanzen, so daß in der Tat sehr lange Höhlensysteme im Kalk entstehen können (Dreybroth, 1981).

Eine weitere sekundäre Untersättigung tritt bei der *Mischung von Wässern* mit verschiedener Chemie auf. Der größte Effekt (der PCO₂-Effekt, auch als Mischungskorrosion bekannt, Bögli, 1963) tritt dann auf, wenn die beiden Wässer (obwohl jedes für sich kalkgesättigt ist) einen unterschiedlichen CO₂-Druck besitzen. Die chemischen Reaktionen der Kalklösung verlaufen nicht-linear, d.h. der CO₂-Druck ist nicht-linear mit der Kalkkonzentration bei Sättigung verknüpft. Dadurch kommt es bei Mischung (im

geschlossenen System) zu einer sekundären Untersättigung, die z.B. für die Aufweitung von Kluftkreuzungen in der Initialphase der Höhlenbildung mit verantwortlich sein kann. Im Detail ist die Thermodynamik der Mischung von Wässern mit unterschiedlicher Chemie, CO₂-Druck und Temperatur sehr komplex und es gibt neben dem PCO₂-Effekt drei weitere Prozesse, die zur sekundären Unter- oder Übersättigung führen können (für weitere Information siehe Wigley & Plummer, 1982).

Alle diese sekundären Untersättigungen können dazu beitragen, die Lösungskraft entlang langer unterirdischer Passagen wieder aufzufrischen und sind vermutlich für die Entwicklung weitreichender Höhlensysteme mit phreatischer Röhren oder vadosen Canyons verantwortlich. Höhlen mit großen isolierten Hallen, die zudem morphologisch nicht in den turbulenten (vadosen oder phreatischen) Bildungsbereich gehören, können so aber nicht erklärt werden. Solche Höhlen haben in der Regel sehr hohe Raumdichten auf kleiner Fläche, hohe vertikale Ausdehnung und treten isoliert oder in kleinen Gruppen auf. Beispiele sind z.B. Carlsbad Cavern und Lechuguilla in den USA oder die meisten der fränkischen Höhlen (Maximiliansgrotte, Bismarckhöhle, Schönstein-Brunnsteinhöhle, Zoolithenhöhle, Stein-am-Wasser, Teufelshöhle und viele andere, siehe Neander, 1994), die Höhlen des Ibers im Harz, die Kubacher Höhle und die Laichinger Tiefenhöhle.

In all diesen Fällen zeigt die Morphologie, daß die Höhlen bei der Bildung durch große, langsam konvektierende Wasserkörper gefüllt waren, denen offenbar punktuell sekundäre Lösungskapazität zugeführt wurde. Im Falle der Iberger Höhlen konnte geklärt werden, woher das zusätzliche CO₂ stammt: aus der Oxidation von Siderit (FeCO₃) (Kempe, 1975; Kempe et al., 1984; Svensson & Kempe, 1988). Dort, wo sich heute die Höhlen befinden, standen vorher Sideritlager an. Die Zufuhr von sauerstoffhaltigem Sickerwasser zersetzte den Siderit, der sich in Goethit umwandelte. Diese Goethite wurden in der Frühzeit des Bergbaus abgebaut. Der Abbau fand natürliche Hohlräume vor, die nur durch kurze, kostengünstige Stollen und Schächte verbunden werden mußten, um an das lockere und hochwertige Eisenerz heranzukommen. Erst in der Spätphase wurde auch der restliche Siderit gewonnen (Reimer & Kempe, 1989). Im Falle von Carlsbad wird das Aufsteigen von H₂S-haltigen Wässern in die großen, wassergefüllten Hallen und dessen Oxidation für die punktuelle Lösung verantwortlich gemacht. Dabei wird schweflige Säure erzeugt, die den Kalk wie die Kohlensäure angreift. Dieser Prozeß führt zur Übersättigung an Gips und zur Gipsabscheidung in der sich bildenden wassergefüllten Halle. Massive Gipsfüllungen finden sich noch an vielen Stellen in den Höhlen der Guadalupe Mountains als Beweis für diese Entstehungsweise (u.a. Hill, 1985; Wilson, 1989).

Im Falle der fränkischen Höhlen können wir zur Zeit nur spekulieren, woher die punktuelle sekundäre Lösungskapazität stammt, die diese Hallenhöhlen gebildet hat. Es könnte sich ebenfalls um aufsteigende H₂S- oder schweflige Säure-haltige Wässer gehandelt haben. Als Quelle des reduzierten Schwefels könnten die Pyrite der unterliegenden Lias Schichten gedient haben. Neander (1995) diskutiert die verschiedenen Möglichkeiten in seiner von mir betreuten Diplomarbeit. Ungeklärt ist auch, warum einige dieser Höhlen fast keinen Sinter enthalten (die Bismarckhöhle z.B.), während andere deutliche Korrosionsspuren an älteren Sintergenerationen aufweisen (Zoolithenhöhle z.B.). Fast drängt sich der Eindruck auf, als ob die letzte korrosive Erweiterungsphase erst wenige Jahrzehntausende zurück liegt. Es wäre z.B. denkbar, daß sich diese Höhlen unter der glazialen Permafrostdecke mit leicht geothermisch aufgeheiztem, tieferen Grundwasser füllen, das nicht aus den dauerhaft gefrorenen, talwärtigen Quellen lateral abfließen kann. Dieser langsame, thermisch angetriebene, konvektive Grundwasseraustausch könnte CO₂, CH₄, H₂S oder H₂SO₃-haltige Wässer aus dem Untergrund entlang von kleinen Verwerfungen in das Höhlenstockwerk tragen, wo die Abkühlung des Wassers oder die Oxidation des CH₄ oder H₂S zur verstärkten Korrosion im Stillwassermilieu führt. Ehemals vorhandener Gips wäre in unserem Klima durch Sickerwasser natürlich längst aufgelöst.

Diese Diskussion zeigt, daß das Konzept der Lösungskapazität neues Licht auf Fragen der Höhlenbildung werfen kann. Selbst für die als gut bekannten geltenden deutschen Höhlen ergeben sich interessante und verblüffende Hypothesen.

Literatur:

- Bögli, A., 1963: Ein Beitrag zur Entstehung von Karsthöhlen.- Die Höhle 14: 63-68.
- Dreybrodt, W., 1981: Kinetics of the dissolution of calcite and its application to karstification.- Chem. Geol. 31: 245-269.
- Dreybrodt, W., 1988: Processes in Karst Systems, Physics, Chemistry, and Geology.- Springer, Berlin, 288 pp.
- Hill, C.A., 1985: Carlsbad cavern and other caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico: A sulfuric acid speleogenesis related to the oil and gas fields of the Delaware Basin.- Nat. Speleol. Soc. Bull. 48: 37 (abstract).
- Kempe, S., 1975: Siderite weathering, a non-biogenetic source of CO₂ (illustrated by the Iberg/Harz/Fed. Rep. of Germany).- Ann. de Spéléologie 30/4: 703-704.
- Kempe, S., Brandt, A., Seeger, M. & Vladi, F., 1976: Fünf Aspekte der Entwicklung der Gipshöhlen im Hainholz/Südharz.- Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch. 22: 7-10.
- Kempe, S., Reinboth, F. & Knolle, F. (Red.), 1985: Die Iberger Tropfsteinhöhle bei Bad Grund (Harz).- Bad Grund: 58 pp.
- Neander, F., 1995: Speleogenese in der Nördlichen Frankenalb: Untersuchungen der morphologischen, geochemischen und hydrologischen Aspekte am Beispiel der "Höhle ohne Namen" in Steinamwasser".- Diplomarb. Fachber. Geowiss., Univ. Hamburg, unveröffentl.
- Reimer, A. & Kempe, S., 1989: Recent and paleokarst systems and their relation to ore mineralization in the Iberg-reef-complex, Harz Mountains.- Proc. 10th Intern. Congr. Speleol., Budapest, August 13-20, 1989: 1-2.
- Svensson, U., 1992: Die Lösung und Abscheidungskinetik natürlicher Calcitminerale in wässrigen CO₂-Lösungen nahe dem Gleichgewicht.- Dissertation, Fachber. Geowiss., Univ. Bremen, Selbstverl., 112pp.
- Svensson, U. & Kempe, S., 1989: Hydrochemistry of karst waters in the Iberg-reef-complex, Harz Mountains.- Proc. 10th Intern. Congr. Speleol., Budapest, August 13-21, 1989: 3-5.
- Wigley, T. M. L., 1973: Chemical solution of the system calcite-gypsum-water.- Canad. Journ. Earth Sci. 10: 306-315.
- Wigley, T. M. L. & Plummer, N., 1976: Mixing of carbonate waters.- Geochim. Cosmochim. Acta 40: 989-995.
- Wilson, W.L., 1989: An alternative interpretation of speleogenesis at Carlsbad Cavern, New Mexico.- Geol. Geogr. Nat. Speleol. Soc. 12(3): 46-49.

[Inhaltsverzeichnis dieses
Jahresheftes](#)

[Weitere Artikel zu diesem
Themengebiet](#)

[Vorheriger Artikel](#)

[Gesamtübersicht CD-ROM](#)

Weitere Artikel von diesem Autor

[Nächster Artikel](#)