

# Höhlenniveaus in der Hochschwabgruppe

## ZUSAMMENFASSUNG

Vorflutgebundene Höhlenniveaus sind aus den Karstmassiven im zentralen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen (NKA) seit langem bekannt. Hier wird das erste Mal die Verteilung paläophreatischer Höhlenniveaus in der Hochschwabgruppe dokumentiert, ein flächenmäßig, bezüglich seiner Höhlenanzahl und für die Trinkwasserversorgung bedeutendes Karstmassiv im Osten der NKA. Im Gegensatz zu den zentralen NKA sind phreatische Höhlen hier deutlich seltener: Nur in 108 der 1168 Höhlen der Hochschwabgruppe wurden phreatische Teile im Ausmaß von insgesamt 40,6 km Länge identifiziert. Diese Teile wurden bezüglich ihrer Höhenlage analysiert und die Vorflutgebundenheit (im Gegensatz zur Bildung oberhalb von lokal auftretenden relativen Karstwasserstauern) evaluiert. Das 44,1 km lange Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem (FML) ist die mit Abstand längste Höhle. Bei früheren Untersuchungen wurde meist der gesamte Polygonzug bezüglich der Höhenverteilung analysiert. Eine hinsichtlich der Genesebedingungen differenzierte Auswertung der Messzuglängen des FML hat ergeben, dass die Analyse ausschließlich phreatischer Teile (17,5 km) gegenüber dem gesamten Polygonzug eine abweichende und präzisere Verteilung der Niveaus ergibt. Der Ausschluss vadoser Höhlenteile kann daher für die Interpretation von Höhlenniveaus wichtig sein.

Bezüglich der Höhenverteilung wurden vier Häufungen von phreatischen Höhlenteilen bzw. Höhlenniveaus festgestellt. (1) Talnahe, überwiegend wasseraktive Höhlen unterhalb von 1075 m wurden analog zur gängigen Modellvorstellung für die zentralen NKA als „Quellhöhlenniveau“ interpretiert. (2) Ein nahezu auf das FML beschränktes Intervall zwischen 1150 und 1275 m wird in Ermangelung korrelierender Teile in anderen

Höhlen als eher an unterlagernde Wasserstauer als an den Vorfluter gebunden interpretiert. (3) Ein ebenfalls im FML, aber auch in anderen Höhlen des westlichen Hochschwab entwickeltes Intervall zwischen 1400 und 1650 m wird eher als vorflutgebunden interpretiert und mit dem „Riesenhöhlenniveau“ korreliert. (4) Vorwiegend im zentralen Hochschwab zwischen 1825 und 2100 m gehäuft auftretende paläophreatische Höhlenteile werden als wahrscheinlich an ehemalige Vorfluter gebunden interpretiert. Bezüglich der Höhenlage korrelieren sie mit dem „Ruinenhöhlenniveau“. In diesem Niveau wurde aus dem ausgedehntesten System, der Hirschgrubenhöhle, in 1875 m Höhe eine Augensteinprobe genommen und anhand ihrer kosmogenen Nuklidverhältnisse ein Einschwemmalter von  $5,3 \pm 0,9$  Mio. Jahren (Ma) ermittelt. Dies steht im Widerspruch zum derzeitigen Modell für die zentralen NKA, das die Bildung des Ruinenhöhlenniveaus vor grob 35 Ma annimmt. In Bezug zum 1240 m tiefer gelegenen Vorfluter, der Salza, ergibt sich eine Eintiefungs- bzw. Hebungsrate von 234 m/Ma unter Vernachlässigung des analytischen Fehlers.

## ABSTRACT

### Cave levels in the Hochschwab range

Cave levels linked to the base level have been known for a long time from the karst massifs in the central section of the Northern Calcareous Alps (NCA). Here, we document for the first time the distribution of palaeophreatic cave levels in the Hochschwab range, a karst region in the east of the NCA prominent in terms of area, number of caves, and importance for drinking water supply. In contrast to the central NCA, phreatic caves are rare in the Hochschwab

## Lukas Plan

Karst- und Höhlen-Arbeitsgruppe am Naturhistorischen Museum Wien  
Museumsplatz 1/10/4, 1070 Wien  
[lukas.plan@nhm-wien.ac.at](mailto:lukas.plan@nhm-wien.ac.at)

## Eva Kaminsky

Karst- und Höhlen-Arbeitsgruppe am Naturhistorischen Museum Wien  
Museumsplatz 1/10/4, 1070 Wien  
[eva.kaminsky@nhm-wien.ac.at](mailto:eva.kaminsky@nhm-wien.ac.at)

## Stephanie Neuhuber

Universität für Bodenkultur, Institut für Angewandte Geologie  
Peter Jordan Straße 82, 1190 Wien  
[stephanie.neuhuber@boku.ac.at](mailto:stephanie.neuhuber@boku.ac.at)

## Pauline Oberender

Karst- und Höhlen-Arbeitsgruppe am Naturhistorischen Museum Wien  
Museumsplatz 1/10/4, 1070 Wien  
[pauline.oberender@nhm-wien.ac.at](mailto:pauline.oberender@nhm-wien.ac.at)

Eingelangt: 24.6.2021  
Angenommen: 20.7.2021

range: phreatic parts were identified in only 108 of the 1168 caves of Hochschwab, summing up to 40.6 km in length. These parts were analysed regarding their altitude and their base level control (as opposed to the formation above locally occurring aquicludes). The 44.1 km-long Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem (FML) is by far the most prominent cave. In most earlier investigations, the entire survey traverse was analysed with regard to its height distribution. A differentiated evaluation of the survey length of the FML has shown that the analysis of exclusively phreatic parts (17.5 km) compared to the entire survey traverse results in a different and more precise distribution of cave levels. The exclusion of vadose passages can be important for the interpretation of cave levels.

Regarding the height distribution, four clusters of phreatic cave parts or cave levels were found. (1) Predominantly water-active caves close to the valley bottom located below 1075 m were interpreted as „Quellhöhlenniveau“ in analogy to the established model for the central NCA. (2) An interval

between 1150 and 1275 m, almost exclusively restricted to the FML, is interpreted as controlled by aquicludes as this level cannot be correlated to other caves. (3) An interval between 1400 and 1650 m, which is developed in the FML as well as in other caves of the western Hochschwab, is interpreted as base-level controlled and correlated to the „Riesenhöhlenniveau“. (4) Palaeophreatic passages frequently present between 1825 and 2100 m, that mainly occur in the central Hochschwab, are probably linked to a former base level. In terms of altitude, these passages correlate with the „Ruinenhöhlenniveau“. A sample of Augenstein sediments from the most extensive cave, Hirschgrubenhöhle, at 1875 m yielded a cosmogenic burial age of  $5.3 \pm 0.9$  million years (Ma). This result challenges the current model of origin of cave levels in the central NCA, which assumes the formation of the „Ruinenhöhlenniveau“ roughly 35 Ma ago. In relation to the present base level, the Salza river 1240 m below this cave, this new date suggests a deepening or uplift rate of 234 m/Ma, ignoring the analytical error.

## EINLEITUNG

Ein Höhlenniveau umfasst „die Summe aller Karsthohlräume, die unter der Einwirkung eines gegebenen Vorfluters angelegt worden sind und daher eine genetische und chronologische Einheit bilden“ (Bögli, 1978: 119). Höhlenniveaus sind von Passagen gekennzeichnet, die in der phreatischen bzw. epiphreatischen Zone entstanden sind. Schneidet sich der Vorfluter durch Erosion ein bzw. wird das Gebirge gehoben, so können sich mehrere Höhlenniveaus ausbilden, besonders wenn diese Prozesse diskontinuierlich sind (z.B. Sawicki, 1909; Palmer, 1987). Im Toten Gebirge wurde schon früh eine Häufung von Höhleneingängen in bestimmten Seehöhen erkannt (Lechner, 1949; Schaubberger, 1956). Später erbrachten Statistiken der vertikalen Verteilung von Höhlenpassagen bzw. deren Länge ein klareres Bild für etliche Karstmassive des zentralen Teils der Nördlichen Kalkalpen (NKA; Knapczyk, 1985; Fischer, 1990; Kuffner, 1998). Dabei konnten drei über mehrere Massive korrelierbare Hauptniveaus unterschieden werden, die von oben nach unten bzw. von alt nach jung geordnet als Höhlenruinen-, Riesenhöhlen- und Quellhöhlenniveau bezeichnet wurden.

Neben diversen früheren Überlegungen zur zeitlichen Einstufung der Niveaus (Knapczyk, 1985) liegen die bislang aktuellsten Untersuchungen von Frisch et al. (2002) vor. Sie basieren auf einer Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung in Zusammenhang mit quarz-dominierten Kiesen und Sanden, die aus den

Zentralalpen stammen und als Augenstein Formation bezeichnet werden. Für das höchste, das Ruinenhöhlenniveau (=Höhlenruinenniveau), wurde angenommen, dass es sich noch vor dem Eintrag der Augensteine an der Grenze Eozän-Oligozän (grob vor 35 Ma; Ma = Millionen Jahre) ausgebildet hat. Das Riesenhöhlenniveau entwickelte sich in einem frühen Stadium der finalen Heraushebung der zentralen NKA im oberen Miozän (vor grob 10 bis 5 Ma) und das jüngste, das Quellhöhlenniveau, im Plio- und Pleistozän (jünger als 5,3 Ma).

Die am häufigsten angewandte Methode zur Datierung von Höhlenniveaus sind Einschwemmalter anhand von kosmogenen Nukliden (engl.: *burial age dating*; Granger et al., 1997; Wagner, 2011). Sie beruht darauf, dass hochenergetische kosmische Strahlung, die auf das Mineral Quarz ( $\text{SiO}_2$ ) trifft, aus dessen Atomen Neutronen und Protonen ausschlägt und so neue (kosmogen gebildete) Atome ( $^{10}\text{Be}$  und  $^{26}\text{Al}$ ) erzeugt. Die Produktion von kosmogen gebildetem  $^{26}\text{Al}$  und  $^{10}\text{Be}$  in Quarz ist gut untersucht (z.B. Borchers et al., 2016) und weist ein konstantes  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ -Verhältnis von  $1:6,8 \pm 0,5$  (Nishizumi, 1989; Zhao et al., 2016) auf. Aufgrund der unterschiedlichen Halbwertszeiten dieser radioaktiven Isotope verändert sich das Verhältnis, sobald die Quarzsedimente in die Höhle eingeschwemmt und von der kosmischen Strahlung abgeschirmt werden (ab einer Überlagerung von rund 30 m), womit auf den Zeitpunkt der Einschwemmung

rückgerechnet werden kann. Voraussetzung für die Interpretation als Alter des betreffenden Höhlenteils ist, dass die Quarzsedimente in einem frühen Stadium der Höhlenentstehung eingeschwemmt wurden und direkt von der Geländeoberfläche stammen. Es wird der Zeitpunkt des Eintritts in den Untergrund bestimmt, spätere Umlagerungen, wenn die Sedimente z.B. von einem höheren in ein tieferes Niveau transportiert wurden, können nicht erfasst werden. Abhängig von der Probenmenge (konkret: des Quarzanteils) kann so ein Einschwemmalter bis rund 6 Ma vor heute bestimmt werden.

Für das Riesenhöhlenniveau ergaben erste Einschwemmalter von Augensteinen (Häuselmann et al., 2020) jüngere Werte als die von Frisch et al. (2002) postulierten. Zwei Alter aus der Dachstein-Mammuthöhle (1547/9) aus Seehöhen von 1310 und 1360 m ergaben Alter von  $5,8 \pm 1,3$  sowie  $4,4 \pm 1,0$  Ma. Proben aus der Tantalhöhle (1335/30, Hagengebirge) aus 1500 m Höhe wurden vor  $4,7 \pm 0,5$  Ma eingeschwemmt (Häuselmann et al., 2020).

Alle genannten Untersuchungen wurden im zentralen Abschnitt der NKA, zwischen dem Steinernen Meer im Westen und dem Toten Gebirge im Osten, durchgeführt. Weiter im Osten gab es bisher kaum Untersuchungen zur Niveaugebundenheit von Höhlen, sieht man von Herrmann & Fischer (2013) ab, die die räumliche Verteilung unterschiedlicher Höhlentypen in den „Südlichen Gesäusebergen“ (Untergruppe 1710) analysierten.

Das mit Abstand bedeutendste Karstmassiv im Osten der NKA ist die Hochschwabgruppe (Untergruppe 1740). Nach dem Toten Gebirge ist sie flächenmäßig das zweitgrößte Karstmassiv Österreichs und liegt auch in Bezug auf die Anzahl der Höhlen ungefähr gleichauf mit dem Tennengebirge auf Platz zwei (Spötl & Plan, 2016). Der Hochschwab ist jedoch das wasser-

wirtschaftlich bedeutendste Karstmassiv Österreichs: Rund 60 % des Trinkwassers für die Stadt Wien und 30 % für Graz stammen von dort (Plan, 2016).

Eine Analyse der vorherrschenden Anlage der Höhlen (horizontal oder vertikal) für den zentralen und östlichen Hochschwab ergab vor knapp 20 Jahren, dass Schachthöhlen mit 88 % deutlich dominieren (Plan, 2004). An ausgedehnten phreatischen Horizontalteilen war damals nur der 600 m lange eingangsnaher Bereich der Hirschgrubenhöhle (1744/450) bekannt. Er ist im Dachsteinkalk ausgebildet, doch lagern hier knapp unterhalb Karstwasserstauer, weswegen der Horizontalteil nicht als vorflutgebunden betrachtet wurde. Auch die damals deutlich kürzeren und mittlerweile zum Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem (FML, 1742/1) gehörenden Riesenhöhlen wurden als Bildungen über wasserstauenden Gesteinen betrachtet und nicht als vorflutgebunden. Da aus anderen Höhlen kaum phreatische Teile bekannt waren, wurde die Existenz von Höhlenniveaus verneint (Plan, 2004). Mittlerweile sind drei zumindest 2 bis 5 km lange Höhlen mit bedeutenden phreatischen Horizontalteilen aus dem zentralen Hochschwab bekannt geworden. Auch im FML wurde die Länge durch Neuentdeckungen und Zusammenschlüsse mehr als verdoppelt und die alten Vermessungsdaten wurden digital aufbereitet.

Dies erlaubt statistische Auswertungen und eine Reevaluierung der Frage nach der Existenz von Höhlenniveaus in der Hochschwabgruppe. Dafür wurden alle zur Verfügung stehenden Daten herangezogen, um Histogramme der Höhenverteilung der Höhlenpassagen zu erstellen. Weiters wurde aus dem phreatischen Horizontalteil der Hirschgrubenhöhle in 1875 m Seehöhe eine Augensteinprobe genommen und deren Einschwemmalter mittels kosmogener Nuklide bestimmt.

## UNTERSUCHUNGSGEBIET

Die im Norden der Steiermark gelegene Hochschwabgruppe (Untergruppe 1740) erstreckt sich, inklusive der unlängst neu definierten Teilgruppe „1748 – Trenchtling“, über 678 km<sup>2</sup> Fläche. Der bedeutendste Vorfluter ist die Salza im Norden, die von 550 m auf 740 m ansteigt. Im Süden schneiden einige Täler in die Hochschwabgruppe ein, liegen aber durchwegs höher (Grüner See/Tragöß 770 m, Bodenbauer 877 m und Seewiesen 974 m), weshalb die Entwässerung hauptsächlich nach Norden erfolgt. Mehrere Plateaus, die als Altflächen interpretiert werden können, erstrecken sich zwischen rund 1400 m und dem Hochschwab-

gipfel in 2277 m Seehöhe. Ein detaillierter Überblick findet sich in Plan (2016).

Geologisch wird der Hochschwab vorwiegend von mitteltriassischen Karbonatgesteinen aufgebaut, was ihn von den Karstmassiven der zentralen NKA unterscheidet, die vom obertriassischen Dachsteinkalk geprägt sind (Bryda et al., 2013). Tektonisch gehört die Hochschwabgruppe vorwiegend der juvavischen Mürzalpendecke an. Das bedeutendste Gestein ist der gut verkarstungsfähige und bis zu 1,5 km mächtige Wettersteinkalk, wobei auch in der lagunären Fazies keine für die Verkarstung relevanten Schichtflächen

ausgebildet sind. Deutlich weniger Höhlen sind im spröden und oft stark zerbrochenen Wettersteindolomit ausgebildet. Bedeutendere Karstgesteine sind der Steinalm- und der Grafensteigkalk sowie Tiefwasserkalke der Sonnschien-Formation (ähnlich dem Hallstätter Kalk). Die wasserstauenden Werfener Schichten treten vorwiegend im Süden auf, aber tektonisch bedingt auch im Norden. Sie sind in kleineren störungsbegrenzten Zonen hinauf bis auf die Plateaus zu finden.

Bryda et al. (2013) unterscheiden sechs überschobene Ost-West-streichende Schuppen innerhalb der Mürzpalpendecke. Nur in der tektonisch höchsten, der Trenchtling-Fölststein-Schuppe (TF-Schuppe), sind Gesteine der Obertrias (wie z.B. Dachsteinkalk) erhalten. Darunter folgt die Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe (PH-Schuppe), in der die meisten Höhlen

ausgebildet sind. Der nordwestlichste Bereich der Hochschwabgruppe wird aus der tirolischen Gölle- und Unterberg-Decke aufgebaut. Hier kommt als bedeutendes Karstgestein der Plassenkalk hinzu, der an der Jura-Kreide-Grenze abgelagert wurde. Am Südrand der Hochschwabgruppe folgen die Grauwackenzone sowie das Aflenzer Becken. Beide sind höhlenkundlich irrelevant.

Die vielphasige Deformation während der Gebirgsbildung und vor allem die Nähe zur markanten Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung (SEMP) machen den tektonischen Aufbau des Hochschwabkomplex und führen häufig zu Gesteinswechsell. Zumindest während der Riß-Eiszeit war der Hochschwab Teil des zusammenhängenden alpinen Eisstromnetzes. Im Würm wies er nur eine Lokalvergletscherung auf (van Husen, 2000).

## METHODIK

### Höhenverteilung der Längen phreatischer Höhlenteile

Die bearbeiteten Daten, wie Pläne, Fotos und Beschreibungen, stammen vorwiegend vom Landesverein für Höhlenkunde in der Steiermark, dem für Wien und Niederösterreich (LHWN), dem Verein „Höhlenbären“ und dem Eisenerzer Höhlenverein. Grundlage ist die Höhlendatenbank Spelix, in der die Höhlen anhand der von Oberender & Plan (2018) aufgestellten Kriterien genetisch klassifiziert werden. Bei den Karsthöhlen wird in diesem Klassifikationsschema weiter zwischen vorwiegend vados und phreatisch entstandenen unterschieden. Im Folgenden werden (epi)phreatisch entstandene Höhlen als „phreatische Höhlen“ bezeichnet und von „vadosen Höhlen“ unterschieden.

Anhand folgender Kriterien wurden Höhlenteile als phreatisch eingestuft: Im Grundriss oft verzweigt bzw. vernetzt, teilweise auch 3D-Labyrinth; im Längsschnitt/Aufriss können Passagen bergauf und bergab führen; Schächte sind seltener und eher geschlungen; eher rundliche Profile; charakteristisch sind Kleinformen wie Kolke, paragenetische Deckenkarren oder Mäander sowie eher große Fließfacetten.

Kennzeichen für vadosen Teile sind: Im Grundriss eher schmale und oft mäandrierende Canyons, teilweise aber auch geradlinig, wenn störungsgebunden; Schächte mit zum Teil runden Grundrissen und geräumiger als Canyons; im Längsschnitt/Aufriss haben Passagen ein kontinuierliches Gefälle; Schächte eher senkrecht und gestuft, teilweise glockenförmig; eher kleine Fließfacetten.

Im Gegensatz zu diesen epigenen Karsthöhlen wurden auch hypogene Höhlen wie Thermal- oder Schwefelsäurehöhlen differenziert. Ursprünglich phreatische und später vados überprägte Teile (z.B. Schlüssellochprofile) wurden als phreatisch gewertet. Die Klassifikation erfolgte anhand eigener Beobachtungen, Plandarstellungen, Fotos und Beschreibungen. Im zentralen und östlichen Hochschwab sowie im Bereich östlich von Gams bei Hieflau im NW der Hochschwabgruppe wurde ein Großteil der Höhlen von zumindest einem der Autoren befahren, und fast alle größeren Höhlen mit bedeutenden phreatischen Teilen wurden vom Erstautor (mit)vermessen (siehe auch Anmerkungen bei den Ergebnissen). Im westlichen Hochschwab (Teilgruppe 1744 westlich vom Kulmstein, 1742 und Südteil von 1741) und im südöstlichen (1745 abgesehen vom nördlichsten Plateauteil) trifft dies nur fallweise zu. Hier wurde vorwiegend anhand von Katasterunterlagen klassifiziert, wobei einige Pläne und Fotos nicht sehr aussagekräftig sind und die Klassifikation entsprechend fehlerbehaftet sein kann.

Nach der Überarbeitung von Karsthöhlen unbekannter Entstehung wurden alle Karsthöhlen, die als phreatisch bzw. möglicherweise phreatisch klassifiziert sind, weiter analysiert. Das Ziel war, die phreatischen Teile jeder Höhle einem 25-m-Höhenintervall zuzuordnen. Zur vereinfachten Visualisierung wurde in Microsoft Excel ein Dashboard erstellt, in dem die Höhlen einzeln oder teilgruppenweise zur Aufsummierung der höhenabhängigen Länge miteinbezogen werden können (das Excel-File kann mit dem Link am Ende des Artikels heruntergeladen werden).

Für die kleineren Höhlen (ca. < 200 m Länge) wurden anhand der Pläne und, wenn vorhanden, der Längsschnitte oder Aufrisse die phreatischen Anteile der jeweiligen Höhenintervalle abgeschätzt. Von den meisten größeren Höhlen standen die Polygonzugdaten elektronisch zur Verfügung (Compass- oder Therion-Dateien). Hier wurden die höhenabhängigen Histogramme in Excel erstellt. Da die meisten Schächte vados entstehen, wurden steile Züge exkludiert, falls keine ausreichenden Plangrundlagen vorhanden waren bzw. wenn die Geländekenntnisse oder der Planvergleich dies unterstützten. Als Grenzwert wurde 60° Neigung gewählt. Nicht eindeutig zuordenbare Höhlenteile wurden entfernt. Seiten- bzw. Raumzüge, die nicht zur Länge zählen, wurden oft miteinbezogen, da sie die Raumgröße und somit den größeren phreatischen Anteil an Gesteinslösung etwas kompensieren. Dies gilt allerdings nicht für die Vielzahl an Raumzügen (*splay shots*), die bei Vermessungen mit DistoX und PDA gemacht werden. Teilweise wurden Höhlen mit vorhandenen Messdaten im 10-m-Höhenintervall analysiert, was in den Beschreibungen wiedergegeben wird. Für das mit Abstand ausgedehnteste Höhlensystem, das FML, wurden vier unterschiedliche Datensätze bezüglich der Höhenverteilung analysiert (siehe unten).

Phreatische Teile können sich auch aufgrund eines hängenden Karstwasserspiegels ausbilden, der von unterlagernden relativ wasserstauenden Gesteinen herrührt. Diese Teile sind nicht vorflutgebunden und stellen kein Höhlenniveau dar. Die Abschätzung, ob der phreatische Teil vorflutgebunden oder aufgrund von Wasserstauern entstanden ist, basiert auf den in und um die Höhle aufgeschlossenen Gesteinen und Korrelationen mit nahegelegenen Höhlen.

## Einschwemmalter von Augensteinen

### Probennahme

Für die Sedimentdatierung wurde die Hirschgrubenhöhle gewählt, da sie das ausgedehnteste paläophreatische System im Bereich des zentralen Hochschwab aufweist und reich an Augensteinen ist. Die Komponenten liegen lose oder als Konglomerate vor. Sedimentreste im Deckenbereich und Konglomeratbrücken zeugen von einer teilweise fast vollständigen Sedimentfüllung und teilweisen Wiederausräumung der Höhle. Augensteinsedimente sind vermutlich für die häufigen paragenetischen Formen verantwortlich (Plan et al., 2019). Beim eingangsnahen *WEEE-Schacht* erreichen sie über 1 m Mächtigkeit, doch ist hier die Gesteinsüberdeckung relativ gering. Die Probe HH11 wurde zwischen 3. *Querung* und *Rampe* beim Mess-

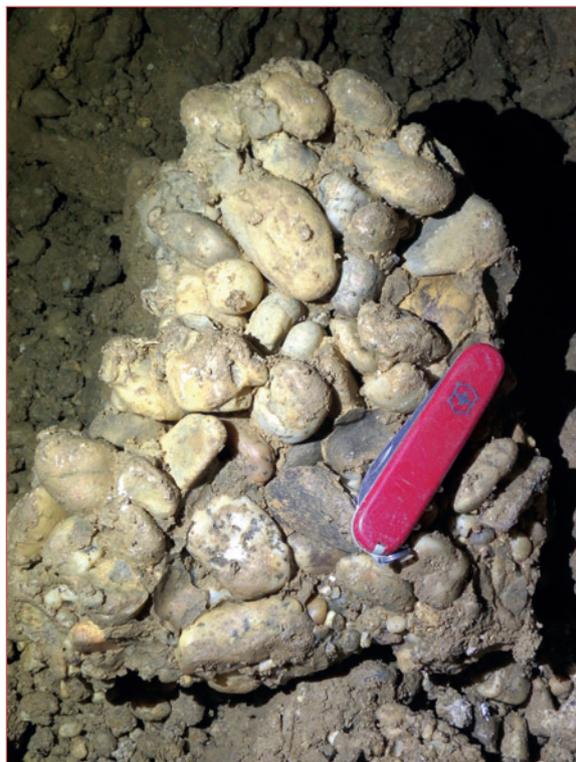


Abb. 1: Verfestigte Augensteine im Bereich der Probenahme in der Hirschgrubenhöhle.

Fig. 1: Cemented Augenstein pebbles at the sampling point in Hirschgrubenhöhle. Foto: Stefanie Koppensteiner

punkt C98 in 1875 m Seehöhe genommen. Die Überlagerung beträgt rund 80 m und der Boden besteht aus teilweise verkitteten Augensteinen zwischen Grobsand und Kies mit gut gerundeten Komponenten bis 8 cm Länge, wobei Quarz der häufigste Bestandteil ist (Abb. 1). Schon in der Höhle wurden bevorzugt große und reine Quarze entnommen.

### Probenaufbereitung

Die Proben wurden im Labor für kosmogene Nuklidatierung des Instituts für Angewandte Geologie bearbeitet (Neuhuber, 2021). Ziel der Probenaufbereitung ist es, reinen Quarz zu erhalten, der dann aufgelöst wird, um die kosmogen gebildeten Nuklide zu isolieren und deren Gehalt zu messen. Die Separation erfolgt mit physikalischen und chemischen Methoden und läuft in mehreren Schritten ab.

Nach dem Waschen der Probe wurden Quarzkomponenten zwischen 2 und 4 cm händisch aussortiert und danach im Backenbrecher zerkleinert. Das gebrochene Material wurde gesiebt, aus der Fraktion 250-500 µm magnetische Minerale abgetrennt und Quarzminerale mittels Dichteseperation aufkonzentriert.

Die nachfolgende chemische Probenbehandlung folgt den Schemata von Kohl & Nishizumi (1992; adaptiert

von Granger et al., 2001) und ist für das Labor der Angewandten Geologie im Detail in Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2021) beschrieben. Zusammenfassend wurde die Probe nach den chemischen Reinigungsschritten und Zugabe eines Be-Trägers (*carrier*) aufgelöst, der Al-Gehalt in der Lösung mit ICP-OES (Institut für Waldökologie, BOKU Wien) bestimmt, und Al sowie Be mittels pH-selektiver Fällung und Ionen-

tausch getrennt. Dann wurde das getemperte Pulver in ein Cu-Target gepresst und im Teilchenbeschleuniger VERA (Vienna Environmental Research Accelerator, Fakultät für Physik der Universität Wien) gemessen. Es wurde eine Blindprobe (*blank*, Probe ohne Material) mitprozessiert, um eventuelle Verunreinigungen in Chemikalien und bei der Aufbereitung zu identifizieren.

## ERGEBNISSE UND INTERPRETATION

Mit Stand April 2021 sind in der Hochschwabgruppe 1168 Höhlen mit zusammen 110,1 km Länge im Kataster dokumentiert. Davon sind 984 (84 %) als Karsthöhlen klassifiziert, wobei dies bei acht Höhlen unsicher ist (Abb. 2). Bei 71 ist die Genese unklar; fast ausschließlich, da zu wenige Unterlagen zur Verfügung stehen. Sieben Höhlen im Westen bzw. NW sind als hypogen oder möglicherweise hypogen klassifiziert. 45 Karsthöhlen sind als phreatisch, 38 vorwiegend kleineren Objekte als vermutlich phreatisch, und 25 als polygenetische Karsthöhlen mit bedeutenden phreatischen und vadosen Teilen klassifiziert. Diese insgesamt 108 Höhlen mit bedeutenden phreatischen Teilen haben zusammen 71,3 km Länge, wovon 40,6 km (57 %) als phreatisch interpretiert und bezüglich ihrer Höhenverteilung analysiert wurden.

Die phreatischen Teile treten zwischen 564 m (in der Schwarzen Lacke, 1741/6) und 2158 m Höhe (im Guckloch, 1745/66) auf. Da die Teilgruppengrenzen

das Plateau relativ willkürlich gliedern, wurden fünf Teilgebiete definiert (Abb. 3), in denen die Höhlen bzw. deren Teile jeweils zuerst getrennt und dann gemeinsam bezüglich ihrer Höhenlage analysiert wurden. Tabelle 1 gibt die Basisdaten der Höhlen mit den ausgedehntesten phreatischen Teilen wieder. Davon liegen 25 Höhlen mit einer phreatischen Länge von 6,2 km maximal 350 m über dem Talniveau.. Sie sind überwiegend aktive Wasserhöhlen und werden nicht als paläophreatische Systeme betrachtet. Sie werden nicht im Detail beschrieben, jedoch in die Histogramm- auswertung miteinbezogen. Im Folgenden werden die höher gelegenen Höhlen, in denen signifikante phreatische Teile ermittelt wurden, charakterisiert, wobei sie regional gruppiert wurden (Abb. 3). Das isolierte und nur 26 m lange Goldloch am Ilgner Alpl (1745/58) wurde nicht berücksichtigt. Sofern nicht anders erwähnt, sind die bedeutenden Höhlen zumindest einem der Autoren gut bekannt.

Tabelle 1: Basisdaten der Höhlen mit mehr als 500 m an phreatischen Teilen. Grau hinterlegt sind talnahe Höhlen. Sie werden nicht näher beschrieben. Phre L...Länge der phreatischen Teile (diese kann aufgrund der Raumzüge länger sein als die Länge), H...Höhenunterschied, He...Horizontaler Streckung, Sh...Seehöhe des Haupteingangs. Alle Werte in Metern.

Table 1: Key data of caves with more than 500 m of phreatic passages. Caves close to valley floors are grey and not described in detail. Phre L...length of phreatic parts (this can be longer than the length due to splay shots), H...vertical difference, He...horizontal extension, Sh...elevation of main entrance. All values in metres.

Kat.Nr.	Name	Länge	Phre L	H	He	Sh	Zitat
1742/1	Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem	44099	<b>17483</b>	633	2450	1467	Weißensteiner, 1980; Plan, 2016
1744/450	Hirschgrubenhöhle	5596	<b>5002</b>	201	380	1896	Plan et al., 2019
1744/475	Potentialschacht	2329	<b>1933</b>	107	183	2070	Plan & Baron, 2021
1744/390	POL-Monster-Doline	1532	<b>1709</b>	386	223	1970	Plan, 2016
1744/650	Speikbodenhöhle	1936	<b>1413</b>	277	157	2100	Plan et al., 2021
1741/6	Schwarze Lacken	1084	<b>1080</b>	112	273	592	Seebacher, 2005
1744/13	Kraushöhle	998	<b>1060</b>	57	95	817	
1741/4	Arzberghöhle	1036	<b>1055</b>	150	198	730	Plan, 2020
1745/7	Feistringgrabenhöhle	747	<b>909</b>	108	159	960	Plan et al., 2011
1744/3	Pfaffing-Tropfsteinhöhle	1828	<b>760</b>	358	350	1563	
1744/535	Kalter-Hintern-Schacht	781	<b>707</b>	153	151	1790	Plan, 2016
1741/3	Bergmandlloch	796	<b>600</b>	46	157	870	
1744/599	Steinbockschacht	2537	<b>565</b>	1082	237	2022	Plan et al., 2020
1742/12	Böse-Mauer-Schacht	578	<b>550</b>	131	150	1050	Benischke & Strobl, 2006

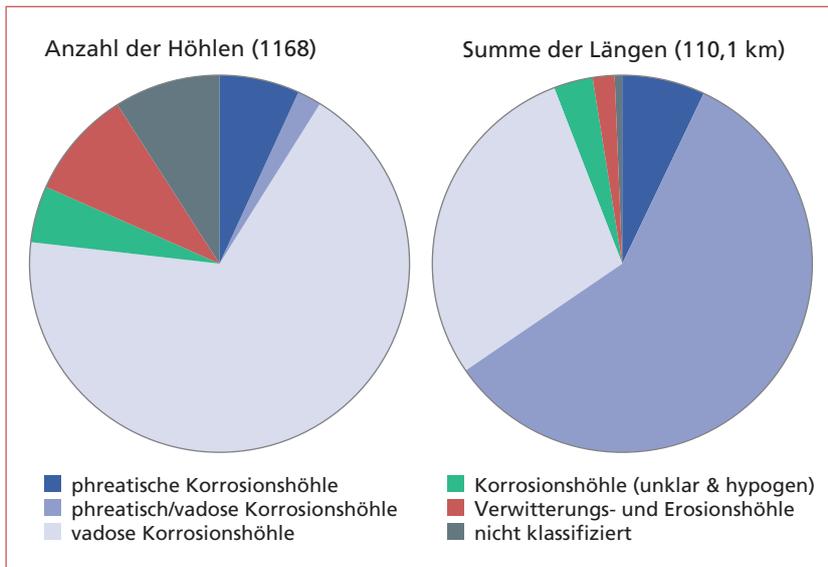


Abb. 2: Anteil der genetisch klassifizierten Höhlen nach Anzahl und Summe der Längen.  
Fig. 2: Portions of genetically classified caves according to number and length.

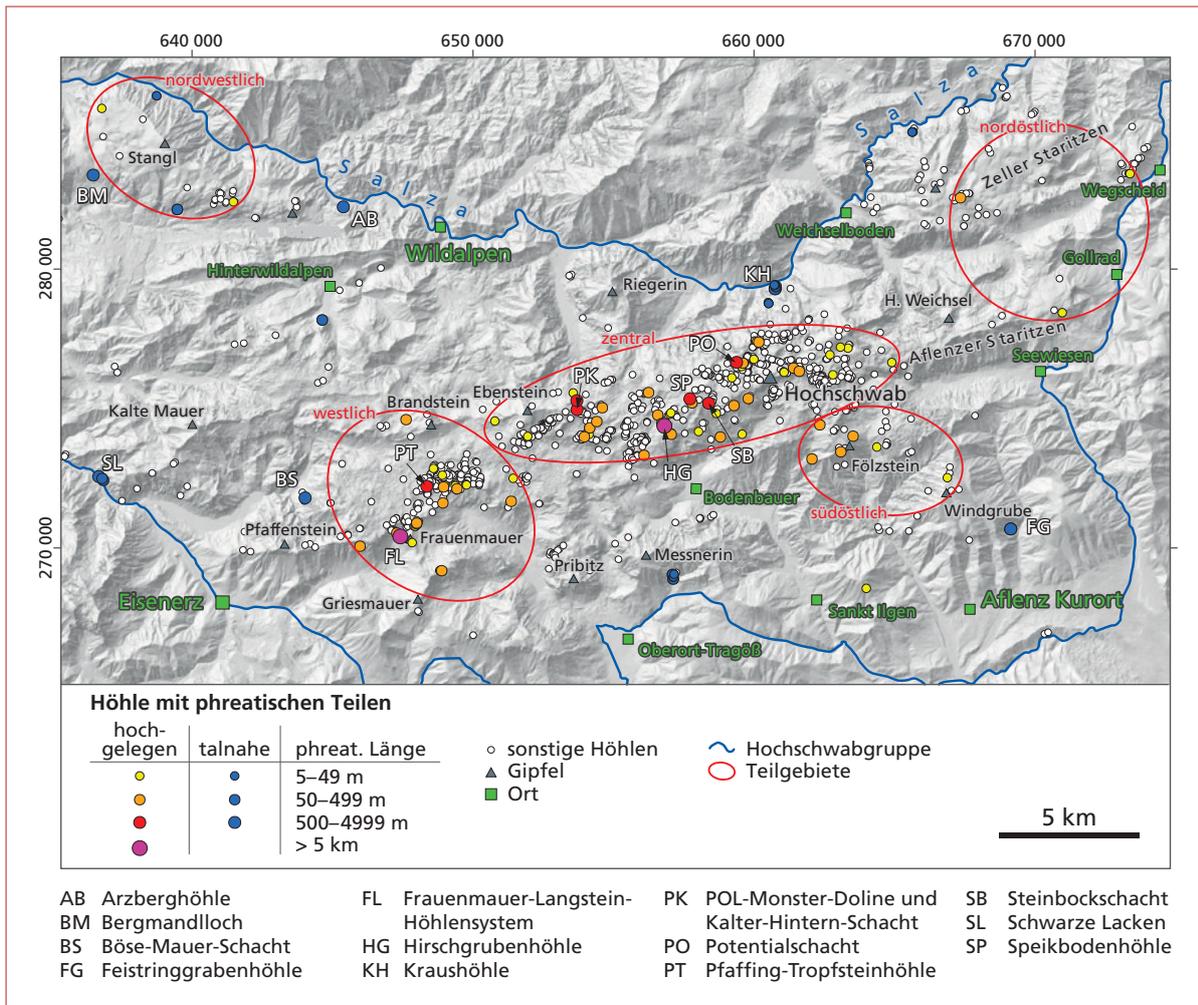


Abb. 3: Verteilung der Höhlen im Hochschwab mit bedeutenden phreatischen Teilen.

Fig. 3: Distribution of caves in the Hochschwab range with significant phreatic parts.

Koordinaten/coordinates: Bundesmeldenetz, M34; Höhlendaten/cave data: LVHK Stmk, LHWN, Eisenerzer HV und Höhlenbären; Höhenmodell/elevation model: Steiermärkische Landesregierung.

## Phreatischen Höhlenteile im westlichen Hochschwab

### Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem (FML) 1742/1

Das FML ist die siebent längste Höhle Österreichs und das mit Abstand ausgedehnteste System im Osten der NKA. Es erstreckt sich vom Langstein (1709 m) und der Frauenmauer (1828 m) nach Norden und Westen. Das polygenetische System besteht aus alten phreatischen Gängen und Labyrinth und wird immer wieder von jüngeren vadosen Schächten angeschnitten, deren Gerinne sich als vadoso Canyons in das ältere System einschneiden oder eigenständige Passagen bilden (Weißensteiner, 1980; Plan, 2016; Pacher et al., 2017). Laut der geologischen Karte (Bryda & van Husen, 2010) ist das FML in der PH-Schuppe angelegt. Die Schichtfolge ist tektonisch gestört, der komplexe Aufbau stellt sich folgendermaßen dar: Die Werfener Schichten treten im Bereich des Neuwaldeggsattels bis knapp über 1600 m Höhe auf und NE davon bis rund 1450 m. Darüber lagert geringmächtiger Gutensteiner Dolomit. Im ebenfalls eher geringmächtigen Steinalmkalk im Hangenden sind die vier Haupteingänge ausgebildet. Darüber ist Grafensteigkalk und vor allem Wettersteinkalk großflächig aufgeschlossen. Im südlichen Bereich treten Kalke der Sonnschien-Formation auf. Detaillierte geologische Untersuchungen aus dem FML fehlen, jedoch erwähnt Weißensteiner (1980) einen Aufschluss von Werfener Schichten im *Gutensteiner gang*. Die Schichten fallen generell gegen NW ein, was sich in der Anlage der Höhle widerspiegelt. Das zweite, für die Ausprägung der Gänge dominante Element sind zum

SEMP-System zählende Störungen, die NE-SW streichen. Dies ist quer zur heutigen generellen Entwässerungsrichtung, was zu sehr verschlungenen Wasserwegen führt.

Das System weist etliche bedeutende Gerinne auf. Das bedeutendste entspringt in der *Rux-Bux* (1520 m Höhe) nahe dem Eingang der Langsteinhöhle und hat verschiedene Namen. Es wird als *Langsteinbach* bzw. *Oberer- und Unterer Höllbach* bezeichnet, da es von einigen Zehnermeter langen Siphonen unterbrochen ist (Weißensteiner, 1980; pers. Mitt. Georg Pacher). Es verschwindet nach einer Horizontalentfernung von insgesamt 1,2 km im *Jausensiphon*. Dieser liegt im NW des Systems und ist der tiefste Punkt des FML in 1016 m Seehöhe. Ein bedeutender Zufluss kommt aus dem *Südwestlabyrinth*, der bis zur Einmündung in den *Langsteinbach* mehr als 1 km verfolgt ist (Abb. 4). Auch in den NE-Teilen der Höhle können bedeutende Bäche über mehrere 100 m verfolgt werden. Die Höhle entwässert mit großer Wahrscheinlichkeit nach Westen zu den Quellen in der Hinterseeau in 710 bis 730 m Höhe (Benischke & Strobl, 2006).

Im mittleren Abschnitt des *Langsteinbachs* im Bereich des *Mäandergangs* finden sich bis 0,5 m große Gerölle aus Werfener Schichten, was den Schluss zulässt, dass das System ursprünglich von Süden über Ponore gespeist wurde (Plan, 2016).

Der Erstautor kennt den *Durchgang*, das *Bärenlabyrinth* und die tagfernen Teile der Langsteinhöhle via *Walpurgisdom*, *Biwak 2*, *Biwak 4*, *Nordosttunnel* bis zum *Felixgang* im nördlichen Bereich des Systems sowie den oberen Horizontalteil der Langstein-Eishöhle.

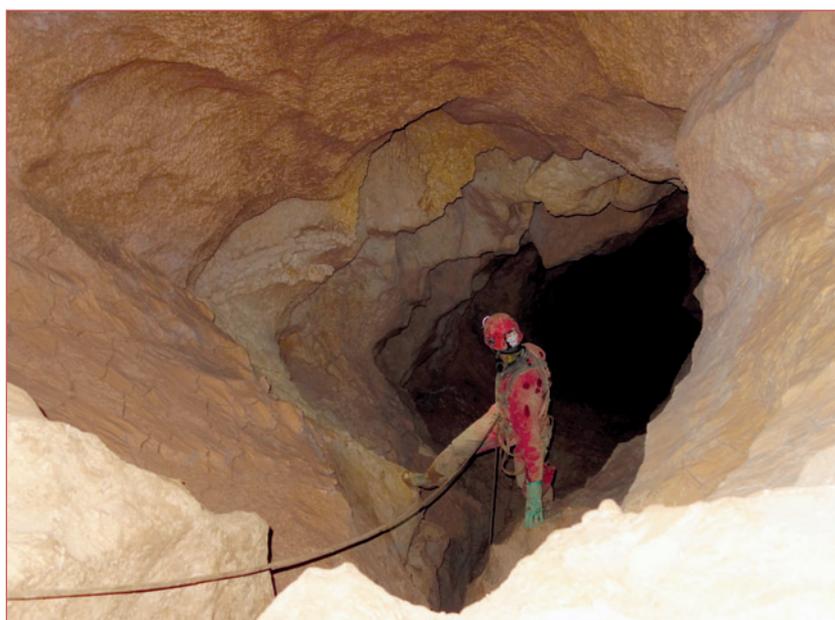


Abb. 4: Schlüssellochprofil im Südwestlabyrinth der Langsteinhöhle. In den paläophreatischen Gang hat sich ein vadoses Gerinne eingeschnitten.

Fig. 4: Keyhole profile in Südwestlabyrinth of Langsteinhöhle. A vadoso canyon has incised into the palaeophreatic tube. Foto: Johannes Wallner

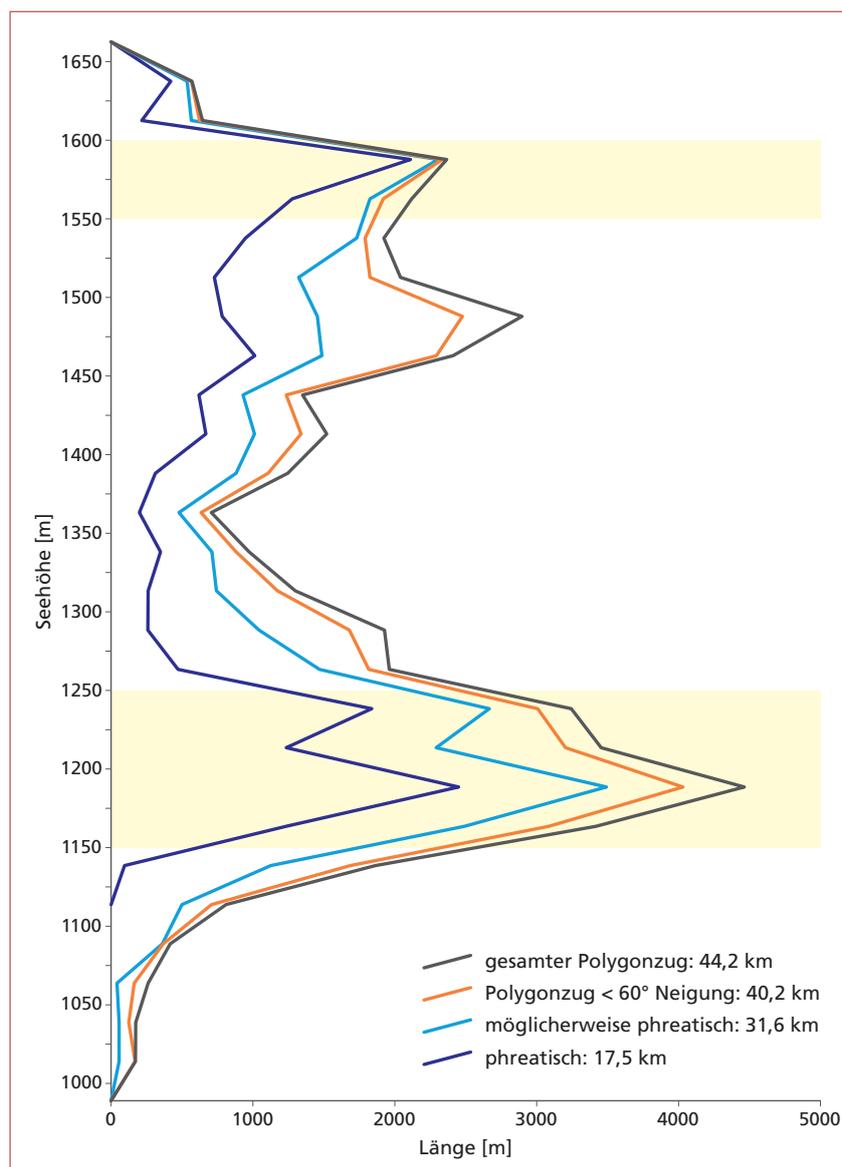


Abb. 5: Höhenverteilung der Messzuglängen im Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem. Die unterschiedlichen Kurven werden im Text erklärt. Höhenintervalle mit gehäuftem Auftreten phreatischer Teile sind hellgelb hinterlegt.

*Fig. 5: Vertical distribution of survey shot lengths in Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem. Elevation intervals with abundant phreatic parts are highlighted in yellow. For details see text.*

Methodisch wurde bei dieser mit Abstand längsten Höhle etwas anders vorgegangen. Zur Verfügung standen das aus den aktuellen Messdaten berechnete 3D-Modell und der Gesamtgrundriss im Maßstab 1:1500. Damit und aufgrund der Geländekenntnis wurden Höhlenteile mit Merkmalen für vadose, phreatische und unklare Entstehung unterschiedlich markiert. Ziel war es, die Unsicherheit in der Klassifikation abzuschätzen, um die Robustheit der Methode zu prüfen. Dafür wurden vier höhenabhängige Histogramme erstellt: (1) gesamter Polygonzug; (2) gesamter Polygonzug ohne Messzüge steiler als 60° Neigung; (3) Züge, die möglicherweise phreatische Teile repräsentieren. Sie beinhalten die phreatischen und die unklaren Züge < 60° Neigung; (4) Züge, die phreatische Teile repräsentieren (Abb. 5).

Der Vergleich der vier Histogramme zeigt, dass die phreatischen und möglicherweise phreatischen Teile eine ähnliche Verteilung haben. Hingegen liefert der gesamte Polygonzug bzw. der ohne die steilen Züge ein etwas anderes Bild. Dies zeigt, dass es zumindest für dieses Höhlensystem von Vorteil ist, nur die phreatischen Teile herauszufiltern und zu analysieren und nicht den gesamten Polygonzug oder näherungsweise alle Züge < 60° Neigung.

Die phreatischen Teile weisen ein relativ scharfes Maximum zwischen 1550 bis 1600 m auf und eine bedeutendere zweigipflige Häufung zwischen 1150 und 1250 m. Ob diese zwei Niveaus als vorflutgebunden interpretiert werden können, ist schwierig zu beantworten. Die zwei deutlichen Niveaus sprechen dagegen, dass die phreatischen Teile generell dem konti-

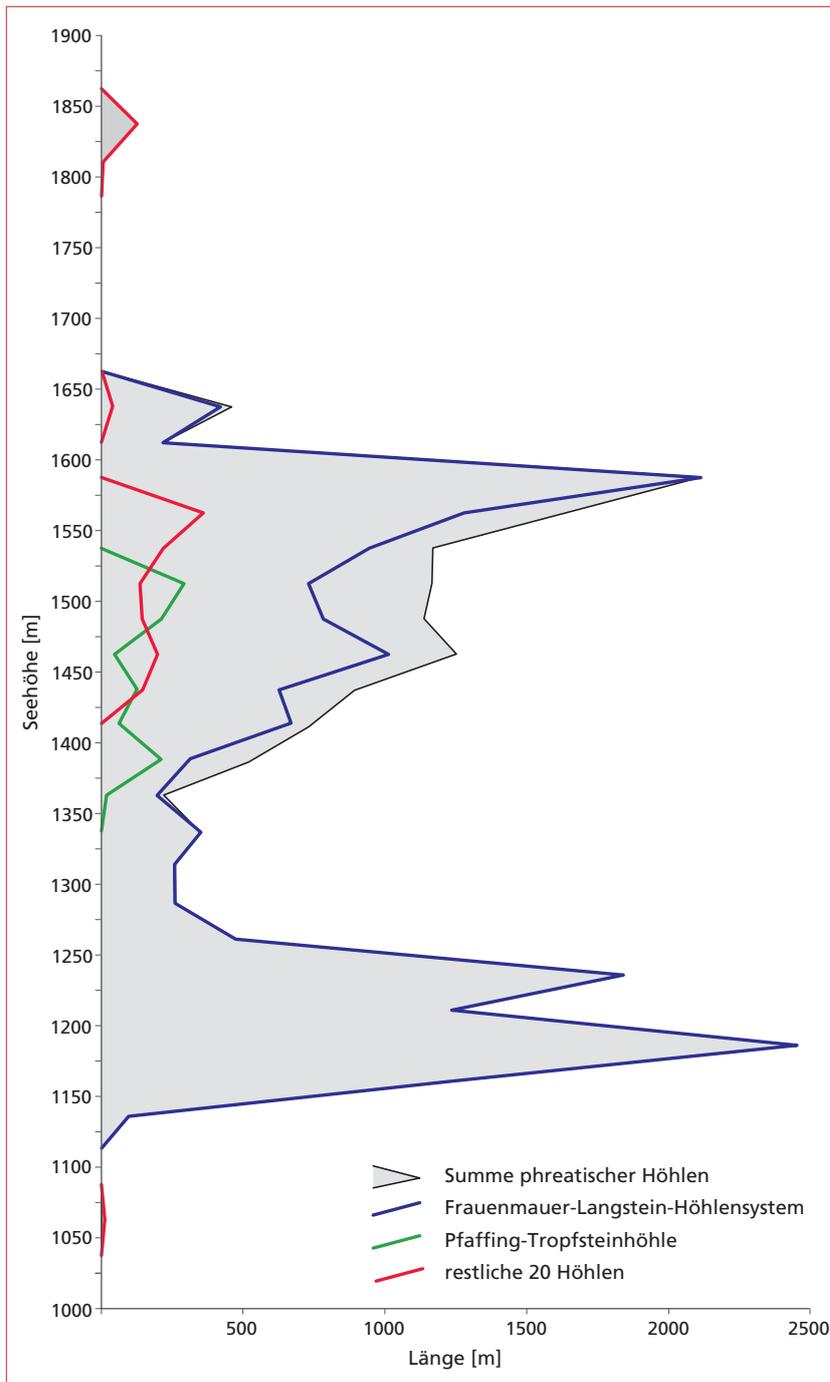


Abb. 6: Höhenverteilung der phreatischen Höhlenteile im westlichen Hochschwab.  
 Fig. 6: Vertical distribution of phreatic cave parts in the western Hochschwab.

nuierlichen Einfallen der unterlagernden relativen Karstwasserstauer folgen, was auf den ersten Blick von den über weite Strecken verfolgbaren Gerinnen suggeriert wird. Ein weiteres Argument gegen eine Bindung des unteren Niveaus an Wasserstauer ist, dass es deutlich über den heutigen Siphonzonen der tiefen Teile liegt. Dies gilt umso mehr für das höhere Niveau. Auch die Tatsache, dass das höhere in etwa mit dem höchsten Auftreten der Werfener Schichten an der

heutigen Oberfläche im Süden korreliert, ist kein starkes Argument für eine Bindung an Wasserstauer. Gegen zwei ausgedehnte vorflutgebundene Niveaus spricht, dass sie mit wenigen Ausnahmen weder lokal im westlichen Hochschwab noch regional in anderen Höhlen vertreten sind (siehe unten). Es liegen auch keine Beobachtungen zur Paläofließrichtung vor, die in Verbindung mit geologischen Daten eine zusätzliche Entscheidungshilfe wären.

### Pfaffing-Tropfsteinhöhle 1744/3

Dies ist die einzige hochgelegene Höhle mit ausgedehnten phreatischen Teilen, die den Autoren unbekannt ist. Der Einstiegsschacht öffnet sich im westlichen Hochschwab nördlich des Langsteins (1709 m). Er führt in einen Horizontalteil, der aufgrund der Pläne und der Beschreibung von Deckenkarren als phreatisch interpretiert wurde (Töpfl, 1983). Weiter in die Tiefe führende Canyon-Schacht-Folgen sind vados, aber schneiden wieder einen kleinen phreatischen Teil, die *Unterwelt*, an. Der Einstieg liegt nach Bryda & van Husen (2010) im Wettersteinkalk und die Werfener Schichten stehen 1 km SSE bis ca. 1460 m Höhe; weitere Hinweise zur Geologie gibt es nicht.

Die phreatischen Teile liegen zwischen 1350 und 1525 m, wobei das Maximum im oberen Bereich liegt (Abb. 6). Da vados Schächte noch bis rund 1200 m reichen, liegen sie deutlich oberhalb der Werfener Schichten und sind vermutlich vorflutgebunden. Die Maxima hier korrelieren nicht mit denen des FML.

### Restliche Höhlen mit phreatischen Teilen

Weitere 20 Höhlen des westlichen Hochschwab haben 1,4 km an phreatischen Teilen. Höhlen mit bedeutenden phreatischen Teilen in der Nähe des FML sind der Murrelgang (1744/9) und der Windgang (1744/69). Gemeinsam mit der 3,8 km ENE der Frauenmauer liegenden Hörndelalmhöhle (1744/100) und der 1,8 km westlich gelegenen Kohlerscharten-Höhle (1742/13), liegen die Teile zwischen 1500 und 1575 m und somit nur unwesentlich tiefer als das obere Maximum des FML.

Bei zwei westlich der Pfaffing-Tropfsteinhöhle gelegenen Höhlen (Kulmkar-Eishöhle, 1744/232 und der KULM-Höhle-215, 1744/215) sind die phreatischen Teile noch etwas tiefer (1425 bis 1500 m) ausgebildet; dieses Niveau korreliert gut mit dem der Pfaffing-Tropfsteinhöhle. Die phreatischen Teile der GRIE-Höhle-39 (1742/39) und einer weiteren Höhle auf der südlich des FML gelegenen, markant abgesetzten Griesmauer (2034 m) liegen mit 1800 bis 1850 m deutlich höher.

### Phreatische Höhlenteile im zentralen Hochschwab

#### Hirschgrubenhöhle 1744/450

Der obere phreatische Teil der Hirschgrubenhöhle wird durch eine Einsturzdoline betreten, die nördlich des Zinken (1926 m) liegt. Dieser subhorizontale Teil besteht aus kleineren Gängen, Schlüfen und einigen Raumerweiterungen sowie aus unbedeutenden Auf- und Abstiegen (Plan et al., 2019). Er weist über 380 m

Horizontalerstreckung auf. Zahlreiche vados Vertikalstrecken schneiden diesen Horizontalteil an, von denen zwei Schachtsysteme in eine tiefere Etage mit versturztgeprägten Gängen und Hallen leiten.

Der obere Horizontalteil ist im Dachsteinkalk sowie untergeordnet im Waxeneckdolomit der TF-Schuppe angelegt. In den vadosen Schachtsystemen wird die flach einfallende Grenze zur PH-Schuppe mit einer geringmächtigen Lage mergeliger Leckkogelschichten durchörtert. Tiefere versturztgeprägte Horizontalteile liegen im Wettersteindolomit, der vorwiegend als Kataklasit vorliegt.

Der obere phreatische Teil umfasst rund 4 km und zeigt ein deutliches Maximum bei  $1890 \pm 20$  m Seehöhe, wobei Ausläufer bis 1810 m hinunterreichen (Abb. 7 und 8). Seine große Ausdehnung und der unterschiedlich große Abstand zu den relativen Karstwasserstauern darunter machen entgegen früherer Interpretationen (Plan, 2004) eine vorflutgebundene Anlage wahrscheinlich. Das untere, 1 km an Strecken umfassende Niveau liegt zwischen 1730 und 1780 m. Die Anlage im Dolomit sowie die aktiven Gerinne mit Rückstauzonen sprechen hier eher für eine Gebundenheit an Wasserstauer.

#### Speikbodenhöhle 1744/650

Der Einstiegsschacht öffnet sich in einer ausgedehnten Altlandschaft SW vom Hochwart (2210 m). Er leitet in einen ausgedehnten subhorizontalen, phreatisch entstandenen Teil aus verzweigten und fallweise labyrinthisch angeordneten Gängen unterschiedlicher Dimensionen, denen Hallen und unbedeutende Abbrüche zwischengeschaltet sind (Plan et al., 2021). Ein unterlagerndes vadoses Canyon-Schacht-System reicht bis 257 m unter den Einstieg. Im Unterschied zur Hirschgrubenhöhle und dem Potentialschacht wurden grobklastische Sedimente wie Augensteine ebensowenig beobachtet wie markante paragene-tische Formen.

Die phreatischen Teile sind im lagunären Dachsteinkalk der TF-Schuppe entwickelt, wobei die meisten an eine nach Süden einfallende Störungszone (Fallrichtung/Fallwinkel: 190/30) gebunden sind. Sie stellt die Grenze zum unterlagernden Wettersteindolomit dar, der vermutlich zur PH-Schuppe gehört obwohl Bryda et al. (2020) die Grenze etwas nördlicher einzeichneten. Im Grundriss ist ersichtlich, dass diese Störung bevorzugt verkarstet und im Bereich der Höhle rund die Hälfte der Fläche von Hohlräumen eingenommen wird. Nur der südwestlichste Teil der Höhle ist an einer nach NE einfallenden Störung (045/45) entwickelt, die die nach Süden einfallende Störung abzuschneiden scheint.



Abb. 7: Phreatisches Profil im oberen Niveau der Hirschgrubenhöhle zwischen 3. Querung und Rampe. Es ähnelt einem gewöhnlichen Schlüssellochprofil, bei dem sich ein vadoser Canyon eingeschnitten hat, aber die räumliche Anlage und die Verteilung der Sedimentreste zeigen, dass die Form durch Paragenese geprägt ist. In diesem Bereich wurde die Sedimentprobe HH11 genommen.

*Fig. 7: Phreatic profile in the upper level of Hirschgrubenhöhle between 3. Querung and Rampe. It resembles a common keyhole profile, where a vadose canyon had incised. The morphology and the distribution of sediment remnants show, however, that this passage formed paragenetically. Sediment sample HH11 was taken in this part of the cave. Foto: Lukas Plan*

Das phreatische Horizontalniveau ist auf  $2080 \pm 40$  m Seehöhe entwickelt und somit etwas über dem des 2 km entfernten Potentialschachts. Da nur der Nordteil von Dolomit unterlagert wird, wird dieses Niveau als vorflutgebunden interpretiert.

#### Potentialschacht 1744/475

Die Höhle liegt nördlich vom Zagelkogel (2255 m) am Nordrand eines ausgedehnten Plateaus an den Abbrüchen zum Salzatal. Eine Folge von vadosen Schächten und Canyons leitet in ein komplex 3D-angeordnetes System von Hallen, Gängen und kurzen Schächten (Plan & Baron, 2021). Die Teile sind phreatisch entstanden und stark versturztgeprägt.

Die Höhle ist in der PH-Schuppe entwickelt, wobei der größere Anteil im Wettersteindolomit ausgebildet ist, während Wettersteinkalk der Riff-Fazies nur sporadisch auftritt. Zahlreiche z.T. aktive Störungen und entsprechende Kataklasite verkomplizieren das Bild.

Augensteine und andere Sedimente sind häufig und führten vielerorts zu paragenetischen Formen. Die phreatischen Teile sind fast ausschließlich in einem Niveau auf  $2010 \pm 25$  m Seehöhe entwickelt. Obwohl es teilweise den Eindruck macht, dass der Kalk eher den Dolomit überlagert, ist es aufgrund der komplexen Tektonik unwahrscheinlich, dass letzterer einen durchgehenden Stauer darstellt, womit die phreatischen Teile eher als vorflutgebunden interpretiert werden. Das Niveau überschneidet sich mit dem der Speikbodenhöhle, wobei bei dieser das Maximum rund 50 m höher liegt (Abb. 8).

#### Steinbockschacht 1744/599

Südlich vom Hochwart öffnet sich der Einstiegschacht der tiefsten Höhle des Hochschwab in einem glazial geformten Hochtal, dem Rauchtal. Schon in wenigen Zehnermetern Tiefe wird ein wenig verzweigter phreatischer Teil erreicht. An dessen Ende ziehen

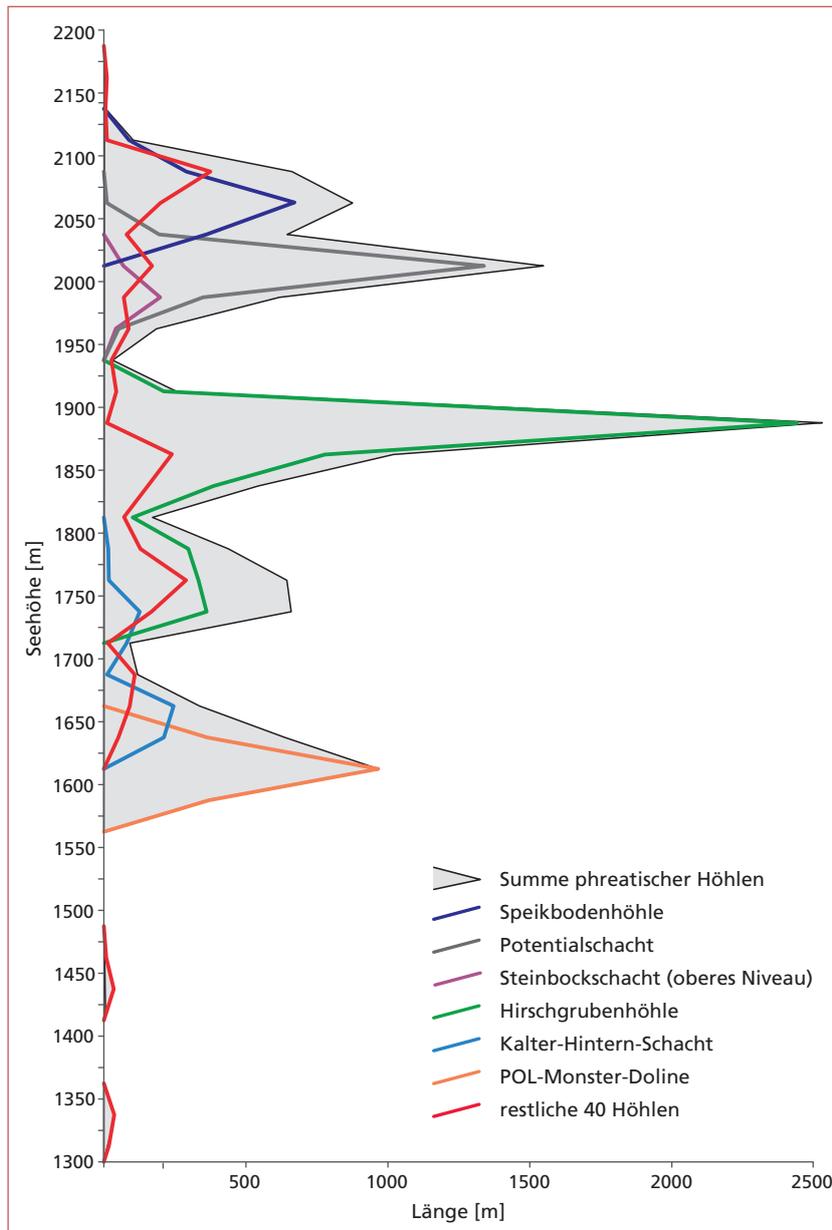


Abb. 8: Höhenverteilung der phreatischen Höhlenteile im zentralen Hochschwab. Das untere Niveau des Steinbockschachts (rund 950–1050 m) ist nur in Abb. 10 dargestellt.  
 Fig. 8: Vertical distribution of phreatic cave parts in the central Hochschwab. The lower level of Steinbockschacht (ca. 950–1050 m a.s.l.) is only shown in Fig. 10.

teilweise parallele, bis zu 250 m tiefe vadose Schächte und Canyons hinab, die in 1050 m Seehöhe (–970 m Tiefe) auf einen weiteren kleinräumigen phreatischen Teil treffen. Dieser wird teilweise von einem Gerinne durchflossen, das einem Quellsiphon entstammt und in einem unbefahrbar schmalen Spalt verschwindet. Der Einstieg ist im Dachsteinkalk und der obere phreatische Teil im Dolomit (vermutlich Wettersteindolomit) ausgebildet. Beide gehören zur TF-Schuppe. In 1940 m Seehöhe wird die Störung (Überschiebung?) zur unterlagernden PH-Schuppe durchörtert und bis 1690 m ist die Höhle im Grafensteigkalk angelegt, wo sie in Wettersteinkalk in Riffhang-Fazies übergeht, der bis zum tiefsten Punkt ansteht.

Der obere phreatische Teil umfasst rund 320 m an Strecken und ist auf  $1985 \pm 25$  m ausgebildet. Er war wahrscheinlich vorflutgebunden, da knapp unterhalb die Schuppengrenze mit dem Wechsel zum gut verkarstungsfähigen Grafensteigkalk liegt. Der untere 250 m lange phreatische Teil ist in  $1000 \pm 50$  m ausgebildet und schon relativ nahe am erwarteten Niveau des Karstwasserspiegels.

#### POL-Monster-Doline 1744/390

Östlich vom Hinteren Polster (2057 m) öffnet sich eine Schachtdoline mit 100 x 60 m Durchmesser und Schneeverchluss in rund 60 m Tiefe (Plan, 2016). In einer Seitenwand setzt eine Folge von bis zu 209 m

tiefen Schächten an, die den Schneekörper umgeht und in 375 m Tiefe die *KaMiLuMa-Halle* erschließt. Sie misst 130 x 135 m und Blöcke bis zur Größe eines Einfamilienhauses und ein gewaltiger Geröllkegel prägen das Bild. An sie schließen kurze versturzte Gänge und kleinere Hallen an, die bald im Versturz enden. Die oberen Teile sind im Wettersteinkalk entwickelt, die großen Hallen im Wettersteindolomit. Beide gehören der PH-Schuppe an. Die Raumformen sind fast ausschließlich versturztgeprägt. Allochthone Sedimente wurden nicht beobachtet.

Vermutlich sind die tiefen Teile phreatisch entstanden, obwohl auch hier die Erosion von Dolomitekataklasit maßgeblich zur Hohlraumbildung beigetragen hat. Sie liegen in 1610 +50/-20 m Höhe. Ob sie an ein ehe-

maliges Vorflutniveau gebunden waren oder an den Dolomit als relativen Karstwasserstauer, ist fraglich.

#### Kalter-Hintern-Schacht 1744/535

Der Kalte-Hintern-Schacht öffnet sich in einer karähnlichen Form nördlich der POL-Monster-Doline. Der schräge Einstiegsschacht leitet in einen eher horizontalen Teil, der mit zwei Stufen 70 m in einen deutlich geräumigeren Horizontalteil abbricht, der stark versturztgeprägt ist (Abb. 9).

Rund 80 Horizontalmeter trennen ihn von den tiefen Teilen der POL-Monster-Doline, die in etwa derselben Höhe liegen. Nur der Einstieg ist im Wettersteinkalk entwickelt; die tieferen Teile liegen analog zur POL-Monster-Doline im Dolomit.

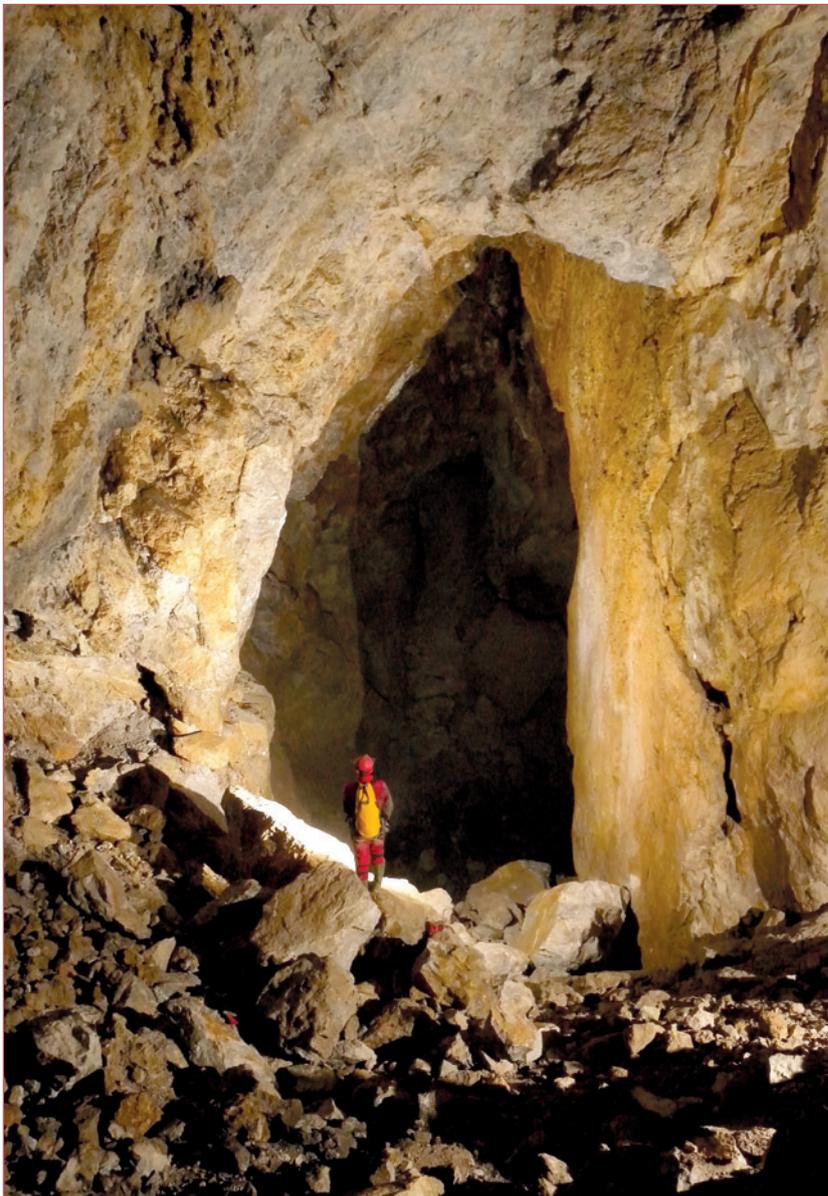


Abb. 9: Die geräumigen phreatischen Teile des Kalter-Hintern-Schachts sind vorwiegend im Wettersteindolomit ausgebildet.  
*Fig. 9: The spacious phreatic parts of Kalter-Hintern-Schacht are mainly developed in dolomite of the Wetterstein Formation.*

Foto: Lukas Plan

Der obere phreatische Teil hat die meisten Gänge auf 1750 m und der untere auf 1650; beide umfassen ca. 50 Höhenmeter. Ihre Vorflutgebundenheit ist ähnlich ungewiss wie bei der POL-Monster-Doline.

#### Restliche Höhlen mit phreatischen Teilen

Neben den sechs genannten wurden in weiteren 40 Höhlen im zentralen Hochschwab phreatische Teile im Umfang von 5,0 km festgestellt. Es fällt auf, dass die Maxima gut mit einzelnen der ausgedehnten phreatischen Höhlen korrelieren (Abb. 8). Das Maximum bei 1750–1775 m stimmt mit dem unteren Niveau der Hirschgrubenhöhle überein. Es ist vorwiegend durch

den Schrägschacht (1744/442) und die Öhler-Eishöhle (1744/395) bedingt, die beide rund 2,5 km westlich der Hirschgrubenhöhle liegen. Der Peak bei 1850–1875 m korreliert mit dem des oberen ausgedehnten Niveaus der Hirschgrubenhöhle. Dieses tritt vorwiegend in nahegelegenen Höhlen (max. 1,2 km Entfernung) auf: Anu-Schacht (1744/753), Wisenthöhle (1744/65), Karlsteinhöhle (1744/515) und Nachtjammerhöhle (1744/449). Ein Maximum knapp unter 2100 m stimmt mit dem der Speikbodenhöhle überein. Verantwortlich ist der G'hacktsteinschacht (1744/14) 2,1 km östlich davon, in dem 0,4 km an teils großräumigen phreatischen Gängen entwickelt sind.

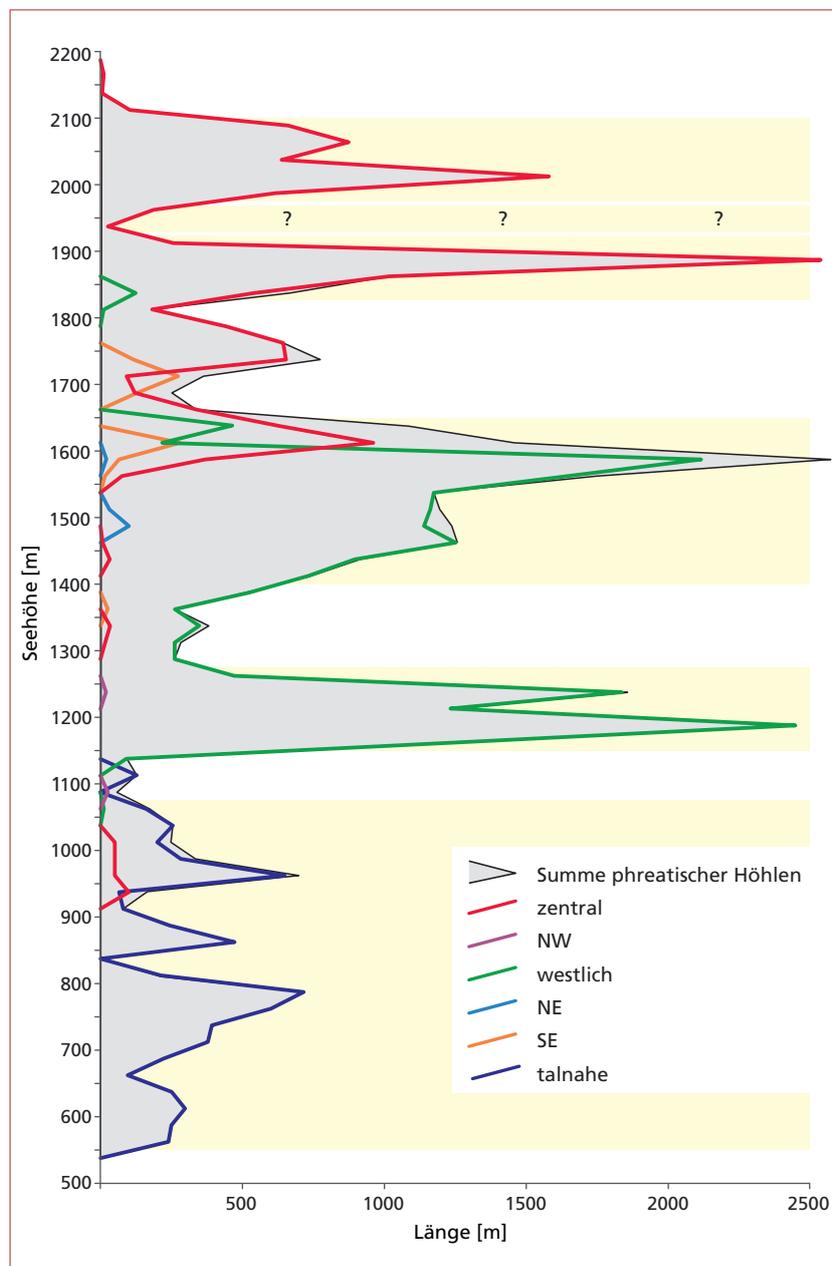


Abb. 10: Höhenverteilung der phreatischen Höhlenteile in den Teilgebieten der Hochschwabgruppe. Höhenintervalle mit gehäuftem Auftreten phreatischer Teile sind hellgelb hinterlegt. Die vermutete Verbindung im höchsten Intervall ist mit Fragezeichen markiert.  
 Fig. 10: Vertical distribution of phreatic cave parts in different areas of the Hochschwab range. Elevation intervals with abundant phreatic parts are highlighted in yellow. The supposed connection within the highest interval is marked by question marks.

### Phreatische Höhlenteile im NW, NE und SE der Hochschwabgruppe

In diesen drei Teilgebieten gibt es nur wenige, relativ unbedeutende, hochgelegene Höhlen mit phreatischen Teilen (Abb. 10). Im NW sind es zwei Höhlen mit zusammen 50 m an phreatischer Länge. Im NE sind es drei mit insgesamt knapp 180 m. Davon erwähnenswert ist der Ochsenbühelschacht (1747/15) in rund 1500 m Höhe.

Im SE rund um den Fölzstein (1946 m) und die Windgrube (1809 m) gibt es sieben Höhlen mit zusammen 1,1 km phreatischer Länge. Diese Teile sind in zwei Niveaus arrangiert. Das untere um 1600 m ist vorwiegend durch die Komfort-Grathöhle (1745/100) repräsentiert, das obere um 1725 m durch die Domeniggöhle (1745/61) und die Schafleitenhöhle (1745/14).

### Vergleich der Teilgebiete

Abbildung 10 zeigt die Summen aller phreatischen Höhlenteile der Teilgebiete der Hochschwabgruppe sowie alle talnahen Höhlen. Letztere treten vorwiegend unterhalb von 1075 m Höhe auf und zeigen wie erwartet keine deutliche Häufung. Auch das untere Niveau im Steinbockschacht im zentralen Hochschwab fällt in dieses Höhenintervall und entspricht der Zunahme der roten Kurve in Abbildung 10 im Bereich von 900–1000 m Höhe.

In mittleren Höhenlagen gibt es zwei Häufungen mit Peaks um 1200 und 1600 m, die vorwiegend durch das FML bedingt sind. Lediglich in den oberen Höhenlagen fallen auch Teile aus dem zentralen (POL-Monster-Doline) und SE Hochschwab (Komfort-Grathöhle). Darüber gibt es zwei deutliche Maxima (1875 und 2000 m), die nur im zentralen Hochschwab auftreten. Gesamt betrachtet besteht also kaum eine Korrelation zwischen den Teilgebieten.

### Einschwemmalter der Hirschgrubenhöhle

Die verwendeten Konstanten zur Altersberechnung samt zugehöriger Referenzen (Produktionsrate der kosmogenen Nuklide sowie der Zerfallsrate) sind in Neuhuber et al. (2021, Tab. 4) zusammengefasst. Die Altersberechnung folgte Granger et al. (2013) unter Verwendung des Excel add-in cosmocalc (Vermeesch, 2007) unter der Verwendung des scalings von Stone (2000). Die Messergebnisse finden sich in Tab. 2 und Abb. 11. Das kosmogene  $^{10}\text{Be}$  ist mit etwas über 11000 Atomen pro g Quarz sehr gering, ebenso ist der  $^{26}\text{Al}$ -Gehalt mit unter 6000 Atomen pro g Quarz sehr niedrig. Durch die Verwendung von 65 g Quarz in Kombination mit einer neuen Detektionsmethode am Teilchenbeschleuniger VERA (Lachner et al., 2021) konnte trotz der niedrigen Konzentrationen ein Alter berechnet werden. Die Berechnung des Zeitpunktes des Eintritts der Quarzgerölle in die Höhle (Einschwemmalter) von  $5,3 \pm 0,9$  Ma geht von einem  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnis an der Oberfläche von 6,8 aus, das sich seit dem Zeitpunkt des Einschwemmens verringert hat.

Weiters kann die Denudationsrate des Einzugsgebietes für den Zeitraum vor dem Einschwemmen der Komponenten berechnet werden. Unter Verwendung einer hypothetischen Einzugsgebietshöhe von ca. 2000 m, das zur heutigen Höhe der Höhle passt, wurde eine Denudationsrate von ca. 320 m/Ma ermittelt. Allerdings führt ein vermutlich niedrigeres Einzugsgebiet – laut Frisch et al. (2002) waren die NKA vor 5–10 Ma noch deutlich niedriger als heute – zu niedrigeren Denudationsraten von ca. 230 m/Ma (für eine Einzugsgebietshöhe von 300 m).

Der Geländebefund legt nahe, dass die beprobten Augensteine noch an dem Ort, wo sie während der phreatischen Entstehungsphase abgelagert wurden, liegen und später nicht umgelagert wurden. Da speläogenetische Modellierungen nahelegen, dass sich phreatische

Tab. 2:  $^{10}\text{Be}$ - und  $^{26}\text{Al}$ -Konzentrationen, Parameter zur Berechnung und Alter.  
Tab. 2: Concentrations of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ , parameters for calculation and age.

	HH11	Blindprobe
Masse Quarz	65,219 g	–
Masse Be-Träger (entspricht ca. 40 µl der 6 645 ppm Be-Lösung)	292,15 µg	294,14 µg
$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (AMS)	$4,50 \pm 0,76 \text{ E-14}$	$6,91 \pm 4,58 \text{ E-15}$
$^{10}\text{Be}$ Atome gesamt	$743\,659 \pm 17,0 \%$	$134\,713 \pm 66,4 \%$
$^{10}\text{Be}$ Atome/g Quarz, Blindprobe abgezogen	$11\,403 \pm 2318$	–
$^{27}\text{Al}/^{26}\text{Al}$ (AMS)	$1,25 \pm 0,21 \text{ E-14}$	$1,1 \pm 0,5 \text{ E-15}$
$^{27}\text{Al}$ – Masse total Al	1,92 mg	1,52 mg
$^{26}\text{Al}$ Atome gesamt	$387\,069 \pm 11,7 \%$	$37\,349 \pm 45,8 \%$
$^{26}\text{Al}$ Atome/g Quarz, Blindprobe abgezogen	$5\,935 \pm 17,8 \%$	–
Alter (6,8 Initialverhältnis $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ )	$5,3 \pm 0,9 \text{ Ma}$	

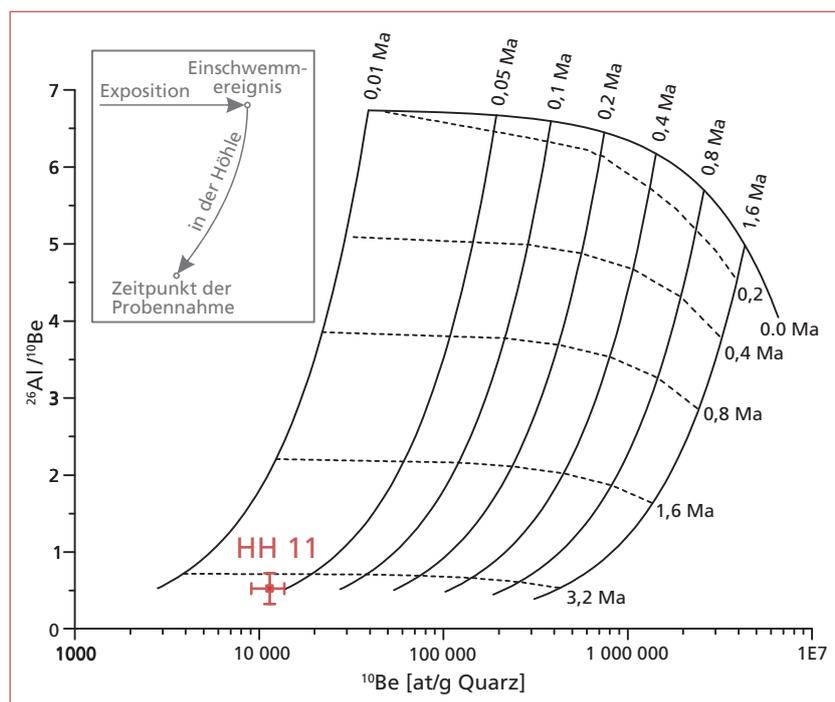


Abb. 11: Darstellung des Einschwemmaltes im Al/Be versus Be-Feld (burial diagram). Das graue Inset zeigt die theoretische Entwicklung der Isotopenverhältnisse einer Probe von der Expositionsphase über den Zeitpunkt des Einschwemmens bis zur Probennahme. Die Isotopenverhältnisse folgen zuerst der annähernd waagrechten Linie bis zum Transport in den Untergrund, danach bestimmt der Zerfall von  $^{26}\text{Al}$  und  $^{10}\text{Be}$  die Konzentrationen.

Fig. 11: Illustration of the burial age in the Al/Be versus Be-realm (burial diagram). The grey inset shows the theoretical development of isotope ratios of a sample from the exposure phase to the time of burial and sampling. The isotope ratios first follow the approximately horizontal line until transport into the subsurface, after which the decay of  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$  determines the concentrations.

Gänge in einigen zehntausend Jahren bilden (Dreybrodt et al., 2005), kann davon ausgegangen werden, dass das errechnete Einschwemmalter, das als Mindestalter der Entstehung des betreffenden Höhlenganges anzusehen ist, nur unwesentlich vom tatsächlichen Entstehungsalter des Ganges bzw. des Niveaus abweicht.

Unter der Annahme, dass die phreatischen Teile im oberen Horizontalsystem nahe der Karstwasseroberfläche im Niveau des Vorfluters gebildet wurden und dass die Quarzgerölle zu diesem Zeitpunkt einge-

schwemmt wurden, lässt sich die Rate berechnen, mit der sich das Gebirge gehoben bzw. das Salzatal eingeschnitten hat. Die Salza im Norden beim Ort Gschöder liegt auf 635 m Seehöhe und der Probennahmepunkt in 1875 m, was eine Differenz von 1240 m ergibt. Dies ergibt 234 m/Ma (also rund 0,25 mm pro Jahr) an Hebung bzw. Eintiefung. Unter Berücksichtigung, dass das Sediment erst später in die Höhle eingeschwemmt wurde und das tatsächliche Alter der Höhle größer sein kann, ist dies als Mindestwert zu betrachten.

## DISKUSSION

### Methodik

Statistisch betrachtet ist der Datensatz räumlich sehr heterogen verteilt (Abb. 3) und phreatische Teile beschränken sich auf wenige relativ kleine Gebiete. Weiters sind die phreatischen Längen sehr ungleich auf die Höhlen verteilt. Von den gesamt 40,2 km an phreatischer Länge entfallen 17,5 km auf das FML und 17,3 km auf weitere 13 Höhlen mit mehr als 0,5 km phreatischer Länge (Tab. 1). Die restlichen 94 Höhlen mit bedeutenden phreatischen Teilen machen nur 5,4 km (13,4 %) aus. Diese Einschränkung schwächt die Aussagekraft der Analyse und die Interpretierbarkeit. Dies trifft auf Gebiete im zentralen Teil der NKA, wo phreatische Höhlen deutlich häufiger sind, weniger zu (z.B. Knapczyk, 1985).

Da der Hochschwab von vadosen Höhlen dominiert wird (Abb. 2), wurde von uns angestrebt, nur phreatische Teile zu analysieren. Es muss eingeräumt werden, dass die Unterscheidung von vadosen und phreatischen Teilen fehlerbehaftet sein kann, vor allem wenn sie nur anhand von Plänen erfolgt. Trotzdem erscheint eine Differenzierung vor allem in diesem Gebiet wichtig. Bei früheren Arbeiten zu Höhlenniveaus (Knapczyk, 1985; Kuffner, 1998) wurde dies größtenteils nicht gemacht. Auch für das einzige große Höhlensystem der Hochschwabgruppe, das FML, hat die differenzierte Analyse gezeigt, dass es ein schärferes und deutlicheres Bild der Höhlenniveaus ergeben kann, wenn die vadosen Teile exkludiert werden. Deutlich schwieriger ist es abzuschätzen, ob eine Häufung phreatischer Teile in einem Höhenintervall

ein ehemals vorflutgebundenes Höhlenniveau darstellt oder aufgrund von unterlagernden Wasserstauern auftritt. Dies trifft vor allem für die tektonisch kompliziert aufgebaute Hochschwabgruppe zu, ist aber mitunter auch für andere Karstmassive der NKA relevant und wurde bisher kaum bei der Analyse von Höhlenniveaus berücksichtigt.

### Höhlenniveaus in der Hochschwabgruppe

Wie schon erläutert, ist unklar, ob die zwei deutlichen Niveaus im FML an ehemalige Vorflutniveaus gebunden sind oder an relative Wasserstauer. Für das untere Niveau des FML (1150–1250 m) ist die Bindung an einen Vorfluter weniger wahrscheinlich, da es keine Entsprechung in anderen Teilen der Hochschwabgruppe gibt (Abb. 10).

Das obere Niveau des FML hat seinen Peak zwischen 1550 und 1600 m (Abb. 5). Es korreliert aber mit Teilen nahegelegener Höhlen und mit wenigen aus dem zentralen Hochschwab und macht in Summe ein Intervall zwischen 1400–1650 m aus (Abb. 10). Vor allem weil sich die beiden großen Höhlen ohne offensichtliche Barriere weiter in die Tiefe entwickelten, wird dieses Niveau als eher vorflutgebunden eingeschätzt. Die beiden großen Höhlen des zentralen Hochschwab in diesem Niveau (POL-Monster-Doline und Kalter Hintern Schacht) sind aber wahrscheinlich an Dolomit im Liegenden gebunden.

Bezüglich dieser beiden Niveaus könnte eingewandt werden, dass es sich um ein Forschungsartefakt handelt. Das Höhenintervall des unteren Niveaus ist an der Oberfläche des zentralen Hochschwab nur in den steilen Flanken aufgeschlossen, aus denen wenige Höhlen bekannt sind, obwohl schon einige Gebiete abgesucht wurden. Hingegen ist das Intervall des oberen Niveaus auf dem Sonnshienplateau und in einigen nordseitigen Karen gut abgesucht und es sind etliche vadose Höhlen bekannt. Insofern ist anzunehmen, dass das Fehlen phreatischer Höhlen im zentralen und östlichen Hochschwab unterhalb von 1550 m Höhe vorwiegend kein Forschungsartefakt ist.

Oberhalb von 1825 m Höhe treten zwei deutliche Niveaus auf, die von wenigen Höhlen herrühren, die vorwiegend im zentralen Hochschwab liegen. Das untere liegt zwischen 1825 und 1925 m (Abb. 10) und spiegelt vorwiegend die Hirschgrubenhöhle, weitere kleinere Höhlen im zentralen Hochschwab und zwei Höhlen auf der Griesmauer im westlichen Hochschwab wider. Das obere (1975–2100 m) ist ausschließlich im zentralen Hochschwab ausgebildet und hat wiederum ein durch den Potentialschacht bedingtes Maximum um 2000 m und einen durch die Speik-

bodenhöhle und den G'hacktsteinschacht bedingten zweiten Peak um 2050 m. Zum unteren trägt der Steinbockschacht bei und zu beiden weitere kleinere Höhlenteile im zentralen Hochschwab. Obwohl es sich bei dem Intervall zwischen 1825 und 2100 m um zwei getrennte Niveaus handeln könnte, wird es aufgrund der nach wie vor geringen Dichte an phreatischen Höhlen und des dadurch bedingten statistischen Rauschens als ein Niveau betrachtet. Obwohl bei den meisten Höhlen auch Dolomite und andere Wasserstauer auftreten, wird angenommen, dass es sich um ein vorflutgebundenes Niveau handelt.

### Alter und Taleintiefung

Das mittels kosmogener Nuklide ermittelte Alter von  $5,3 \pm 0,9$  Ma ist ein erster Hinweis auf die lange Entstehungsgeschichte der hochgelegenen phreatischen Höhlen im zentralen Hochschwab. Es wird von Höhlensintern insofern unterstützt, als sowohl in der Hirschgrubenhöhle (Spötl et al. 2007) als auch im Potentialschacht (Plan & Baron, 2021) Proben mit der Th/U-Methode analysiert wurden, die jenseits der Datierungsgrenze der Methode von rund 0,5 Ma lagen und ein hohes Alter der Höhlen belegen.

Vergleicht man die aus der Hirschgrubenhöhle abgeleitete Eintiefungs- bzw. Hebungsrate von 234 m/Ma mit anderen aus den NKA (Häuselmann et al., 2020), so ist dies ein hoher Wert. Nur aus der Gamsställe (1511/237, Tennengebirge), wo es vermutlich zu einer eiszeitlichen Einschwemmung der Sedimente kam, wurde eine deutlich höhere Rate von 780 m/Ma ermittelt. Der Wert von 214 m/Ma aus der Tantalhöhle (1535/30, Hagengebirge) ist der der Hirschgrubenhöhle am ähnlichsten. Die Alter und Höhenunterschiede aus der Dachstein-Mammuthöhle ergaben Werte von 195 und 139 m/Ma (Häuselmann et al., 2020). Im Gegensatz dazu ergaben Untersuchungen aus dem ehemals nicht vergletscherten Mittelsteirischen Karst entlang des Murtals Raten von rund 100 m/Ma für einen ähnlichen Zeitraum (Wagner, 2011).

### Vergleich der Niveaus mit anderen Gebieten

Phreatische Höhlenteile treten in der Hochschwabgruppe nur punktuell auf, und ihre Dichte ist verglichen mit anderen gut dokumentierten Gebieten der zentralen NKA sehr gering. Beispielsweise ist es in der Klassischen Tauplitz-Schachtzone im Südostmassiv des Totes Gebirges eine Ausnahme, wenn einer der zahlreichen vadosen Schächte die darunterliegenden phreatischen Teile nicht anschnidet, sofern er bis in die notwendige Tiefe verfolgt werden kann (Herrmann, 1993).

Ein Vergleich mit den zentralen Teilen der NKA (Knapczyk, 1985; Fischer, 1990; Frisch et al., 2002) zeigt, dass zumindest das Quellhöhlenniveau problemlos mit den hier als talnahe Höhlen bezeichneten Objekten unterhalb von 1075 m Höhe korreliert werden kann. Da die für diese Höhlen relevanten Vorfluter in einem zu großen Höhenintervall (zwischen 550 und 920 m) liegen, ist keine deutliche Häufung im Histogramm zu erkennen (Abb. 10). Auch für die Hochschwabgruppe kann angenommen werden, dass es sich bei den talnahen Höhlen um pleistozäne bis rezente Bildungen handelt.

Das untere, eher nicht vorflutgebundene Niveau des FML (um 1200 m) hat kein Pendant in den zentralen NKA. Es liegt zwischen dem „Bergerhöhlenniveau“ (rund 900-1000 m Seehöhe; Knapczyk, 1985) und dem Riesenhöhlenniveau, das vorwiegend zwischen 1200 und 1800 m Höhe ausgebildet ist (Fischer, 1990). Diesbezüglich ist eine Diskrepanz zur Abb. 20 in Frisch et al. (2002) anzumerken, in der für das Steinerne Meer das Riesenhöhlenniveau bis ca. 2300 m markiert ist. Denneborg (2011, 2016) interpretiert aber die ausgedehnten Horizontalteile des Kolkbläser-Monsterhöhle-System (1331/25) und benachbarter Höhlen (in Summe 53 km) zwischen 1900 und 2200 m als Ruinenhöhlenniveau.

Jedenfalls korreliert das vorwiegend im FML ausgeprägte Intervall zwischen 1400 und 1650 m gut mit dem

Riesenhöhlenniveau. In den unmittelbar westlich der Hochschwabgruppe gelegenen „Südlichen Gesäusebergen“ (Untergruppe 1710) stellten Herrmann & Fischer (2013: 299) jeweils zwischen 300 und 400 m an phreatischer Länge pro 100 m Höhenintervall zwischen 1300 und 1600 m Seehöhe fest. Dies würde ebenfalls mit dem oberen Niveau des FML übereinstimmen. Die beiden hochgelegenen Niveaus über 1800 m passen höhenmäßig am besten zum Ruinenhöhlenniveau, das Frisch et al. (2002) zwischen 1650 und 2400 m stellen, wobei sich die tieferen Intervalle (unter 1900 m Höhe) in den nördlichen Gebirgsgruppen wie Untersberg (siehe auch Zagler, 2016) und westliches Totes Gebirge (Kuffner, 1998) finden.

Wenn man das Einschwemmalter der Augensteine in die Hirschgrubenhöhle als ungefähren Bildungszeitraum der betreffenden Höhlengänge akzeptiert, dann würde es im Modell von Frisch et al. (2002) für eine Zugehörigkeit zum Riesenhöhlenniveau sprechen, auch wenn sie aufgrund der Höhenlage mit dem Ruinenhöhlenniveau korrelieren. Hier ist jedoch anzumerken, dass die von Frisch et al. (2002) postulierte Bildung des Ruinenhöhlenniveaus vor der Sedimentation der Augensteine (vor rund 35 Ma) aus Sicht der Autoren nur schwach begründet ist, und es dafür bisher keine ausreichenden Geländedaten und keine Datierungen gibt, zumal für diese Zeitspanne auch kaum Datierungsmethoden existieren.

## SCHLUSSFOLGERUNG

Die Untersuchung von 1168 Höhlen der Hochschwabgruppe bezüglich der Existenz bedeutender paläophreatischer Teile hat ergeben, dass diese nur in 108 Höhlen auftreten und in Summe 40,2 km Länge ausmachen. Dies macht eine Differenzierung der unterschiedlichen genetischen Typen bei der Analyse bezüglich der Höhenlage der Höhlenteile notwendig. Die resultierende vertikale Verteilung der paläophreatischen Teile zeigt deutliche Häufungen in mehreren Höhenintervallen. Aufgrund der geringen Anzahl an paläophreatischen Höhlen, deren ungünstiger räumlicher Verteilung und der komplexen Geologie ist es allerdings schwierig festzustellen, ob es sich dabei um vorflutgebundene Höhlenniveaus handelt oder die phreatischen Bedingungen auf unterlagernden relativen Karstwasserstauern beruhen.

Für die Hochschwabgruppe konnte in folgenden Höhenintervallen Akkumulationen (paläo)phreatischer Höhlenteilen festgestellt werden, die aber nur teilweise als Höhlenniveaus interpretiert werden (Abb. 10):

1. Unterhalb von 1075 m treten überwiegend aktive Wasserhöhlen auf, die maximal 350 m über dem lokalen Talniveau entwickelt sind. Sie werden analog zum zentralen Abschnitt der NKA als Quellhöhlenniveau interpretiert (Knapczyk, 1985). Ihre Entstehung reicht nur bis ins Pleistozän zurück.
2. Fast ausschließlich im FML tritt eine Häufung von phreatischen Teilen zwischen 1150 und 1275 m auf. Da sie kein Pendant in anderen Gebieten der Hochschwabgruppe aufweisen, werden sie eher als Wasserstauergebunden interpretiert.
3. Im FML, der Pfaffing-Tropfsteinhöhle und anderen Höhlen des westlichen Hochschwab tritt zwischen rund 1400 und 1650 m ein weiteres Intervall mit vielen phreatischen Teilen auf, das als eher vorflutgebunden interpretiert wird. Höhlen dieser Höhenlage im zentralen Hochschwab wie die POL-Monster-Doline und der Kalten-Hintern-Schacht sind hingegen eher an unterlagernde Dolomite gebunden. Dieses Niveau könnte mit dem Riesenhöhlenniveau der zentralen NKA korrelieren.

4. Zwischen 1825 und 2100 m gibt es vorwiegend im zentralen Hochschwab zwei weitere paläophreatische Höhlenteile, die als ein vorflutgebundenes Höhlenniveau gedeutet werden. Ein Einschwemmalter aus der Hischgrubenhöhle macht eine Bildung um die Miozän-Pliozän-Grenze wahrscheinlich. Verglichen mit dem Modell von Frisch et al. (2002) korreliert es in der Höhenlage mit dem Ruinenhöhlenniveau, aber vom Alter her

mit dem Riesenhöhlenniveau, was einen Widerspruch darstellt.

Generell ist anzumerken, dass die Arbeiten zu Höhlenniveaus im zentralen Abschnitt der NKA auf einer veralteten Datengrundlage beruhen. Meist erfolgte keine Selektion von phreatischen Höhlenteilen, und auch die Vorflutgebundenheit wurde nicht abgeschätzt. Insofern erscheint eine Neubearbeitung der Höhlenniveaus der NKA wünschenswert.

## DANK

Kataster- und Vermessungsdaten sowie weitere Informationen haben Georg Pacher und Johannes Wallner zur Verfügung gestellt. An der Probennahme war Stefanie Koppensteiner beteiligt. Für die Diskussion sei Eckart Herrmann und Robert Watson gedankt. Clemens Schmalfuß hat die Gestaltung von Abbildungen übernommen. Tanguy Racine half bei der Software Therion.

Wir bedanken uns bei Johannes Lachner und Peter Steier (Forschungsgruppe Isotopenphysik, Universität

Wien, Teilchenbeschleuniger VERA) für Beschleunigermessungen und bei Marcel Hirsch (Institut für Waldökologie, BOKU) für die ICP OES Analyse.

Die Akademie der Wissenschaften gemeinsam mit der Stadt Wien MA6 haben das Projekt: „6 Millionen Jahre Wiener Wasser – Entwicklung der Karstplateaus im Einzugsgebiet der Wiener Wasserversorgung“ gefördert.

Für das Review sei Wolfgang Frisch und Christoph Spötl gedankt.

## LITERATUR

- Benischke, R. & Strobl, E. (2006): Der Böse-Mauer-Schacht – Speläologisch-hydrogeologische Forschungen zur unterirdischen Entwässerung des westlichen Hochschwabgebietes. – *Joanna Geol. Paläont.*, 8: 5–23.
- Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer, J. & Stone, J. (2016): Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. – *Quatern. Geochron.*, 31: 188–198.
- Bryda, G. & van Husen, D. (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000, 101 Eisenerz. – Wien (Geol. B.-A.).
- Bryda, G., Ćorić, S., van Husen, D., Kreuss, O., Mandl, G., Moser, M., Pavlik W. & Reiser, M. (2002): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 102 Aflenz Kurort. – Wien (Geol. B.-A.).
- Bryda, G., van Husen, D., Kreuss, O., Koukal, V., Moser, M., Pavlik, W., Schönlaub, H.P. & Wagreich, M. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000 – Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. – Wien (Geol. B.-A.).
- Denneborg, M. (2001): Der Einfluss regionaler Grundwasserfließsysteme auf die Initialphase der Speläogenese tiefer Karstsysteme. – Unveröff. Dissertation, Technische Hochschule Aachen.
- Denneborg, M. (2016): Steinernes Meer. – In: Spötl, C., Plan, L. & Christian, E. (Hrsg.): Höhlen und Karst in Österreich. – Linz (OÖ Landesmuseum): 509–518.
- Dreybrodt, W., Romanov, D. & Gabrovšek, F. (2005): Processes of Speleogenesis: A Modeling Approach. – *Carsologica* 4, Lubljana (ZRC SAZU).
- Fischer, K. (1000): Höhlenniveaus und Altreliefgenerationen in den Berchtesgadener Alpen. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, 75: 47–59.
- Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Székely, B., Vennemann, T. & Rettenbacher, A. (2002): Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – *Die Höhle*, 53: 1–36.
- Granger, D.E., Fabel, D. & Palmer, A.N. (2001): Pliocene–Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic <sup>26</sup>Al and <sup>10</sup>Be in Mammoth Cave sediments. – *Geol. Soc. America Bulletin*, 113: 825–836.
- Granger, D.E., Kirchner, J.W. & Finkel, R. (1997): Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic <sup>26</sup>Al and <sup>10</sup>Be in cave-deposited alluvium. – *Geology*, 25: 107–110.
- Granger, D. E., Lifton, N. A. & Willenbring, J. K. (2013): A cosmic trip: 25 years of cosmogenic nuclides in geology. – *Geol. Soc. of America Bulletin*, 125: 1379–1402.
- Häuselmann, P., Plan, L., Pointner, P. & Fiebig, M. (2020): Cosmogenic nuclide dating of cave sediments in the Eastern Alps and implications for erosion rates. – *Int. J. Speleol.*, 49: 107–118.
- Herrmann, E. (1993): Die Tauplitz-Schachtzone. – *Die Höhle*, Beiheft 44.
- Herrmann, E. & Fischer, R. (2013): Höhlen im Hochtort. – *Die Höhle*, Beiheft 59.
- Knapczyk, H. (1985): Der Untersberg bei Salzburg. Die ober- und unterirdische Karstentwicklung und ihre Zusammenhänge. Ein Beitrag zur Trinkwassererforschung. – *MaB-Programme der Österr. Akad. Wiss.*, 15: 1–223.
- Kohl, C.P. & Nishiizumi, K. (1992): Chemical isolation of quartz for measurement of in situ-produced cosmogenic nuclides. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 3583–3587.

- Kuffner, D. (1998): Höhlenniveaus und Altflächen im westlichen Toten Gebirge. – Die Höhle, Beiheft 53.
- Lachner, J., Martschini, M., Kalb, A., Kern, M., Marchhart, O., Plasser, E., Priler, A., Steier, P., Wieser, A. & Golser, R. (2021): Highly sensitive  $^{26}\text{Al}$  measurements by Ion-Laser-InterAction Mass Spectrometry. – Int. J. Mass Spectrometry, 465: 116576.
- Lechner, J. (1949): Neue karst- und quellengeologische Forschungen im Toten Gebirge. – Protokoll der 3. Vollversammlung der Bundeshöhlenkommission, Wien: 32–38.
- Neuhuber, S. (2021): Labor für kosmogene Nuklide. – <https://short.boku.ac.at/mdmqz3>, abgerufen 5.2021.
- Nishiizumi K. (2004): Preparation of Al-26 AMS standards. – Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. Atoms, 223: 388–392.
- Oberender, P. & Plan L. (2018): A genetic classification of caves and its application in eastern Austria. – Geol. Soc. of London, Special Publications, 466: 121–136.
- Pacher, G., Völkl, G., Karoshi, P. & Pretterhofer, B. (2017): Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem (Hochschwab): Ergebnisse der Forschungen von 2013 bis 2016. – Die Höhle, 68: 31–39.
- Palmer, A.N. (1987): Cave levels and their interpretations. – The NSS Bulletin, 49: 50–66.
- Plan, L. (2004): Speläologische Charakterisierung und Analyse des Hochschwab-Plateaus, Steiermark. – Die Höhle, 55: 19–33.
- Plan, L. (2016): Hochschwab. – In: Spötl, C., Plan, L. & Christian, E. (Hrsg.): Höhlen und Karst in Österreich. – Linz (OÖ Landesmuseum): 645–660.
- Plan, L. (2020): Geologie, Morphologie und Hydrologie der Arzberghöhle. – Höhlenkundl. Mitt. Wien, 76: 125–126.
- Plan, L. & Baron, I. (2021): Der Potentialschacht im Hochschwab (1744/475). – Höhlenkundl. Mitt. Wien, 77: 137–147.
- Plan, L. & Decker, K. (2006): Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. – Z. f. Geomorphologie, Supplement, 147: 29–56.
- Plan, L., Guggenberger, E., Baron I. & Koltrai, G. (2021): Die Speikbodenhöhle am Hochschwab (1744/650). – Höhlenkundl. Mitt. Wien, 77: 101–109.
- Plan, L., Oberender, P. & Funk, B. (2020): Forschungskoope-ration: Karsthöhlendokumentation im Einzugsgebiet der Wiener Wasserversorgung, 2019–2020. – Unpubl. Bericht der Karst- und Höhlen-ARGE an Wiener Wasser.
- Plan, L., Schafheutle, M. & Bürger, K. (2011): Neubearbeitung der Feistringgrabenhöhle bei Aflenz (1745/7). – Höhlenkundl. Mitt. Wien, 67: 31–37.
- Plan, L., Spötl, C. & Bryda, G. (2019): Speläologie und Geologie der Hirschgrubenhöhle am Hochschwab (Steiermark). – Die Höhle, 70: 79–93.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Neuhuber, S., Braucher, R., Lachner, J., Steier, P., Wieser, A., Braun, M. & ASTER Team (2021): Comparison and performance of two cosmogenic nuclide sample preparation procedures of in situ produced  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . – J. Radioanalytical Nuclear Chem., 329: 1523–1536.
- Sawicki, L.S. (1909): Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. – Geogr. Zeitschr., 15: 185–204, 259–281.
- Schauberger, O. (1956): Über die vertikale Verteilung der nordalpinen Karsthöhlen. – Mitt. d. Höhlenkommission, 1955 (2): 21–28.
- Seebacher, R. (2005): Zwischenbericht über die aktuellen Forschungen in der Schwarzen Lacke bei Eisenerz, Steiermark. – Die Höhle, 56: 90–95.
- Spötl, C. & Plan, L. (2016): Karst und Höhlen. – In: Spötl, C., Plan, L. & Christian, E. (Hrsg.): Höhlen und Karst in Österreich. – Linz (OÖ Landesmuseum): 1–10.
- Spötl, C., Offenbecher, K.-H., Boch, R., Meyer, M., Mangini, A., Kramers, J. & Pavuza, R. (2007): Tropfstein-Forschung in österreichischen Höhlen – ein Überblick. – Jb. Geol. B.A., 147: 117–167.
- Stone, J. (2000): Air pressure and cosmogenic isotope production. – J. Geophys. Research, 105: 23753–23759.
- Töpfl, F. (1983): 30. Okt.–1. Nov. 1982. Pfaffing-Tropfsteinhöhle. – Alpenvereinsjugend NÖ, Sektion Waidhofen/Ybbs, Höhlenforschergruppe „Lehmstiefel“, Tätigkeitsbericht 1980–1983: 50–52, 55.
- van Husen, D. (2002): Geological processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 92: 135–156.
- Vermeech, P. (2007): CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. – Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 80: 8; [www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/cosmocalc/manual/](http://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/cosmocalc/manual/).
- Wagner, T. (2011): Datierung fluviatiler Höhlensedimente mittels kosmogener Nuklide am Beispiel des Grazer Berglandes. – Die Höhle, 62: 3–14.
- Weißensteiner, V. (1980): Karstmorphologische Untersuchungen im südlichen Hochschwabgebiet. – In: Fabiani, E., Wakkonig, H. & Weißensteiner, V. (Hrsg.): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet; Teil 1: Naturräumliche Grundlagen: Geologie, Morphologie, Klimatologie. – Bericht der Wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 44: 52–94.
- Zagler, G. (2016): Untersberg. – In: Spötl, C., Plan, L. & Christian, E. (Hrsg.): Höhlen und Karst in Österreich. – Linz (OÖ Landesmuseum): 541–552.
- Zhao Z., Granger, D., Zhang, M., Kong, X., Yang, S., Chen, Y. & Hu, E. (2016): A test of the isochron burial dating method on fluvial gravels within the Pulu volcanic sequence, West Kunlun Mountains, China. – Quat. Geochronol., 34: 75–80.

## ZUSÄTZLICHE ELEKTRONISCHE DATEN



Unter dem Link [http://hoehle.org/?!=ed/2021\\_HO](http://hoehle.org/?!=ed/2021_HO) ist zusätzliches Material zu diesem Beitrag vorhanden: Excel-File mit Dashboard, in dem die Höhlen einzeln oder teilgruppenweise zur Aufsummierung der höhenabhängigen Länge miteinbezogen werden können. Eventuell funktioniert das File nur in neueren Versionen von Excel. Makros müssen aktiviert werden.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Die Höhle](#)

Jahr/Year: 2021

Band/Volume: [72](#)

Autor(en)/Author(s): Plan Lukas, Kaminsky Eva, Neuhuber Stephanie, Oberender Pauline

Artikel/Article: [Höhlenniveaus in der Hochschwabgruppe 139-159](#)