# Untersuchungen zum oberflächennahen Wasserspeichervermögen am Hochschwab-Karstplateau


## ZUSAMMENFASSUNG

Der Hochschwab ist von essentieller Bedeutung für die Wasserversorgung der Stadt Wien, da er das Quellgebiet der Wiener Hochquellenleitungen darstellt. Daher hat die Erforschung der Prozesse vom Niederschlag bis zu den Quellen besondere Bedeutung, um die hohe Trinkwasserqualität zu garantieren. Im Rahmen dieser Untersuchung wurde das Abflussverhalten der Bodenzone und des obersten Karstkörpers (Epikarst) der Hirschgrubenhöhle (1744/ 450; 1895 m Seehöhe) studiert. Am Grund eines Schlots, der bis 6 m unter die Oberfläche verfolgt werden kann, wurde ein Gerinne gefasst und die elektrische Leitfähigkeit, die Temperatur und der Durchfluss kontinuierlich gemessen. Um das Speichervermögen des oberen Karstkörpers und der Bodenzone abschätzen zu können, wurde eine Beprobung dieses Wassers für Isotopenuntersuchungen bei Regenereignissen im Herbst 2013 durchgeführt. Es wurden an der Oberfläche über der Höhle Mischproben des Regenwassers und in der Höhle kontinuierlich Wasserproben aus dem Gerinne genommen und miteinander verglichen. Der Durchflussbeginn in der Höhle fand bei zwei beobachteten Ereignissen etwa vier Stunden nach Beginn des Regens statt. Der Vergleich der Isotopenwerte ergab, dass es zwar zu einer Durchmischung des Ereigniswassers mit dem gespeicherten Bodenwasser kam, der bedeutendste Anteil jedoch erst mit einem späteren Regenereignis in die Höhle gelangte.

## ABSTRACT

**Investigationen on the water storage capacity near the surface on the Hochschwab karst plateau.**

The Hochschwab mountain range is essential for the water supply of the capital of Austria, as it represents the source area for the Vienna Spring Water Mains. Therefore, understanding the processes from precipitation to the springs is very important to guarantee a high drinking water quality. This study investigated the drainage processes in the soil and upper layer of the karst (epikarst) in Hirschgrubenhöhle, located at an altitude of 1895 m a.s.l. A weir was installed at the bottom of a 19 m-high chimney close to the entrance whose upper end is overlain by 6 m of rock cover. Water was collected and discharge, temperature, and electric conductivity were logged. In order to estimate the storage volume of the upper karst layer and the soil zone this water was sampled for stable isotopic analysis during rain events in autumn 2013. Samples were then compared to those of rainwater above the cave. During two monitored rainfall events discharge into the cave started about four hours after the onset precipitation. The isotope data suggest mixing between rainwater and stored soil water. The bulk of the rainwater, however, entered the shaft during subsequent rainfall events.



**Thomas Exel**
Fillgradergasse 2/10, 1060 Wien
thomas.exel@aon.at

**Hermann Stadler**
Joanneum Research
Elisabethstraße 18/II, 8010 Graz
hermann.stadler@joanneum.at

**Franz Ottner**
**Karin Wriessnig**
Institut für Angewandte Geologie, BOKU-Wien
Peter-Jordan-Str. 70, 1190 Wien
franz.ottner@boku.ac.at
karin.wriessnig@boku.ac.at

**Lukas Plan**
Karst- und Höhlen-Arbeitsgruppe, NHM Wien
Museumsplatz 1/10, 1070 Wien
lukas.plan@nhm-wien.ac.at



Eingelangt: 1.7.2016
Angenommen: 17.7.2016


## EINLEITUNG

Der Hochschwab ist seit über 100 Jahren Quellgebiet des Wiener Hochquellwassers und deckt den heutigen Wasserbedarf der Bundeshauptstadt zu rund 60 %. Schon die Grundsteinlegung zu Beginn des 20. Jahrhunderts hatte die Versorgung der Stadtbevölkerung mit hygienisch einwandfreiem Wasser und somit die Unterbindung von Seuchen als oberstes Ziel. Um dieses Ziel langfristig zu verfolgen, ist es wichtig, diese Ressource nicht nur zu nutzen und zu schützen, sondern auch die Prozesse zu verstehen, welche

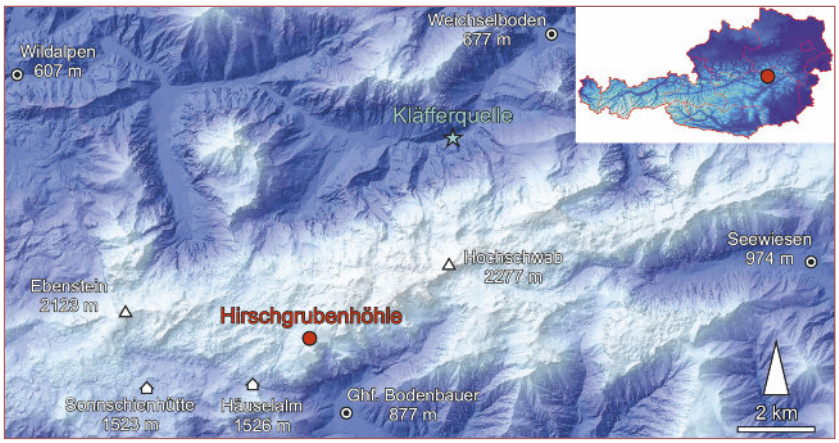


Abb. 1: Lage der Hirschgrubenhöhle am Hochschwab.
*Fig. 1: Location of Hirschgrubenhöhle on Hochschwab.*

das „blaue Gold“ in dieser Reinheit garantieren. Karstquellen haben die Eigenschaft, rasch auf Niederschlagsereignisse zu reagieren. Daneben existieren in Karstsystemen aber auch länger gespeicherte Wasserkomponenten, die einen erheblichen Teil der Quellschüttung ausmachen können. Dieser sogenannte Basisabfluss variiert entsprechend der geologischen Gegebenheiten im Einzugsgebiet sehr stark und ist bei Karstquellen mit dolomitischem Einzugsgebiet größer als bei solchen in Kalkgestein. Dadurch ergeben sich unterschiedliche mittlere Verweilzeiten der Wässer im Aquifer. Diese lassen sich mit verschiedenen Modellen, meist auf Basis isotopenhydrologischer Untersuchungen, berechnen. Im Hochschwabgebiet schwankt die mittlere Verweilzeit des Karstwassers zwischen 0,5 und 20 Jahren (Stadler, 1997). Wo und wie diese Speicherung im Karstsystem stattfindet, wurde bis jetzt noch nicht ausreichend untersucht. Ob dabei die oberste Karstzone, die als Epikarst bezeichnet wird (Klimchouk, 2004), eine besondere Rolle spielt, ist Gegenstand dieser Untersuchung. Der Epikarst hat aufgrund seiner Oberflächennähe eine hohe Trennflächendichte und weist demzufolge eine hohe Porosität und Durchlässigkeit auf (Klimchouk, 2004; Ford & Williams, 2007).

Während der Erforschung der Hirschgrubenhöhle am Hochschwab (Abb. 1), welche seit 2003 im Gange ist (Plan, 2004), wurden rund 50 m vom Eingang entfernt Schlote beobachtet, die auch nach längerer Trockenheit zumindest Tropfwasser führen (Abb. 2). Dies ließ den Schluss auf ein signifikantes Speicherpotenzial in der geringmächtigen Zone darüber zu. Untersuchungen zur Frage der Verweilzeit des Wassers im Karst bzw. Epikarst gibt es eine Reihe, z.B. in einem Stollen im Hubelj Einzugsgebiet in Slowenien (Trcek, 2003). Diesbezügliche Studien an einem hochalpinen Epikarst in ungestörter Umgebung, also in natürlichen Hohlräumen, existieren jedoch unseres Wissens noch nicht.

Im Rahmen dieser Untersuchung (Exel, 2014) wurde anhand von Messungen der Schüttung, Temperatur, elektrischen Leitfähigkeit, sowie der stabilen Isotope des Wassers versucht, die Verweilzeit im Epikarst und im Boden abzuschätzen. Dazu wurden insbesondere die Verhältnisse der schweren zu den leichten Isotope von Wasserstoff und Sauerstoff im Wasser (die $\delta^2H$ und $\delta^{18}O$-Werte) herangezogen. Anhand dieser Daten können wiederum Rückschlüsse auf die Reinigungskraft während des Verweilens im Boden und im Epikarst gezogen werden, welche für Wasserschutz-Maßnahmen bedeutend ist. Zusätzlich wurden Bodenproben genommen und ihr Wasserspeichervermögen untersucht.

## KARSTHYDROLOGISCHE GRUNDLAGEN

Je nach hydrologischen Bedingungen wird im Karst zwischen der vadosen und der phreatischen Zone unterschieden. Erstere ist durch gravitativ abfließendes Wasser in nicht vollständig wassergefüllten Hohlräumen und durch Kapillarkräfte zurückgehaltenes Wasser geprägt. Der oberste Abschnitt der vadosen Zone wird als Epikarst bezeichnet. Dieser beginnt direkt unter der Bodenbedeckung, sofern diese vorhanden ist. Aufgrund der Oberflächennähe entsteht durch Druckentlastung, verstärkte Korrosion und Verwitterung ein dichtes Netz aus erweiterten Fugen. Die typische Mächtigkeit des Epikarsts beträgt zwischen 3 und 10 m und ist durch eine Porosität von 5–10 % (lokal bis zu 20 %) gekennzeichnet (Williams, 1985). In der vadosen (ungesättigten) Zone darunter erreicht die Porosität dann kaum mehr als 2 % (Ford & Williams, 2007: 132). Diese Zone ist durch wenige größere lösungserweiterte Klüfte und Gänge geprägt,

Abb. 2: Tropfwasserführung in dem tagnahen Schlot der Hirschgrubenhöhle.
*Fig. 2: Dripping water in a shallow shaft in Hirschgrubenhöhle.*
Foto: Thomas Exel

welche versickerndes Wasser weiter zur phreatischen (gesättigten) Zone leiten. Letztere ist durch vollständige Füllung aller Porenräume mit Wasser gekennzeichnet. Bedingt durch die hohen Niederschlagsmengen in den meist hochalpinen Einzugsgebieten der Nördlichen Kalkalpen und die geringe Evapotranspiration verbunden mit den hohen Durchlässigkeiten der Karstkörper fließt dort ein Großteil (bis zu 75 %) des Niederschlags unterirdisch ab. Vor allem in der vadosen Zone fließt das Wasser mit hoher Geschwindigkeit meist subvertikal ab. Dabei kommt es kaum zu einer Filterung des Wassers. In der phreatischen Zone verlangsamen sich meist die Fließgeschwindigkeiten. Für die Wässer der Kläfferquelle – der bedeutendsten Quelle des Hochschwabgebietes – ermittelten Stadler & Strobl (1997) mittels Tritium eine Verweilzeit von 0,5 bis 1,5 Jahren und mittels der saisonalen $\delta^{18}O$-Ganglinie eine von 0,5 bis 0,8 Jahren.

Aufgrund der zeitweise hohen Infiltration in den Epikarst und der geringen Durchflussraten an dessen Basis kommt es zum Aufstauen und zu einer Retention der Wässer bei stärkeren Regenereignissen. In die Hohlräume des Epikarsts können Bodenmaterial und Gesteinsfragmente verschwemmt werden, welche als Speichermatrix fungieren und Wasser aufgrund von Kapillarkräften zurückhalten können. Viele der Gesteinsfugen verjüngen sich mit zunehmender Tiefe und sind somit für einen vertikalen Stofftransport nicht geeignet. Durch die im Bereich der Basis des Epikarsts verminderte vertikale Entwässerung kommt es hier zu einer vorwiegend horizontalen Wasserbewegung hin zu den wenigen großen Fugen, welche in die darunterliegende vadose Zone entwässern. Von Williams (2008) werden für die vadose Zone inklusive des Epikarsts Verweilzeiten des Wassers bis zu 13 Monaten angegeben. Bakalowicz & Jusserand (1987) bestimmten 18 Wochen für den Durchfluss des Wassers durch die 300 m mächtige Überdeckung der Niaux-Höhle in Frankreich. Diese Werte beziehen sich jedoch auf die gesamte vadose Zone und nicht nur auf den Epikarst. Während die Isotopenzusammensetzung des Niederschlags je nach Jahreszeit stark schwankt, zeigen die entsprechenden $\delta^{18}O$-Werte des Tropfwassers in den meisten Höhlen kaum saisonale Änderungen und entsprechen dem Jahresmittel der Isotopenwerte des Niederschlags (z.B. Williams & Fowler, 2002; Fairchild & Baker, 2012). Aufgrund dieser Beobachtungen kann man eine Homogenisierung, also eine Durchmischung von älterem mit jüngerem Wasser, in der vadosen Zone bzw. dem Epikarst annehmen.

## UNTERSUCHUNGSGEBIET

Die Hochschwabgruppe in der nördlichen Steiermark ist eines der großen Karstplateaus der Nördlichen Kalkalpen. Ein Überblick über diesen Karst und die zahlreichen Höhlen gibt Plan (2016). Die Hirschgrubenhöhle öffnet sich in 1895 m Höhe in den Hundsböden oberhalb der namensgebenden Hirschgrube, die eine Senke bzw. einen Graben zum südlich vorgelagerten Zinken (1926 m) bildet. Die Höhle wurde bisher auf 5555 m Länge bei 201 m Höhenunterschied erforscht. Sie wird vorwiegend aus subhorizontalen phreatisch

gebildeten Gängen aufgebaut, die in etwa im Eingangsniveau liegen und maximal einige Zehnermeter davon abweichen. Jüngere, vados gebildete Schlote, Schächte und untergeordnet auch Canyons schneiden dieses Horizontalniveau an. Die bisher bekannten Teile der Höhle sind in mittel- und obertriassischen Gesteinen der Fölzeinheit entwickelt, die als Deckscholle über der Hochschwabeinheit auftritt. Im Gegensatz zur Hochschwabeinheit, die nur aus unter- und mitteltriassischen Gesteinen aufgebaut wird, sind in der Fölzeinheit auch obertriassische Gesteine erhalten (Mandl et al., 2002; Bryda et al., 2013). Die oberen Teile der Hirschgrubenhöhle, die einen Großteil der Ganglänge ausmachen, liegen im Dachsteinkalk. In zwei weiteren in die Tiefe führenden Schachtsystemen wurde die Basis des Dachsteinkalks, die maximal wenige Meter mächtigen Nordalpinen Raibler Schichten, durchörtert, und man gelangt in den liegenden Wettersteindolomit. Das tiefere Schachtsystem endet an Verstürzen 170 m unter dem Eingang (Plan, 2016). Der untersuchte Schlot befindet sich knapp 50 m NE des Eingangs. Er ist vados geprägt, hat einen Durchmesser von etwa 2–3 m und undeutliche Stufen. Er wurde in technischer Kletterei bis in 19 m Höhe – bzw. 12 m über Eingangsniveau – erforscht, wo er in einen ca. 0,1 m breiten und 0,5 m hohen Canyon übergeht. Aus diesem unbefahrbar engen Spalt tritt ein Gerinne aus und ergießt sich in den Schlot (Abb. 3). Eine Fassung des abfließenden Wassers ist an der Basis des Schlots möglich.

Aufgrund der geringen Überdeckung ist das Einzugsgebiet des Schlots an der Geländeoberfläche gut lokalisierbar. Es besteht aus wenig strukturiertem Almrasen und spärlicher Latschenvegetation (Abb. 4). Die

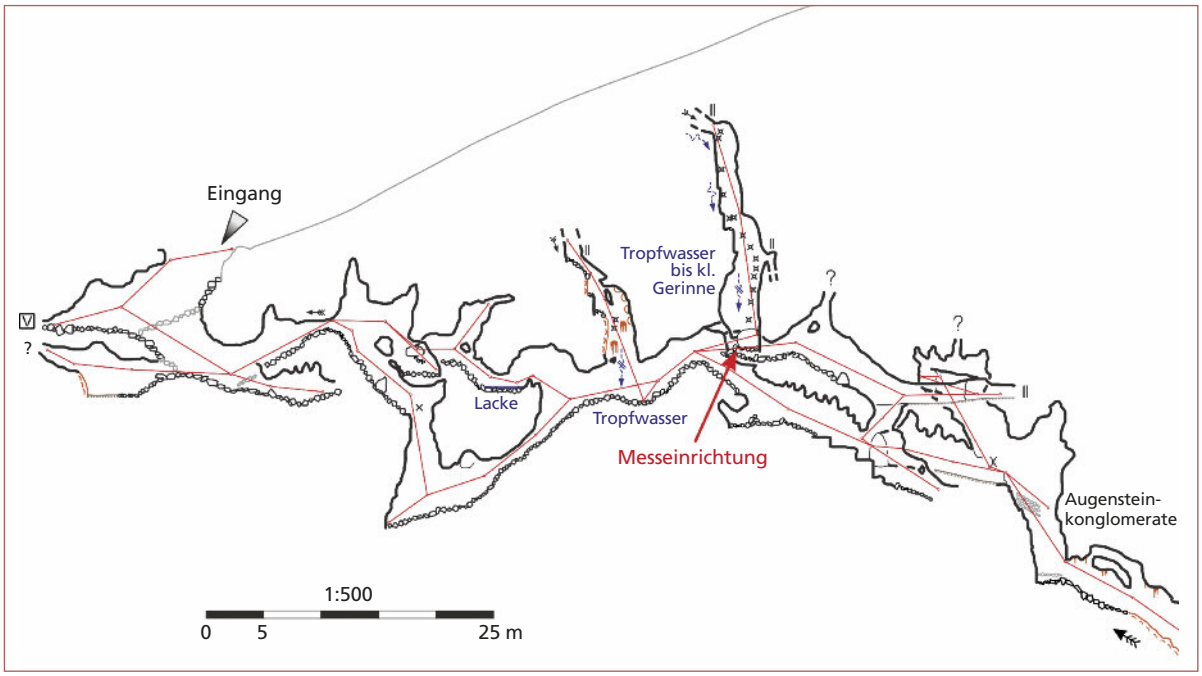


Abb. 3: Längsschnitt (SW-NO) durch die eingangsnahen Teile der Hirschgrubenhöhle.
*Fig. 3: Longitudinal section (SW-NE) of the near-surface parts of Hirschgrubenhöhle.*
Zeichnung/drawing: Lukas Plan

Abb. 4: Einzugsgebiet oberhalb des beprobten Schlots in Blickrichtung Südost.
*Fig. 4: Catchment area above the sampled shaft (view towards southeast).*
Foto: Thomas Exel

Abb. 5: Das 0,5 m lange Messwehr und Wasserfassung mittels Planen in der Höhle.
*Fig. 5: The 0.5 m-long measuring weir and water collection with plastic sheets inside the cave.* Foto: Thomas Exel

Oberfläche ist mit durchschnittlich 20° (36 %) nach Südwesten geneigt. Mit großer Wahrscheinlichkeit – Markierungsversuche gibt es keine – liegt die Hirschgrubenhöhle im Einzugsgebiet der 6,3 km entfernten Kläfferquelle (Stadler et al. 2001; Mandl et al., 2002). Aufgrund ihrer Höhenlage und in Bezug auf die Verteilung der Karst- und Glazialformen dürfte diese Oberfläche zur Dachstein-Altfläche gehören (Plan & Decker, 2006). Sie ist verglichen mit glazial überprägten Gebieten am Hochschwab relativ sanft und weist wenige große (viele 10er bis einige 100 m messende), zumindest vor der letzten Vereisung gebildete Dolinen auf. Glaziale Formen sowie Moränen wurden nicht festgestellt. Deshalb kann angenommen werden, dass diese Altfläche während der Glazialzeiten nicht oder kaum vergletschert war.

## METHODIK

### Bodenproben

Am 10.10.2013 wurden Proben der Böden, welche oberhalb des Schlots der Hirschgrubenhöhle liegen, genommen. Das Einzugsgebiet lässt sich in zwei unterschiedliche Flächenmorphologien unterteilen (s.u.). In jeder wurde ein Bodenprofil gegraben und aus jedem Horizont wurden Proben genommen. Die Abgrenzung der Horizonte untereinander erfolgte visuell anhand von Bodenfarbe und Durchwurzelungsgrad.

### Wasserproben

Im Schlot wurden zwei Planen eingebaut, welche das Wasser in ein Messwehr leiten (Abb. 5). Zur Erfassung des Durchflusses diente ein Messwehr aus Plexiglas, welches als Dreieckswehr ausgeführt wurde. Darin befanden sich Sonden für Temperatur, elektrische Leitfähigkeit und Wasserdruck, deren Werte im Abstand von zwei Minuten gespeichert wurden.

Da das Wasser aus dem Canyon nicht nur als Tropfwasser im Schlot abfließt, sondern geringe Mengen auch als Haftwasser an den Wänden abrinnen, konnte mit den Planen am Grund nicht das gesamte Wasser auffangen werden. Die nicht erfassten Haftwässer werden auf wenige ml/s geschätzt.

Um eine Beziehung zwischen Wasserstand und Abflussmenge herzustellen, wurden während zwei Niederschlagsereignissen Schüttung und Wasserstand gemessen und eine Pegelkurve des dreieckigen Überlaufs erstellt.

Zur Untersuchung der Isotopenverhältnisse des Wassers fand einerseits eine Probennahme in der

Abb. 6: Isotopenprobenahme an der Wasserfassung.
*Fig. 6: Isotope sampling at the water catchment.*
Foto: Thomas Exel

Höhle statt, andererseits wurden Proben des Niederschlags an der Oberfläche genommen. Dazu wurde ein Kunststoffkübel beim Höhleneingang positioniert, welcher das Fassen einer Mischprobe über einen bestimmten Zeitraum ermöglichte und zur Abschätzung der Niederschlagsmenge diente. Die Probenahme erfolgte in unregelmäßigen Abständen. Die Proben des Höhlengerinnes wurden am Auslass der Planen genommen, bevor das Wasser in das Messwehr gelangte (Abb. 6). Die zeitlichen Abstände wurden je nach Bedarf, meist jedoch im Abstand von 15 Minuten, gewählt.
Als Niederschlagsreferenz diente die Station von ZAMG und Wiener Wasser auf der Sonnschienalm (1523 m) 4,3 km WSW der Hirschgrubenhöhle.

### Labormethoden

Um eine Aussage über das Speichervolumen des Epikarsts und der Bodenzone treffen zu können muss die Mächtigkeit der Überdeckung der Höhle bekannt sein. Mittels der Höhlenvermessungssoftware *Compass* wurden die von Höhlenforschern ermittelten Messdaten ausgewertet und die Koordinaten des höchsten im Schlot erreichten Messpunktes ermittelt. Mittels dieser Koordinaten und 1-m-Laserscan-Daten der Steiermärkischen Landesregierung wurde ein NE-SW Geländeschnitt angefertigt (Abb. 3).
Die Bodenproben wurden hinsichtlich ihrer mineralogischen Zusammensetzung (mittels Röntgendiffraktometrie), Kohlenstoffgehalt ($C_{tot}$, ermittelt mit einem LECO TruSpec CN-Analysator; $C_{anorg}$ aus dem Karbonatgehalt nach ÖNORM L 1084), Humusgehalt, gravimetrischer Wassergehalt (Verhältnis von Wassermasse zu Trockenmasse) und pH-Wert (ÖNORM L 1083) untersucht.
Die Wasserproben wurden hinsichtlich ihrer Isotopenzusammensetzung am Joanneum Research analysiert. Die chemischen Wasseranalysen wurden an der Karst- und Höhlen-Arbeitsgruppe des Naturhistorischen Museums Wien von Rudolf Pavuza durchgeführt.

## ERGEBNISSE UND INTERPRETATION

### Bodenuntersuchung

Die ermittelte Überdeckung des oberen (befahrbaren) Endes des beprobten Schlots bis zur Geländeoberfläche beträgt 6,5 m. Es ist anzunehmen, dass die eigentliche Epikarstmächtigkeit weniger als 6 m beträgt, da es in dieser Tiefe bereits zu einer Bündelung der vorhandenen Gerinne kommt und sich vadose Canyonprofile gebildet haben. Der Schlot liegt unter einem Boden, welcher dem Bodenprofil I entspricht (Abb. 7). Somit kann man eine Mächtigkeit der Bodenschicht von mindestens 0,3 m annehmen.
Das Einzugsgebiet weist zwei unterschiedliche Flächenmorphologien auf. Einerseits eine geschlossene Vegetationsdecke (Profil I) und andererseits Flächen, welche mit scharfkantigem Kalkschutt (Kies-Fraktion) bedeckt sind (Profil II).
Im Profil I liegt der gravimetrische Wassergehalt über 150 %. Somit besteht mehr als die Hälfte der Gesamtmasse des Bodens aus Wasser. Die obere Schicht

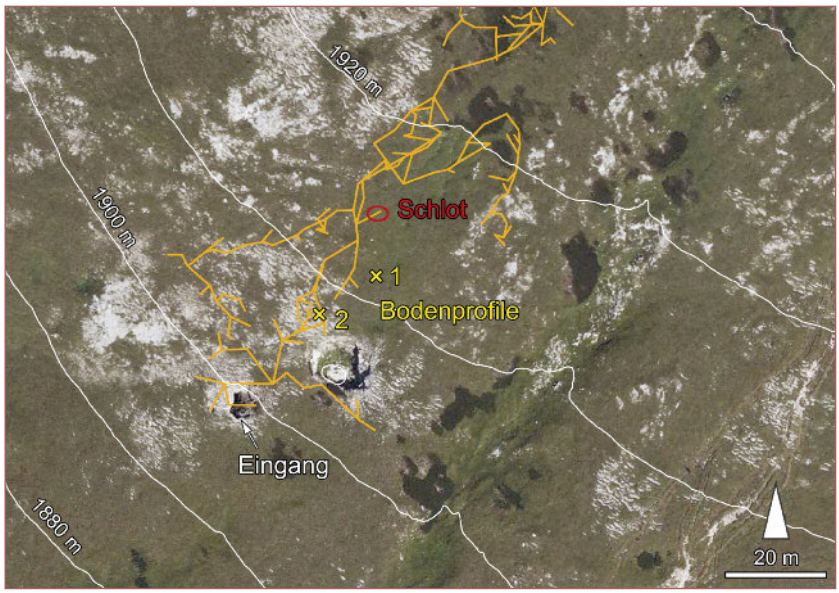


Abb. 7: Orthofoto des Einzugsgebietes. Der Polygonzug der Hirschgrubenhöhle ist in orange dargestellt.
*Fig. 7: Orthophoto of the catchment area. Survey travers in orange.*
(Datengrundlage: Land Steiermark)

(Probe 1) war aufgrund kleinerer an der Station Sonnschienalm gemessener Niederschlagsereignisse am 5./6.10. (Summe: 3,2 mm) und 9.10.2013 (0,7 mm) etwas gesättigter als die untere Schicht (Probe 2). Der Wassergehalt der Proben in Profil II lag in jeder Schicht unter 100 % und tiefere Proben wiesen einen sukzessiv geringeren Wassergehalt auf. Dies ist ebenfalls auf die kleinen Niederschlagsereignisse zwischen 30.9. und 10.10.2013 zurückzuführen.

Das Profil I zeichnet sich durch einen hohen Feinanteil aus. Hauptmineralbestandteile sind Quarz und Glimmer. Feldspat ist im ganzen Profil gleichmäßig vorhanden. Dolomit konnte erst in der Probe aus 12–30 cm Tiefe festgestellt werden. Der Haupttonmineralbestandteil ist Kaolinit, welcher ein gutes Wasserspeichervermögen besitzt.

Aus dem Bodenprofil II wurden vier Teilproben entnommen, in denen meist gröbere Fraktionen (Sand, Kies) auftraten. Der Hauptmineralbestandteil ist Dolomit, gefolgt von Quarz. Der Hauptmineralbestandteil der Tonfraktion ist Kaolinit.

Für das Profil I ergaben sich Humusgehalte von 66 % in der oberen Schicht und 49 % in der unteren Schicht. Ab einem Humusgehalt von 30 % spricht man von einem Auflagehumus (Kilian, 2002), was in diesem Falle zutrifft. Die Proben des Profils II wiesen einen Humusgehalt von 11,6 bis 17,8 % auf. In tieferen Schichten nahm der Humusgehalt ab. Aufgrund des Humusgehalts <30 % spricht man von einem Mineralboden (Kilian, 2002).

Die pH-Werte des Profils I liegen im leicht sauren Bereich. Dies ist auf die starke Durchwurzelung des Bodens und die damit verbundenen biologischen Prozesse zurückzuführen, die Kohlendioxid freisetzen. Die pH-Werte des Profils II sind im basischen Bereich.

## Interpretation

Zur Ermittlung des Bodentyps wurde der Schlüssel zur Bestimmung der Böden Österreichs herangezogen (Kilian, 2002). Der Boden mit geschlossener Vegetationsdecke (Profil I) ist als Pechrendzina mit dem Horizontaufbau F-H-C anzusprechen. Rendzinen sind flachgründige, für den Karst typische Böden und Pechrendzinen zeichnen sich durch fast ausschließliches Vorkommen des sehr mineralarmen H-Horizonts aus. Der F-Horizont ist durch deutlich veränderte und abgebaute Pflanzenreste gekennzeichnet und beträgt in diesem Profil weniger als 2 cm. Der H-Horizont besteht hauptsächlich aus organischer Feinsubstanz, wobei das biogene Ausgangsmaterial nur mehr fallweise erkennbar ist. Es handelt sich hierbei um die Humusform Alpenmoder (Alpiner Pechmoder) mit tiefschwarzer Farbe und schmieriger Konsistenz. Der C-Horizont ist das Ausgangsmaterial der Bodenentstehung und besteht aus lockerem bzw. festem Kalkgestein. Die Probenahme des Bodens erfolgte bei trockenen Bedingungen, nachdem das letzte signifikante Regenereignis etwa zwei Wochen zurücklag.

Trotz dieser Zeitspanne wurden gravimetrische Wassergehalte von >150 % gemessen. Diese Werte untermauern die hohe Speicherfähigkeit dieses Bodentyps. Ebenfalls weist die Textur des Bodens auf ein gutes Wasserhaltevermögen hin. So sind Ton und Schluff fast gleichmäßig zu je 50 % vorhanden und gröbere Korngrößen nur zu <3 %.

Beim Profil II handelt es sich um durch Erdfließen beeinflusste Flächen (Solifluktionsflächen). Ausgelöst werden kann dies bereits ab Hangneigungen von 2 % (Scheffer & Schachtschabel, 2010: 297). Durch die hangabwärts gerichtete Bewegung werden die Bodenporen zusammengedrückt und dadurch ein Teil des Porenwassers ausgedrückt, welches an der Oberfläche abfließt und dadurch Feinanteile erodiert, während die grobkörnigen Bestandteile zurückbleiben (Ahnert, 2003: 138). Im Gegensatz zu Profil I gibt es hier bedeutend geringere Schluff- und Tongehalte, dafür aber mehr Sand und Kies (Abb. 8). Dies führt zu dem geringeren Wasserhaltevermögen dieses Bodens, wie auch die gravimetrischen Wassergehalte zeigen, welche deutlich unter 100 % liegen. Das Profil II weist in 0–10 cm Tiefe einen humosen Oberboden auf, der leicht durchwurzelt und mit Steinen durchsetzt ist. In 12–17 cm Tiefe folgt ein schwarz-bräunlicher Übergangshorizont. Darunter liegt ein bräunlicher Horizont, welcher mit Steinen durchsetzt ist. Dieses Profil ist somit als Kalklehm-Rendzina mit dem Horizontaufbau A–ABvrel–BvrelC anzusprechen. Der Humusgehalt ist <30 % (Mineralboden).

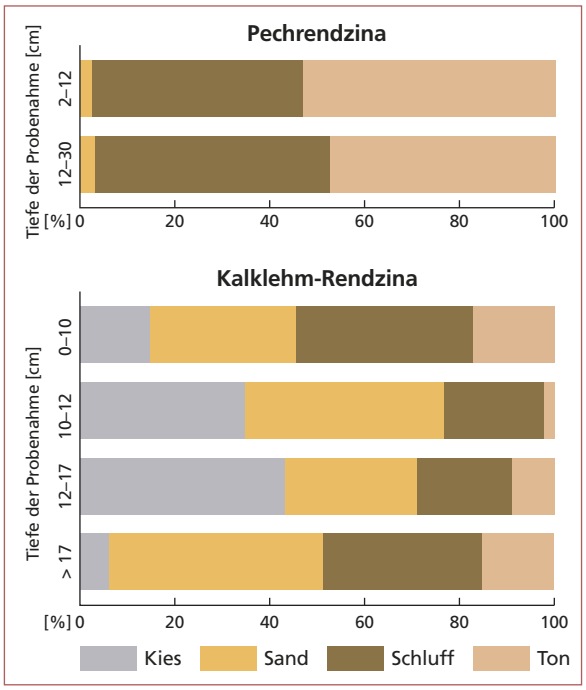


Abb. 8: Kornverteilungen von Bodenprofil I (oben) und II (unten).
*Fig. 8: Grain-size distribution of soil profiles I (top) and II (bottom).*

## Wasseranalyse

Der Datenlogger wurde von Spätsommer 2013 bis Sommer 2014 verwendet, wobei der maximal beobachtete Durchfluss am 17.9.2013 mit 455 ml/s stattfand. Im Winter wurde kein Durchfluss im Messwehr ermittelt. Ob die Wasserführung gänzlich aufhörte oder sich auf die an der Schlotwand abrinnenden Haftwässer beschränkte, kann nicht gesagt werden. Die Leitfähigkeit lag zwischen 130 und 290 µS/cm, wobei die Minima während Regenereignissen auftraten. Die Temperaturen zeigten ihr Minimum Ende Jänner 2014, als kurzzeitig Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes gemessen wurden. Das Temperaturmaximum trat am 17.9.2013 während eines Regenereignisses auf.

Die Untersuchung der Wasserchemie der am 30.8./11.10.2013 genommenen Proben zeigt, dass das untersuchte Wasser eine höhere Mineralisation aufweist als z.B. am Dachstein und anderen Karstplateaus (Pavuza, 1998). Hauptursache hierfür dürfte die Bodenbedeckung sein, welche am Hochschwab in 2000 m Seehöhe deutlich ausgeprägter ist als auf den westlicheren Karstplateaus. Dies führt zu einem höheren $CO_2$ Partialdruck im Boden und in weiterer Folge zu niederen pH-Werten im Bodenwasser und somit zu verstärkter Karstlösung. Der Hydrogenkarbonatgehalt von 123–150 mg/l entspricht den für die Ostalpen üblichen Werten auf dieser Seehöhe (Pavuza, 1998). Die Magnesiumgehalte betragen 5–8 mg/l, die Calciumgehalte 27–37 mg/l (Tab. 1).

Die Wasserbeprobungen fanden von 15. bis 17.9.2013 und am 10./11.10.2013 statt. Im August fanden während des Aufbaus der Messstation auch Probenahmen statt, welche zur ungefähren Abschätzung der Isotopensignatur der Wässer dienten. Da es beim Ereignis von 15. bis 17. September zu einem frühherbstlichen Wintereinbruch kam, unterscheidet es sich vom Ereignis im Oktober. Dies ließ zwar einerseits Rückschlüsse auf die oberflächennahe Entwässerungscharakteristik zu, verursachte jedoch logistische Schwierigkeiten.

So wurde das Materialzelt während eines Schneesturms zerstört und die Beprobung musste abge-

Tab. 1: Chemische Analysen des Höhlenwassers.
*Tab. 1: Chemical analyses of cave water.*

(Analyse/*analysis* Rudolf Pavuza, NHM)

| Probenahme | T [°C] | Leitfähigkeit [µS/cm] | Ca [mg/l] | Mg [mg/l] | Na [mg/l] | $HCO_3$ [mg/l] | $SO_4$ [mg/l] | $SiO_2$ [mg/l] |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 30.8.2013, 10:12 | 2,5 | 241 | 37 | 5 | 0,13 | 150 | 9 | 0,24 |
| 11.10.2013, 8:17 | 3,4 | 201 | 27 | 8 | 0,07 | 123 | <5 | 0,18 |

brochen werden (Abb. 9). Die Beobachtung der Parameter in der Höhle zeigte, dass der Durchfluss am 17.9. um 20:00 signifikant anstieg, nachdem es die ersten Niederschläge gegen 16:00 gab. Gegen 4:00 früh ging der Niederschlag in Schneefall über und somit kam es zu einer Unterbrechung der Versickerung des Niederschlagswassers aufgrund der Bildung einer Schneedecke (Abb. 10). Der Durchfluss in der Höhle sank ab und näherte sich wieder asymptotisch dem Wert vor dem Ereignis an (etwa 13 ml/s). Am 18.9. kam es am Vormittag zu einem Temperaturanstieg, welcher zu einem Abschmelzen der Schneebedeckung und zu einem Anstieg des Durchflusses in der Höhle führte.

Das Ereignis am 10./11.10. zeigt eine ähnliche Charakteristik: So kam es 4 h nach Niederschlagsbeginn zu einem Anstieg des Durchflusses in der Höhle. Der Erstanstieg erfolgte bei diesem Ereignis innerhalb von 20 min von 2 auf 50 ml/s.

Die Niederschlagsproben des Septemberereignisses weisen stark negative Isotopenwerte auf, was auf die niederen Temperaturen (Schneefall) zurückzuführen ist. Im Gerinne in der Höhle wurden ähnlich niedrige Werte im Oktober, also gut einen Monat später, beobachtet (Abb. 11). Zwischenzeitlich wurde jedoch auf der Station Sonnschienalm rund 100 mm Niederschlag gemessen. Somit kann keine eindeutige Verbindung

Abb. 9: Winterliche Verhältnisse in der Hirschgrube am 17.9.2013.
*Fig. 9: Wintery conditions at Hirschgrube (17 Sep 2013).*
Fotos: Pauline Oberender, Thomas Exel

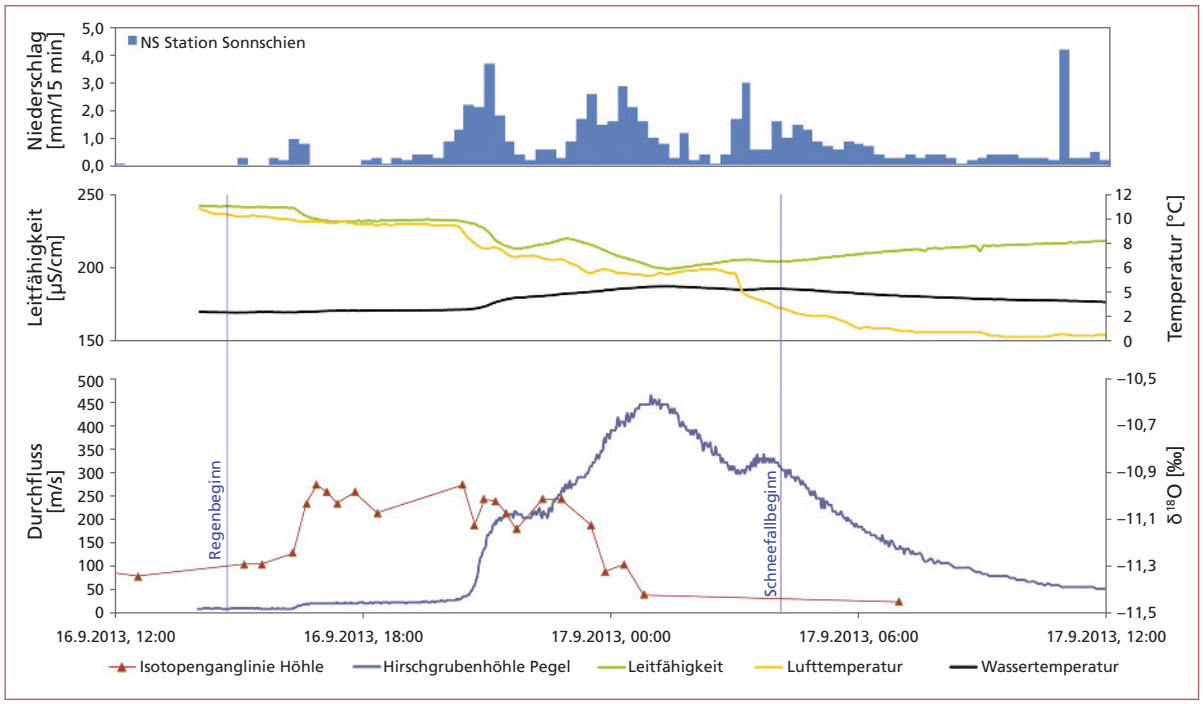


Abb. 10: Ganglinien des Niederschlagsereignisses im September 2013.
*Fig. 10: Hydrograph of the September 2013 precipitation event.*

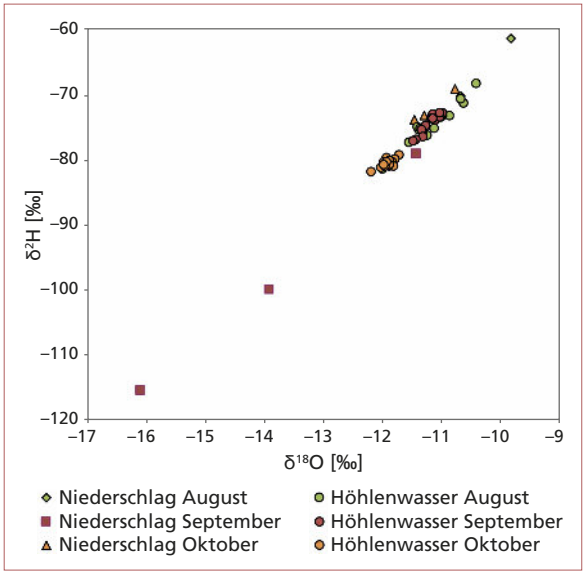


Abb. 11: Isotopendiagramm der gemessenen Ereignisse.
*Fig. 11: Isotope diagram of the measured events.*

des Höhlenwassers im Oktober mit dem Niederschlagswasser des Septemberereignisses hergestellt werden, da es für die Hirschgrube selbst keine automatisiert gemessenen Niederschlagsdaten gibt. Die stark negativen Isotopenwerte des Höhlenwassers im Oktober legen jedoch nahe, dass das Wasser von einem Niederschlagsereignis bei niedrigen Temperaturen, wie sie während des Septemberereignisses herrschten, stammen dürfte. Die geringe Streuung der Isotopenwerte des Wassers im Schacht während Niederschlagsereignissen spricht für eine Homogenisierung des Niederschlagswassers in der Bodenzone und im Epikarst.

Die im Höhlengerinne gemessenen Werte der Wassertemperatur und der Leitfähigkeit weisen einen Zusammenhang mit der Durchflussmenge auf. Steigt der Durchfluss, so steigt die Temperatur, während die Leitfähigkeit sinkt. Der Verlauf der Isotopenwerte des Wassers in der Höhle weist während der Ereignisse keinen Zusammenhang mit jenen des Niederschlags auf. Der Vergleich der $\delta^{18}O$-Werte aller Ereignisse zeigt jedoch, dass die Werte der Höhlenwässer gut mit denen von Niederschlagswässern zuvor beobachteter Ereignisse übereinstimmen. Die $\delta^{2}H$-Werte des Niederschlags weisen im September Werte zwischen –80 ‰ und –115 ‰ auf. Einen Monat später (Oktoberereignis) wurden im Höhlenwasser Werte um –80 ‰ gemessen. Die Frage, inwieweit die beobachtete Speicherung im Epikarst oder im Boden stattfindet, kann noch nicht beantwortet werden. Das Konzept des Epikarsts wurde vorwiegend in nicht-alpinen Gebieten entwickelt (Klimchouk, 2004). Nach Ansicht der Autoren stellt sich die grundsätzliche Frage, ob in hochalpinen, ehemals vergletscherten Gebieten diese oberflächennahe Zone überhaupt existiert. Wahrscheinlicher ist, dass der Epikarst während der letzten Großvereisung erodiert wurde und nach dem Gletscherrückzug nicht genügend Zeit für die neuerliche Entwicklung dieser Zone war. Das Untersuchungsgebiet liegt jedoch im Bereich einer Altlandschaft, die nicht oder nur wenig von glazialer Erosion betroffen war. Insofern erscheint hier die Existenz einer Epikarstzone wahrscheinlich. Eine Möglichkeit, die Existenz bzw. die Mächtigkeit des Epikarsts zu quantifizieren, bieten Georadarmessungen (z.B. Al-Fares et al., 2002). Solche Untersuchungen wurden von Meissl (2009) am Schneeberg (NÖ) durchgeführt. Diese ließen zwar keine genaue Abgrenzung zwischen Epikarst und vadoser Zone zu, zeigten aber vorwiegend an Trennflächen gebundene Karststrukturen bis in über 10 m Tiefe.

## SCHLUSSFOLGERUNGEN

Im Gebiet oberhalb der Hirschgrubenhöhle gibt es zwei unterschiedliche Bodentypen. Flächen mit geschlossener Vegetationsdecke weisen eine Pechrendzina mit der Horizontfolge F-H-C auf. Die Humusform ist Alpenmoder (Alpiner Pechmoder). Die Solifluktionsflächen weisen als Bodentyp Kalklehm-Rendzina mit der Horizontfolge A–ABvrel–BvrelC auf.

Der Mineralbestand der Pechrendzina weist hauptsächlich nichtkarbonatische Minerale auf. Der hohe Anteil an Tonmineralen (hauptsächlich Kaolinit) bedingt durch deren große Oberfläche ein hohes Wasserspeicherpotential dieses Bodens.

Der Mineralbestand der Kalklehm-Rendzina setzt sich hauptsächlich aus Dolomit und kleineren Anteilen nichtkarbonatischer Minerale zusammen. Kaolinit ist hier ebenfalls Hauptbestandteil der Tonfraktion.

Die Pechrendzinen haben ein höheres Wasserspeicherpotential als die Kalklehm-Rendzinen und sind für das Einzugsgebiet des beprobten Schlots der maßgebende Bodentyp.

Am höchsten Punkt des beprobten Schlotes beträgt die Überdeckung 6,5 m.

Es zeigte sich, dass das Gerinne am Fuß des Schlots mit einer Verzögerung von bis zu 4 h nach Niederschlagsbeginn anspringt.

Temperatur und elektrische Leitfähigkeit reagieren unmittelbar auf Schüttungsänderungen. Ein Anstieg des Durchflusses führt zu einer Erhöhung der Temperatur und einem Sinken der Leitfähigkeit.

Die $\delta^{18}O$-Werte des Wassers in der Höhle waren Mitte Oktober 2013 sehr negativ und entsprechen jenen des Niederschlags im September 2013, als Schnee fiel. Da zwischen den beprobten Ereignissen an der Station Sonnschien jedoch insgesamt 100 mm Niederschlag gemessen wurden, ist ein eindeutiger Rückschluss auf das Niederschlagsereignis im September nicht gegeben.

## DANK

Ein besonderer Dank ergeht an die MA 31 – Wiener Wasser (insbesondere Gerhard Kuschnig) – für die finanzielle Unterstützung dieser Masterarbeit. Dank auch an Rudolf Pavuza für die hydrochemischen Untersuchungen. Vielen Dank an die Unterstützung vor Ort an Karl Sattler von der Sackwiesenalm, der Forstverwaltung Pyhrr (Wilhelm Habenbacher) und Barbara & Franz Tösch von der Häuselalm. Für die geduldige Durchsicht und Anmerkungen zum Manuskript bedanke ich mich bei Ronny Boch und Christoph Spötl. Last but not least möchte ich meinen größten Dank und Respekt Pauline Oberender und Harald Bauer entgegenbringen, welche mir während meiner gesamten Feldarbeit am Hochschwab tatkräftigst zur Seite standen. Ihrer Motivation, selbst bei Regenwetter, Sturm, Nebel und herbstlichen Wintereinbrüchen in so einer abgelegenen Region trotzdem weiterzumachen, kann ich nicht oft genug danken.

## LITERATUR

Ahnert, F. (2003): Einfuhrung in die Geomorphologie. – Stuttgart (Verlag Eugen Ulmer).

Al-Fares, W., Bakalowicz, M., Guérin, R. & Dukhan, M. (2002): Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. – Journal of App. Geophysics, 51: 97–106.

Bakalowicz, M. & Jusserand, C. (1987): Etude de l'infiltration en milieu karstique par les méthodes géochimiques et isotopiques. Cas de la Grotte de Niaux (Ariège, France). – Bulletin Centre d' Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, 7: 265–283.

Bryda, G., Van Husen, D., Kreuss, O., Koukal, V. et al. (2013): Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. – Wien (Geol. Bundesanstalt).

Fairchild, I.J. & Baker, A. (2012): Speleothem Science: From Process to Past Environments. – Chichester (Wiley Blackwell).

Exel, T. (2014): Abschätzung des Wasserspeichervermögens der Bodenzone und des Epikarsts am Hochschwabplateau. – Unpubl. Masterarbeit, Univ. f. Bodenkultur Wien.

Ford, D. & Williams, P. (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology. – Chichester (Wiley).

Kendall, C. & Mc Donnell, J. (1998): Isotope Tracers in Catchment Hydrology. – Amsterdam (Elsevier).

Kilian, W. (2002): Schlüssel zur Bestimmung der Böden Österreichs. – Österr. bodenkundl. Ges.

Klimchouk, A. (2004): Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. – In: Jones, W.K., Culver, D.C. & Herman, J. (Hrsg.): Epikarst. – Proc. of the symposium held October 1–4, 2003 Shepherdstown, West Virginia, USA. Karst Water Institute special publication, 9: 23–35.

Mandl, G., Bryda, G., Kreuss, O., Moser, M. & Pavlik, W. (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet. – Unpubl. Endbericht an Wiener Wasser, Wien (Geol. Bundesanstalt).

Meissl, M. (2009): Einsatzmöglichkeiten von Georadar (GPR) zur Erkundung des Epikarsts in Karstwasser Einzugsgebieten. – Unpubl. Masterarbeit, Univ. Wien.

Moser, H. & Rauert, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrogeologie. – Berlin (Gebruder Borntraeger).

ÖNORM L 1083 (2013): Chemische Bodenuntersuchungen – Bestimmung der Acidität (pH-Wert)

ÖNORM L 1084 (2006): Chemische Bodenuntersuchungen – Bestimmung von Carbonat

Pavuza, R. (1998): Zur Hydrochemie des Hirlatzgebietes. – In: Buchegger, G. & Greger, W. (Hrsg.): Die Hirlatzhöhle im Dachstein. – Die Höhle, Beiheft 52: 214–220.

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. & Decker, K. (2006): Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. – Z. f. Geomorphologie, Supplement 147: 29–56.

Scheffer, F. & Schachtschabel, P. (2010): Lehrbuch der Bodenkunde. – Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).

Stadler, H., Strobl, E. & Benischke, R. (2001): Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab. – Unpubl. Arbeitsbericht, Graz (Joanneum Research).

Stadler, H. & Strobl, E. (1997): Karstwasserdynamik Zeller Staritzen. – Unpubl. Endbericht an Wiener Wasser, Graz (Joanneum Research).

Trcek, B. (2003): Epikarst Zone and the Karst Aquifer Behaviour. – Ljubljana (Geoloski zavod Slovenije).

Williams, P. (1985): Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. – Zeitschrift für Geomorphologie, 29: 463–482.

Williams, P. (2008): The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. – Int. J. Speleology, 37: 1–10.

Williams, P. & Fowler, A. (2002): Relationship between oxygen isotopes in rainfall, cave percolation waters and speleothem calcite at Waitomo, New Zealand. – New Zealand J. Hydrology 41, 53–70.

# ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Die Höhle

Jahr/Year: 2016

Band/Volume: 67

Autor(en)/Author(s): Exel Thomas, Stadler Hermann

Artikel/Article: Untersuchungen zum oberflächennahen Wasserspeichervermögen am Hochschwab-Karstplateau 77-87