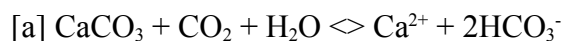


Sind die Dolomithöhlen der Nördlichen und Mittleren Frankenalb tatsächlich das Ergebnis der Karbonatlösung?

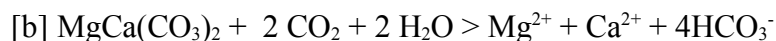
Gottfried Hofbauer, Erlangen; Brigitte Kaulich und Christof Gropp, Nürnberg

1. Dolomitkarst ist nicht gleich Kalkkarst

Der größte Teil der Höhlen der Mittleren und Nördlichen Frankenalb (Nordbayern, Deutschland) ist in Dolomit-Gesteinen des Oberen Juras (Malm) angelegt. Die Entstehung der Dolomithöhlen wird im Prinzip als analog zur Verkarstung in Kalksteinen gesehen – nicht nur in der Literatur über den Karst der Frankenalb, sondern auch in Lehrbüchern (BÖGLI 1978, DREYBRODT 1988, JAMES & CHOQUETTE 1988, eine Sammlung klassischer Arbeiten zum Karst in SWEETING 1981, u. a.). Man findet darin zumeist auch nur die chemische Gleichung für die Lösung des Calciumkarbonats angegeben:



Die Lösung des Dolomits $[\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2]$ ist insofern zur Kalklösung analog, als das Magnesium in gleicher Weise wie das Calcium als Kation in Lösung geht:



Anmerkung: Präzise gesprochen gilt es, zwischen „Kalkstein“ und „Dolomitstein“ einerseits, sowie den Mineralien „Calcit“ und „Dolomit“ andererseits zu unterscheiden. Kalk- wie Dolomitgesteine treten in der Natur in der Regel weder chemisch noch mineralogisch in reiner Form auf, d.h. sie sind weder ausschließlich aus Calcit oder Dolomit aufgebaut. Wird von „Kalk“ oder „Dolomit“ gesprochen, dann ist dies eine unscharfe Ausdrucksweise, in der Gestein und Mineral als chemisch analog angenommen werden, d.h. Kalk wäre ein im wesentlichen aus Calcit aufgebautes monomineralisches Gestein, in analoger Weise bestünde Dolomit nur aus Dolomit-Mineralien. Das trifft aber meist nicht zu und kann auch die physikalischen Eigenschaften des Gesteins im Hinblick auf Verwitterung und Verkarstung beeinflussen.



Abb. 1: Calcit-Sinterbildungen in einer fränkischen Dolomit-Höhle

Dennoch gibt es Unterschiede im Lösungs- und insbesondere auch im Ausfällungsverhalten von Calcium und Magnesium. Kalk ist chemisch leichter löslich, so daß – aus dieser Perspektive – Verkarstung im Kalkstein rascher verlaufen müsste. Andererseits fällt aus einer wässrigen Lösung von Mg^{2+} - und Ca^{2+} -Ionen unter den natürlichen Bedingungen in und in der Umgebung der Höhlen nur wieder CaCO_3 , aber kein $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$ aus. Die Folge davon ist, daß die Versinterungen auch in den Dolomithöhlen aus Calciumkarbonat sind, und diese Höhlen somit aus zwei unterschiedlichen Komponenten aufgebaut sind: die Hohlform ist im Dolomit angelegt, ihre Auskleidung mit dem ganzen, formenreichen Spektrum an Sinterbildungen besteht aus Calciumkarbonat (Abb. 1, 2). Die Dolomitlösung ist im Fränkischen Karst also eine Einbahnstraße. Dieser Aspekt ist keineswegs neu, wurde aber bei grafischen Darstellungen der

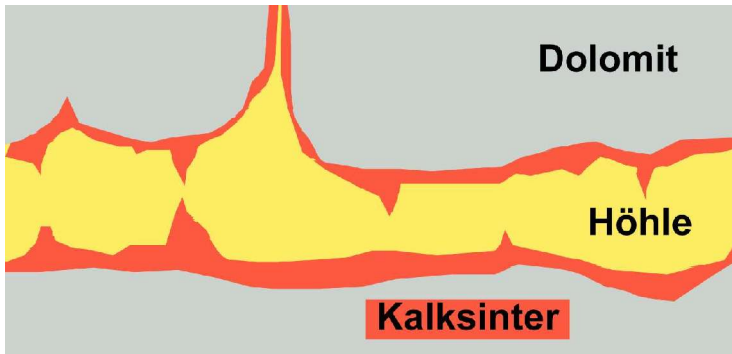


Abb. 2: Die fränkischen Dolomithöhlen sind mit Sinterbildungen aus Calcit ausgekleidet – das Magnesium wird als Lösungsfracht weggeführt.

Karstprozesse in den Dolomitgesteinen der Frankenalb bisher weitgehend unterschlagen (Abb. 2)

Die Versinterungen in den Höhlen verschleiern – im wahrsten Sinne des Wortes – somit aber auch die Ansicht auf die Prozesse, die die Verkarstung des Dolomits hervorrufen. Dazu müssen unversinterte Höhlenräume (Endokarst) wie auch Oberflächenformen (Exokarst) im Dolomit selbst betrachtet werden.

Hierbei wird deutlich, daß der Dolomit

der Frankenalb eine sehr starke Neigung zum physikalischen Zerfall in Einzelkörner zeigt. Diese als **Vergrusung** bezeichnete Auflösung des grobkristallinen Gefüges funktioniert offensichtlich rascher als die chemische Lösung. Diese Beobachtung führt zur Frage, ob die Vergrusung nicht möglicherweise auch für die Entstehung der Höhlen von Bedeutung ist: tritt sie als physikalische Verwitterung neben die chemische Lösung des Dolomits oder ist sie gar der vorrangige Mechanismus bei der Formung des fränkischen Karsts?

2. Verwitterungsrelevante Unterschiede zwischen Kalkstein und Dolomit

Im Hinblick auf das Verhalten gegenüber chemischer und physikalischer Verwitterung sind in erster Linie folgende Punkte bedeutend:

- a) Löslichkeit
- b) Korngröße
- c) Porosität und Permeabilität

Zu a) - Die **Löslichkeit** von Dolomit ist wesentlich geringer als die von Calcit. Die Gegenwart des Magnesiums setzt die Löslichkeit von CaCO_3 signifikant herunter. BÖGLI (1978) berichtet von Meßreihen mit unterschiedlichen Mischungen von Magnesit und Calcit, in denen die Löslichkeit mit zunehmenden Magnesit-Gehalt abnimmt. Die verwendeten Mineralmischungen repräsentieren Dolomite mit unterschiedlichen Mg/Ca-Verhältnissen, wobei diese Analogie gut begründet ist, denn der Aufbau eines idealen Dolomit-Gitters kann als Wechsel von Mg- und CaCO_3 - „Schichten“ gesehen werden kann (SEARL 1994).



Abb. 3: charakteristischer „zuckerkörniger“ Frankendolomit, Maßstab 2:1



Abb. 4: feinkörniger Kalkstein, charakteristisch für die Schichtfazies des fränkischen Oberjuras. Maßstab 1:1

Zu b) - Der Dolomit der Frankenalb weist **Korngrößen** in Sandkorn-Dimension auf und wird aufgrund dieser grobkristallinen Erscheinung als „zuckerkörnig“ beschrieben (Abb. 3). Diese Ausprägung hängt mit der für den fränkischen Dolomit spezifischen Entstehung zusammen: es handelt sich um einen sekundären, im Laufe der Diagenese aus Kalkstein kristallisierten Dolomit. Die genaueren Umstände der Dolomitbildung sind im allgemeinen, wie aber auch in diesem besonderen Fall, nicht zufriedenstellend geklärt, was aber für die hier diskutierte Frage nicht von Bedeutung ist. Das markante petrographische Erscheinungsbild dieser Dolomite hat jedenfalls Anlaß zu der mitunter regional gebräuchlichen Bezeichnung „**Frankendolomit**“ gegeben.

Die weit verbreiteten Bank-Kalke (Abb. 4) sind hingegen in der Regel sehr feinkörnig, auch wenn sie in der Nähe der ehemaligen (später aber zumeist dolomitisierten) Massenfazies hohe Anteile an ebenfalls mikritischen Intraklasten enthalten können. Auch die der Dolomitisierung entgangene Massenkalk-Fazies ist überwiegend feinkörnig, sieht man von biogenen Einschlüssen ab (v.a. Schalen von Brachipoden und Mollusken). Indem die Löslichkeit eines Gesteins auch von der Korngröße abhängt, wird die ohnehin schon schlechtere Löslichkeit des Dolomits durch sein im Vergleich zu den umgebenden Kalksteinen gröberes Korn noch verstärkt.

Zu c) - Der Dolomit der Frankenalb zeigt eine nicht unerhebliche **Porosität**, insbesondere im Vergleich zu dem praktisch porenfreien, mikritischen Kalkstein. Während die feinkörnigen Kalksteine **Permeabilität** nur entlang der Trennflächen (Klüfte) aufweisen, ist der Dolomit auch entlang der Korngrenzen – und damit durch den Gesteinskörper insgesamt – durchlässig. Dem Frankendolomit werden sogar schadstoff-filternde Eigenschaften zugesprochen, da die Kornzwischenräume groß genug für die Ansiedlung entsprechend wirkender Bakterien ist (KOCH ET AL. 2003). Diese Permeabilität ist im Hinblick auf unsere Fragestellung wichtig, denn sie bildet die Voraussetzung dafür, das der Dolomit nicht nur von der Oberfläche oder von den Klüften her gelöst oder zersetzt werden kann, sondern sich solche Zersetzungsgebiete – und dies auch in größerem Umfang – auch innerhalb des Gesteins bilden können.



Abb. 5: Löchriger Dolomit durch herausgefallene Brachiopoden-Steinkerne. Dieser Effekt wird möglich, weil während der Diagenese durch Lösung der Schalen zwischen Steinkernen und Matrix Hohlräume entstanden sind. „Quakenschoß“ östl. oberhalb Muggendorf, Nördliche Frankenalb. - Bildhöhe ca. 1 m.

Die Entstehung der Porosität kann komplexe Ursachen haben – allgemein können primäre und sekundäre Porositäten unterschieden werden (PURSER, BROWN & AISSAOUI 1994). Primäre Porositäten können schon im Zuge der kornvergrößernden Kristallisation des Dolomits aus Calcit (bzw. Mg-reichen Calcit) angelegt worden sein. Sekundäre Porosität kann durch Lösung nicht-dolomitischer Komponenten während der Diagenese (Abb. 5) oder auch erst im Zuge der Verwitterung entstehen (Abb. 6).

Eine weitere Ursache für sekundäre Porosität kann Dedolomitisierung sein, wobei dolomitische Gesteins-

bereiche wieder mehr oder weniger weiträumig durch Calcit ersetzt werden. Dieser Effekt scheint aber keine große Bedeutung für die Porositätsentwicklung des Frankendolomits zu haben, denn die Körner im weit verbreiteten Dolomitsand (Dolomitgrus) sind noch immer Dolomit, und es ist auch keine signifikante Freisetzung des in den Dolomit zusätzlich eingebauten Eisens zu beobachten, wie sie in der Umgebung solcher Dedolomitisierung in der Erscheinung farblich auffälliger Eisenoxide



Abb. 6: Poröse Bereiche können auch durch Entkalkung von Hornsteinen und Ausspülung der Rückstände erfolgen. Im Bild ein hornsteinreicher Dolomit mit hoher Porosität durch teilweise bereits entfernte Hornsteine sowie zusätzlicher Vergrusung. Letztere erscheint um die entfernten Hornstein herum intensiviert. Steinbruch Ammelhofen östl. Neumarkt, Oberpfalz, Mittlere Frankenalb). Bildbreite ca. 40 cm.

zu beobachten ist und Bearbeiter veranlasst hat, von „Braunkalken“ zu sprechen (BAUSCH ET AL. 1986).

Eine besonders effiziente Vergrößerung der primären Porosität kann allerdings durch die **Lockerung des Kornverbandes** erfolgen. GRIMM (1999: 203) hat an Kalk-Marmoren eine Vergrößerung der Gesamtporosität durch Gefügauflockerung von ursprünglich 1% auf bis über 10% beobachtet. Für Dolomit, für den schon eine bedeutend höhere Primärporosität angenommen werden kann, sind dadurch weitere erhebliche Porositätszugwinne anzunehmen. Die dadurch unterstützte Vergrusung ist ein selbstverstärkender Vorgang, indem die Wegsamkeiten für die den Kornverband lockernde Feuchtigkeit weiter erhöht wird. Daß Feuchtigkeit den Kornverband lockern kann, ohne die Körner selbst wesentlich anzulösen, ist selbst für chemisch leichter lösliche Kalkmarmore nachgewiesen (GRIMM 1999).

Die Lockerung des Kornverbandes wird außerdem durch die erhebliche Sensibilität gegenüber Temperaturschwankungen verstärkt (SIEGESMUND ET AL. 2000). Diese Eigenschaft teilt Dolomit mit Calcit aufgrund des stark anisotropen thermischen Verhaltens. Auch hier kann die Grobkörnigkeit des Dolomits verstärkend wirken: bei feinkristallinen Gesteinen wittert das Gestein zwar anfänglich

an der Oberfläche rascher als in grobkörnigem Substrat ab, doch reicht die Wirkung im grobkörnigen Gestein tiefer, so daß Zersetzung und Abwitterung hier die Beträge im feinkristallinen Gestein bald übertreffen können (GRIMM 1999: 200). Diese Wirkung dürfte allerdings für die Oberflächenverwitterung von stark zersetzten Höhlenruinen oder Dolomitfelsen eine stärkere Rolle spielen als bei der Anlage umfangreicher Vergrusungszonen innerhalb des Gesteins.



Abb. 7: Im Dolomit-Steinbruch von Hunas (Mittlere Frankenalb) sind alte Karsthohlform mit Brekzien, fossilen Verwitterungslehmen (rote Farben) und Dolomitsand verfüllt; vorne rechts ist Dolomit auch *in situ* stark vergrust.

Zusammenfassend lassen sich für den Frankendolomit eine Reihe von Faktoren fassen, die sich hinsichtlich der chemischen Lösung (im Sinne einer klassischen Verkarstung) negativ

auswirken und stattdessen die physikalische Verwitterung unterstützen. Die im Vergleich zu Kalk schlechtere Löslichkeit, das grobe Korn und die deutlich höhere Porosität und Permeabilität fördern die Sensibilität des Frankendolomits gegenüber der physikalischen Verwitterung. Vergrusung ist daher in den Dolomitgesteinen der Frankenalb weit verbreitet. Anschnitte in Steinbrüchen zeigen, daß es sich hierbei **nicht nur um ein Abgrusen von der Oberfläche her, sondern eine auch im Inneren des Gesteinsverbandes wirkende Gefügauflockerung handelt** (Abb. 7 und 8). **In jedem Fall läßt sich folgendes festhalten: Der Frankendolomit wird aufgrund seiner mineralogischen wie physikalischen Eigenschaften rascher in Einzelkörner zersetzt als durch Lösung aufgezehrt.**



Abb. 8: Anschnitt eines noch vollständig mit Dolomitgrus ausgefüllten Höhlenraums. Steinbr. Ammelhofen, östl. Neumarkt, Mittlere Frankenalb. Aufnahme Gropp, Sommer 2003 (heute nicht mehr sichtbar).

3. Morphologie

Die insbesondere für den „Frankendolomit“ spezifischen Eigenschaften grobkörniger Dolomite sind mit einem morphologischen Formenschatz verbunden, der in mancher Hinsicht dem **Erscheinungsbild in Sandsteinlandschaften ähnlich** ist. Diese Vergleich reicht bis hin zu den Kleinformen wie der **Sickerwasser-Verwitterung**. Diese Verwitterungsform ist charakteristisch für Sandsteine und wird in bestimmten Ausformungen auch als Waben- oder Zellenverwitterung bezeichnet. Das durch das Gestein sickern Wasser konzentriert sich entlang mehr oder weniger scharf umgrenzter, durch erhöhte Permeabilität ausgezeichnete Wegsamkeiten, um an anderer Stelle wieder aus dem Gestein auszutreten. Die Austrittsstellen sind als im Vergleich zur Umgebung stärker durchfeuchtete Bereiche anfällig für Zersatz, und der herausgefallene Sand hinterläßt Hohlräume, die weit in das Gestein zurückgreifen und so in fortgeschrittenem Zustand zu einer stark löchrigen Oberfläche führen. Das Erscheinungsbild der Sickerwasser-Verwitterung im Frankendolomit (Abb. 9) unterscheidet sich von dem der Sandsteine durch das Fehlen von Eisenoxid-Ausfällungen, die dort häufig die Grate zwischen den Sickerbahnen morphologisch und auch mineralogisch akzentuieren. Felsen aus Kalkstein zeigen hingegen eine deutlich von Klüftigkeit und Schichtung gezeichnetes Erscheinungsbild, wobei diese Wege durch chemische Lösung erweitert sind (Abb. 10).



Abb. 9: Durch Sickerwasser-Effekte entstandener löchriger Dolomit (Druidenhain bei Wohlmannsgesees, Nördliche Frankenalb). Man beachte, wie Sickerwasser-Austritte sich über Bereichen relativ erniedrigter Permabilität zu horizontalen Fugen vereinen können.



Abb. 10: Klufterweiterung durch chemische Lösung in Massenkalken (Felsgruppe NE oberhalb Leutenbach, Nördliche Frankenalb).



Abb. 11: Durch Vergrusung verbreiterte Klüfte im Frankendolomit. (Druidenhain bei Wohlmannsgesees, Nördliche Frankenalb).

Die Vergrusung des Dolomits findet entlang von strukturell vorgegebenen Trennflächen (Klüften, Verwerfungen) besonders intensiv statt. Klüfte werden so – im Vergleich zu allein chemisch wirkender Lösung – relativ gleichförmig zu breiten Spalten erweitert (Abb. 11). Im Zuge der Verwitterung entstehen in Dolomiten also Formen, die von physikalischer Verwitterung geprägt sind und sich von den in Kalksteinen angelegten Zeugnissen chemischer Lösung deutlich unterscheiden lassen.

4. Bedeutung für die Höhlenbildung

4.1. Methodologische Probleme

Trotz der klaren Belege, die die Bedeutung der Vergrusung für die Entwicklung des Formenschatzes im Dolomit zeigen, ist die Beurteilung der Frage, in welcher Weise diese Erscheinung zur Entstehung der Dolomithöhlen beigetragen hat, schwierig zu beurteilen. Im wesentlichen sind es zwei Gründe, die eine klare Sicht auf die Entstehung der Höhlen verstellen: (a) die lange und komplexe Geschichte der Karstentwicklung in Franken, und (b) die grundsätzliche Mehrphasigkeit von Höhlenbildungen an sich.

Zu a) - Die Verkarstungsgeschichte begann bereits am Ende der Jurazeit mit dem Auftauchen der Sedimentgesteine aus dem sich zurückziehenden Meer. Wesentliche Anteile des Karstes können demnach schon in der Unterkreide entstanden oder zumindest angelegt worden sein. Auch im Tertiär kann die Verkarstung unter der Überdeckung mit Kreidesedimenten fortgeschritten sein. Im Quartär gerät das Juragestein schließlich in kühlere, klimatisch wechselhafte Verhältnisse, die wiederum spezifische Modifikationen im Verhältnis von chemischer Lösung und physikalischer Zersetzung mit sich gebracht haben dürften. Der Karst der Frankenalb ist somit aufgrund dieser langen wie wechselhaften, und vor allen aber im einzelnen kaum mehr differenziert zu rekonstruierenden Bildungsgeschichte, ein sehr ungünstiges Gelände zum Testen der Frage, welche Prozesse vor allem die anfängliche Entstehung der Karsthohlformen gesteuert haben.

Zu b) Die Bedeutung der höhlenbildenden Prozesse könnte je nach Stadium unterschiedlich sein. Ein einfaches Schema der Karstentwicklung würde wie folgt aussehen:

Mit der Exposition eines verkarstungsfähigen Gesteins entwickelt sich ein zur Vorflut ausgerichtetes Karstsystem, dessen Bahnen im Vorflutniveau Höhlen im Sinne längerer, quasi-horizontaler Abflußabschnitte ausbilden kann. In diesem Niveau werden die Höhlen, je nach Lage, Abflußquerschnitt und (auch klimaabhängiger) Karstwasserfuhr entweder völlig mit Wasser erfüllt sein (phreatisches Stockwerk, Druckfließen), bzw. nach hinten/oben in eine nur episodisch und teilweise von Wasser eingenommenen Höhlenfluss übergehen (vadoses Stockwerk).

Mit jeder Hebung des Geländes (bzw. Einschneidephasen der Vorflut) verschieben sich diese Stockwerke, wobei ehemals aktive Höhlenbildungsbereiche (phreatische und vadosa Zone) über dem Karstwasserspiegel zurückbleiben (horizontale Höhlenabschnitte werden dann in der Regel nicht mehr vom Karstwasserabfluß benutzt, da dieser ja möglichst direkt, also vertikal, zum Vorflut- bzw. Karstwasserspiegelniveau nach unten geht).

Dieses einfache Entwicklungsschema kann aber kompliziert werden, wenn – wie in der langen landschaftsgeschichtlichen Entwicklung Frankens – nicht eine solche einfach gerichtete Hebungs- bzw. Einschneidungsentwicklung vorliegt, sondern möglicherweise Reaktivierung von Formen stattgefunden hat, die zwischenzeitlich auch schon länger und vielleicht gar mehrfach oberhalb des Karstwasserspiegels gelegen haben können. Umgekehrt bedeutet die Hebung einer aktiven Höhle über den Karstwasserspiegel nicht, daß damit jegliche morphologische Weiterbildung eingefroren wird. Nach den hier vorgebrachten Überlegungen kann im Frankendolomit mit kräftiger Weiterformung durch Abgrusung gerechnet werden. Löchrige Dolomittürme bilden schließlich die Endform vor dem abschließenden Zerfall.

Für unsere Fragestellung werden sich empirische Belege für die Frühphase der Höhlenbildung wahrscheinlich nicht mehr finden lassen. Dabei ist außerdem noch zu bedenken, daß neben den oben geschilderten morphologischen Unterschieden durchaus auch Konvergenzen oder Analogien auftreten können. Ein Beispiel dafür ist die Bildung von „Opferschalen“ (Kamenitzas), die in Sandsteinen, grobkörnigen Kristallingesteinen, Dolomiten aber auch feinkörnigen Kalken zu finden sind – wobei es keineswegs trivial ist zu fragen, ob es sich um eine weitgehende genetische Analogie (die Formen entstehen in all den genannten Gesteinen durch die gleichen Wirkungen) oder um eine Konvergenz handelt (in der Art unterschiedliche Wirkungen führen zu ähnlichen Formen). Möglicherweise sind „Deckenkolke“ oder „Mündungskolke“, bei denen sich kluft- bzw. eine röhrenförmige Mündungen beim Erreichen der Höhle weiten, auch konvergente Formen. Man findet solche Kolke nämlich auch in vielen Dolomit-Höhlenruinen, in denen diese als reine Lösungsformen interpretierten Erscheinungen oft frisch aussehen – dies ist insofern merkwürdig, als es sich um gut beweterte Höhlenräume handelt, aus denen Sickerwässer kaum Lösungskraft durch Aufnahme CO₂-reicher Höhlenluft gewinnen können. Es darf aber umgekehrt nicht übersehen werden, daß im Dolomit natürlich auch chemische Lösung stattfindet und diese sich mit den physikalischen Effekten eng hinsichtlich der Auflösung bzw. Auflockerung des Gesteins eng verschränken kann.

Die Probleme, gegenwärtig aussagekräftige Zeugnisse für die primäre Höhlenbildung im Frankendolomit zu finden, sind also nicht einfach zu überwinden. Hier sollen abschließend nur einige allgemeine Überlegungen zusammengefaßt werden:

- Die Vergrusung des Frankendolomits findet nicht nur oberflächlich statt, sondern auch innerhalb des Gesteins. Beobachtungen in Steinbrüchen zeigen, daß innerhalb des Felses auch größere, stark vergrusste Bereiche existieren.
- Solche vergrusteten Bereiche sind besonders permeabel – umgekehrt verstärkt das durchziehende Sickerwasser die Vergrusung. Sollten solche permeablen Bereiche schon gleich mit der

Heraushebung des Fränkischen Juras und der damit einsetzenden Verkarstung existiert haben, dann hätten diese Wegsamkeiten sicher die Anlage der nachfolgenden Karsthohlformen an sich gezogen. Selbst wenn die Vergrusung erst mit der Heraushebung und der damit einsetzenden Verkarstung begann, müsste sie mit ihrer der chemischen Lösung vauseilenden Entwicklung der Höhlenbildung den Weg vorgezeichnet haben.

- Sobald in den permeablen Zonen genügend Querschnitt zur Ausspülung der aus dem Kornverband gelockerten Dolomitmörner existiert, wird die Höhlenbildung enorm beschleunigt. Insbesondere dort, wo Vergrusung schon vor dem phreatischen oder vadosen Abfluß weite Bereiche eingenommen hat, ist vorstellbar, daß in geologisch sehr kurzer Zeit große Hohlräume allein durch solche Ausspülung entstehen können. Diese Ausspülung und die damit einher gehende Hohlraumbildung wird in der Geomorphologie als **piping** bezeichnet. Auf diese Weise sind auch – wenngleich relativ selten – Höhlen in Sandsteinen angelegt worden, vgl. die erst jüngst vorgelegte Untersuchung von WIEGAND ET AL. (2004). In Bezugnahme auf diese Arbeit **halten wir es für wahrscheinlich, daß die Genese der fränkischen Dolomithöhlen eher dem in Sandsteinen und Quarziten beschriebenen Weg folgte, als dem der in unmittelbarer Nachbarschaft anstehenden Kalkgesteine, die ihren Formenschatz im wesentlichen durch chemische Lösung entwickelt haben.**
- Die Höhlenbildung im phreatischen und vadosen Stadium wird auch durch den Transport von Gesteinsscherben und Geröll und die dadurch bewirkte Erosion unterstützt. Diese Wirkung ist jedoch eher in den Kalksteinhöhlen als in den Dolomithöhlen zu erwarten, da die Kornbindung im Dolomit nicht zur Bildung von länger beständigen Geröllen gereicht haben dürfte. Dennoch haben sich die Dolomithöhlen zu erstaunlichen Dimensionen entwickelt, was ein mögliches, aber natürlich keineswegs zuverlässiges Argument für die starke Wirkung der Vergrusung bei und auch nach der Anlage der Höhlen ist.
- Die Verbreitung dolomitischer und kalkiger Fazies ist schon innerhalb der Frankenalb nicht gleichmäßig. Insbesondere in der Südlichen Frankenalb tritt Dolomit zurück, was möglicherweise auch ein Grund für das dort etwas andere Erscheinungsbild vieler Höhlen ist: Höhlen der Südlichen Alb scheinen wesentlich enger am Kluftmuster ausgerichtet zu sein und ihrem linearen Charakter konsequenter auf die Vorflut zuzulaufen. Dies kann als Folge einer engeren Bindung an die kluftgebundene Permeabilität bei gleichzeitig nicht vorhandener Gesteins-Durchlässigkeit gesehen werden.
- Innerhalb der dolomitreichen Mittleren und Nördlichen Frankenalb zeigt der Dolomit nicht überall gleiche Korngrößen. Zudem erscheint das Gestein nicht nur massig, sondern auch mehr oder weniger grob gebankt. Zu diesen Varietäten gehören auch die unterschiedlichen Konzentrationen an Hornsteinen sowie wechselnde Porositäten, die vermutlich zum Teil schon während der Diagenese durch Lösung von Fossilschalen entstanden sein können. Möglicherweise haben diese unterschiedlichen Mikro- und Makrofazies ebenfalls Einfluß auf die Höhlenbildung genommen.

Literatur

- BAUSCH, W.; ECKSTEIN, G.-O.; HOEFS, J. (1986): Zur Genese der "Braunkalke" des fränkischen Malms. - *Geologica Bavarica* 89, 189-207.
- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie. - Berlin u.a.: Springer.
- DREYBRODT, W. (1988): Processes in karst systems: physics, chemistry, and geology. - Berlin, New York: Springer.
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. - Berlin u.a.: Springer.
- GRIMM, W.-D. (1999): Beobachtungen und Überlegungen zur Verformung von Marmorobjekten durch Gefügeauflockerung. - *Z. dt. geol. Ges.* 150, 195-235.
- JAMES, N. P.; CHOQUETTE, P. W. (Hrsg.) (1988): Paleokarst. - New York, Berlin: Springer.
- LEISS, B.; ULLEMEYER, K. (1999): Texture characterisation of carbonate rocks and some implications for the modeling of physical anisotropies, derived from idealized texture types. - *Z. dt. geol. Ges.* 150, 259-274.

- KOCH, R.; HORNING, T.; PFEIFENBERGER, S.; WAGNER, K.; WEISS, C. (2003): Becken-Hang-Plattform-Übergänge im Kimmeridge 1-3 der Nördlichen Frankenalb (Exkursion F am 24. April 2003). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 85, 169-201.
- PURSER, B.; TUCKER, M.; ZENGER, D. (Hrsg.) (1994): Dolomites. A volume in honour of Dolomieu. - Spec. Publ. Int. Ass. Sed. 21, 415 S.
- PURSER, B.; BROWN, A.; AISSAOUI, D. M. (1994): Nature, origins and evolution of porosity in dolomites. - In: Purser, B.; Tucker, M.; Zenger, D; Dolomites. A volume in honour of Dolomieu, Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 21, 283-308.
- SEARL, A. (1994): Discontinuous solid solution in Ca-rich dolomites: the evidence and implications for the interpretation of dolomite petrographis and geochemical data.- In: Purser, B.; Tucker, M.; Zenger, D; Dolomites. A volume in honour of Dolomieu, Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 21, 361-376.
- SIEGESMUND, S.; WEISS, T., VOLLBRECHT, A.; ULLEMEYER, K. (1999): Marble as a natural building stone: rock fabrics, physical and mechanical properties. - Z. dt. geol. Ges. 150, 237-257.
- SIEGESMUND, S., ULLEMEYER, K., WEISS, T.; TSCHEGG, E. K. (2000): Physical weathering of marbles caused by anisotropic thermal expansion. - Int. J. Earth Sciences 89, 170-182.
- SWEETING, M. M. (Hrsg.) (1981): Karst geomorphology. - (Benchmark Papers in Geology, 59), Stroudsburg, Pennsylv.: Hutchinson Ross Publishing Company.
- WIEGAND, J.; FEY, M.; HAUS, N.; KARMANN, I. (2004): Geochemische und hydrochemische Untersuchung zur Genese von Sandstein- und Quarzitkarst in der Chapada Diamantina und im Eisernen Viereck (Brasilien). - Z. dt. geol. Ges. 155, 61-90.