

Das Karstsystem am Obstanser See (Kartitsch, Osttirol) – geowissenschaftliche Ergebnisse

ZUSAMMENFASSUNG

Die Karsterscheinungen im hintersten Winkler Tal unweit des Obstanser Sees entwickelten sich in altpaläozoischen, sehr schwach metamorphen Karbonatgesteinen im Kontakt zu Silikatgesteinen. Einige Gangprofile sprechen für eine einstige phreatische Höhlenbildungsphase, die mit der heutigen Talmorphologie unvereinbar ist und somit präglazial sein dürfte. Dominiert werden die Höhlen durch vadose Canyons sowie weitverbreiteten Verbruch.

Teile der Obstanser Eishöhle sowie der tiefer gelegene Wasserspeicher sind hydrologisch aktiv. Markierungsversuche belegen einen Zusammenhang des Wasserspeiers mit dem Ponor, der den Obstanser See entwässert. Sie ergaben mittlere Fließgeschwindigkeiten zwischen etwa 100 und 300 m/h. Hydrochemische Analysen zeigen, dass zudem eine nicht unbeträchtliche Zumischung von Karstwässern stattfindet. Das Wasser des Speiers ist im Winter mit 3 °C für diese Seehöhe (Höhleneingang auf 2173 m) anomal warm.

Die Obstanser Eishöhle ist durch eine jahreszeitabhängige Bewetterung charakterisiert, wobei der Bereich hinter dem (unteren) Eingang durch die einziehende Winterluft anomal kalt ist und Eisbildung aufweist. Die Temperatur im Inneren des Systems beträgt etwa 1 °C, was der mittleren Außentemperatur in dieser Seehöhe entspricht. Das Höhleneis zeigt seit Beginn der Aufzeichnungen in den 1930er Jahren eine abnehmende Tendenz, die durch systematische Messungen seit 2008 bestätigt wird. Mittelfristig wird diese Höhle ihren Eisvorrat gänzlich verlieren.

Die Obstanser Eishöhle und die Obstanser Tropfsteinhöhle weisen einen für diese Höhlenlage erstaunlich reichhaltigen Sinterschmuck auf, während klastische Sedimente, abgesehen von Verbruchmaterial, zu-

rücktreten. Neben kalzitischen finden sich häufig auch aragonitische Speläotheme; zudem tritt kalzitische und hydromagnetische Bergmilch sowie lokal Gips auf. Als Besonderheit konnte in der Obstanser Eishöhle erstmals in einer alpinen Höhle die aktive Bildung von Aragonitsinter knapp über dem Gefrierpunkt dokumentiert werden. U-Th Altersbestimmungen belegen Sinterbildung ab 201.000 Jahren vor heute.

ABSTRACT

The karst system at Lake Obstans (Kartitsch, Eastern Tyrol) – geoscientific results

The karst features in the rear of the Winkler Valley close to the small Lake Obstans developed in low-grade metamorphic carbonate rocks of Lower Palaeozoic age in contact with silicate rocks. Passage morphologies document an early phreatic speleogenetic phase incompatible with the modern valley morphology, which is interpreted as pre-glacial in origin. Vadose canyons and widespread breakdown characterise these caves.

Parts of Obstanser Eishöhle and of the lower lying Wasserspeicher are hydrologically active. Tracer tests revealed a connection between Wasserspeicher and the ponor draining Lake Obstans. Mean travel times of the water ranged between about 100 and 300 m/h. Hydrochemical data demonstrate a considerable admixture by karst waters. Interestingly, the water of Wasserspeicher is anomalously warm in winter (3 °C).

Obstanser Eishöhle shows a seasonally changing air flow pattern, whereby the passages behind the (lower) entrance are anomalously cold due to winter air being drawn into the cave. This gives rise to perennial ice formation in this part of the cave, while its interior shows a temperature of about 1 °C, consistent with the mean air temperature

Christoph Spötl

Institut für Geologie
Leopold-Franzens-Universität Innsbruck
Innrain 52, 6020 Innsbruck

Manuel Egger

Institut für Geologie
Leopold-Franzens-Universität Innsbruck
Innrain 52, 6020 Innsbruck
dzt: geo.zt gmbh
Saline 17, 6060 Hall in Tirol

Augusto Mangini

Heidelberger Akademie der Wissenschaften
Im Neuenheimer Feld 229
69120 Heidelberg, Deutschland

Rudolf Pavuza

Karst- und Höhlenarbeitsgruppe
Naturhistorisches Museum Wien
Museumsplatz 1, 1070 Wien

Eingelangt: 26.2.2017
Angenommen: 28.4.2017

outside the cave. Cave ice reveals a decreasing trend since the 1930s, confirmed by systematic measurements since 2008. The perennial cave ice will likely disappear in the near future.

Despite their alpine setting parts of Obstanser Eishöhle and Tropfsteinhöhle are decorated by speleothems, while clastic sediments – apart from collapse blocks – are not common.

Both calcite and aragonite speleothems are present. Active aragonite precipitation, close to the freezing point, was demonstrated in the interior of Obstanser Eishöhle for the first time in a cave of the Alps. U-Th dating revealed speleothems as old as 210,000 years. In addition, calcitic and hydromagnesitic moonmilk and locally also gypsum were found.

EINLEITUNG

Der Karnische Hauptkamm, der auf gut 100 km Länge die Grenze zu Italien bildet, besteht zum überwiegenden Teil aus gut verkarstungsfähigen Karbonatgesteinen. Die Höhlendichte in diesem südlichsten Teil Österreichs ist jedoch erstaunlich gering (Spötl, 2016), was sicherlich zum Teil den Stand der Erforschung widerspiegelt. Westlich des Nassfelds im Bereich des Roskofels befindet sich einer von mehreren Zugängen zum Klondike-Kloce-Höhlensystem (3833/1), aktuell auf 5500 m Länge und 690 m Tiefe erforscht, das großteils jedoch bereits auf italienischem Staatsgebiet liegt. Ein zweites Karstgebiet befindet sich nahe des Westrands der Karnischen Alpen knapp nördlich der Grenze von Osttirol zur italienischen Provinz Venetien. Dieses Gebiet nördlich des Obstanser Sees und der gleichnamigen Alpenvereinschütte im hintersten Winkler Tal (Gemeinde Kartitsch) ist zwar altbekannt, wird aber erst seit dem Jahr 2008 intensiv erforscht. Mit derzeit

3364 m Länge ist die dortige Obstanser Eishöhle (3811/1) das zweitlängste Höhlensystem der Karnischen Alpen und die zweitlängste Höhle des Bundeslandes Tirol. Ihr Vermessungsstand ist im Begleitartikel (Herrmann, dieses Heft) dokumentiert. Auf diesen Daten aufbauend gibt der gegenständliche Artikel einen Überblick über geologische, hydrologische und meteorologische Beobachtungen und Resultate, die in den vergangenen Jahren in dieser und benachbarten kleineren Höhlen getätigt wurden und versucht, diese zu einem Genesemodell zu vereinen. Nicht berücksichtigt in diesem Artikel wurden biospeläologische Analysen. Hierzu liegt eine erste Artenzusammenstellung vor (Fritsch, 2009), wobei hervorgehoben werden kann, dass aus der Obstanser Tropfsteinhöhle zwei neue Arten aus der Familie der Dungfliegen weltweit das erste Mal bestimmt worden sind (Rohaček & Papp, 2000).

GEOLOGIE

Das Obstanser Karstgebiet ist Teil der Karnischen Alpen, eines aus paläozoischen Sedimentgesteinen aufgebauten Gebirgszugs, der im Norden durch die Gailtallinie von den (im geologischen Sinne) ostalpinen Einheiten getrennt ist. Dieser großen Störungzone, einem Abschnitt des Periadriatischen Lineaments, folgt das Gail- und Lesachtal. Nach Süden zu tauchen die Karnischen Alpen unter die jüngeren mesozoischen Gesteine der Südalpen ab, deren Fundament sie bilden.

Die Schichtabfolge der westlichen Karnischen Alpen beginnt im oberen Ordovizium (vor rund 445 Millionen Jahren) mit den Val-Visdende-Schiefern. Wie alle Gesteine der Karnischen Alpen haben auch diese ehemaligen feinkörnigen Meeressedimente eine schwache Metamorphose erfahren und liegen heute als Quarzphyllit vor. Mit diesen Sedimentgesteinen sich verzahnend, treten im Untersuchungsgebiet vulkanische Gesteine wie der Comelico-Porphyr auf, der den Bereich südlich des Karstgebiets aufbaut (Abb. 1). Damit zusammen tritt die Fleons-Formation auf, die

u.a. Quarzite und Grauwacken umfasst. Im Silur kamen Flaserkalke zur Ablagerung, die dann im Devon von mächtigen Karbonatgesteinen abgelöst wurden, die, wie versteinerte Korallen belegen, am Rande von Riffen entstanden sind. Diese silurischen und devonischen Karbonatgesteine sind die Karstgesteine im hinteren Winkler Tal. Im Karbon kam es im Zuge der variszischen Gebirgsbildung zu Deformationen und zur Ablagerung von Tiefseesedimenten in Form des Streifwald-Flysches, der im nördlichen Teil des Winkler Tals vorkommt.

Vor allem im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung wurden die Gesteine der westlichen Karnischen Alpen abgeschert, z.T. intensiv gefaltet und entlang der Gailtallinie steil gestellt. Betrachtet man den geologischen Aufbau des Winkler Tals und der umgebenden Berge (Abb. 1), so nehmen die Gesteine der Fleons-Formation und des Comelico-Porphyr den flächenmäßig größten Anteil ein. Letztere bauen u.a. die landschaftlich dominierende Pfannspitze (2678 m) auf. Die devonischen Karbonatgesteine hingegen sind weniger

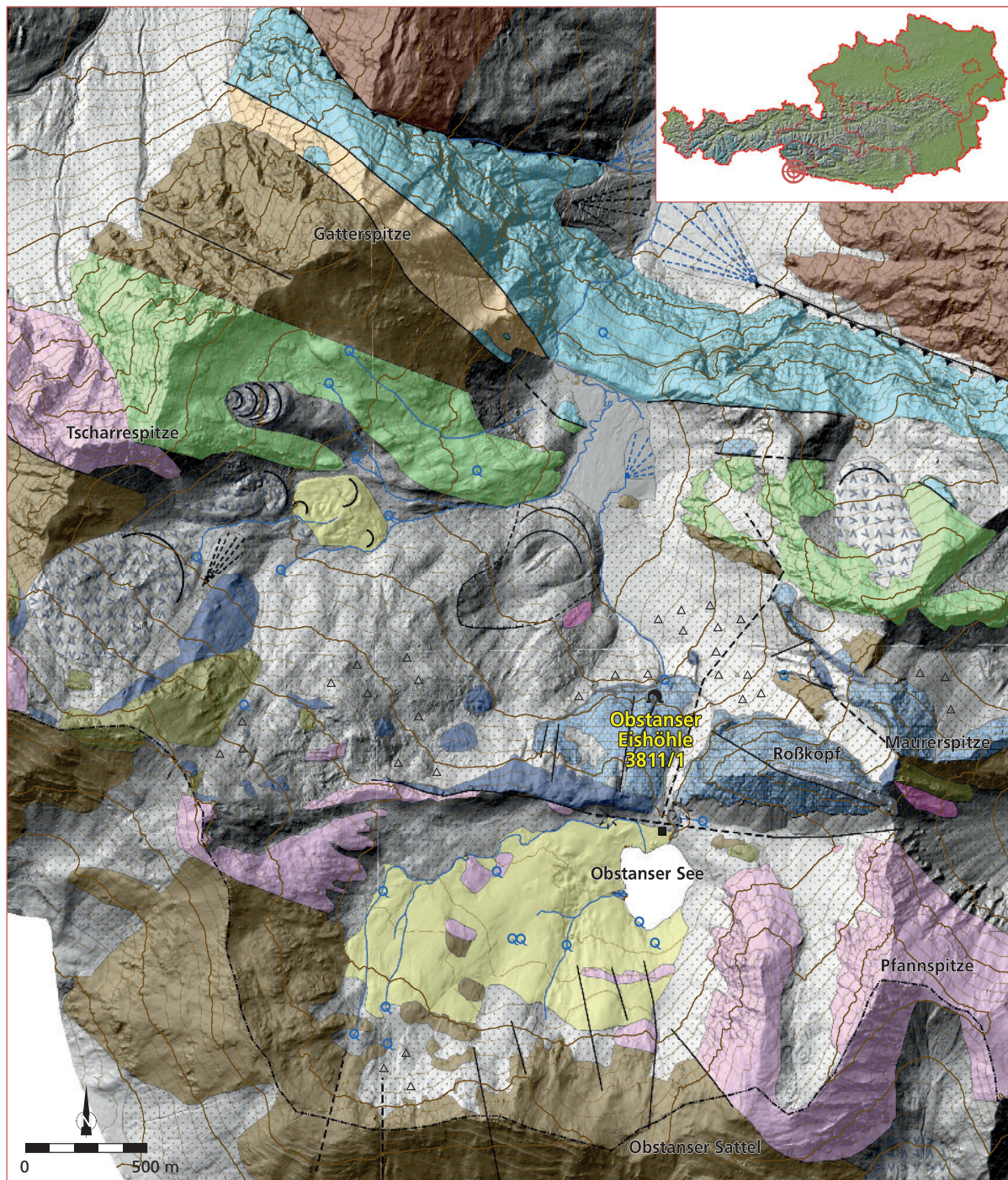


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des südlichen Winkler Tals auf der Grundlage von Hubich et al. (1993), Schönlaub (2000) und Egger (2015). Siehe Abb. 2 für die Legende.

Fig. 1: Geological overview map of the southern Winkler Valley based on Hubich et al. (1993), Schönlaub (2000) and Egger (2015). See Fig. 2 for legend.

stark vertreten, heben sich aber durch ihr markantes Erscheinungsbild – karge Gipfel und schroffe Felswände – klar von den umliegenden Gesteinen ab. Zwei solcher W-E-verlaufenden Karbonatgesteinszüge lassen sich bereits an der Talmorphologie erkennen: Der

nördliche, der die markante Felsflucht am Talschluss des Winkler Tals bildet, und der südliche, der den Obstanser Boden im Süden begrenzt. Alle bislang bekannten Höhlen befinden sich im südlichen Karbonatgesteinszug (Abb. 2). Die Massigkeit des nördlichen

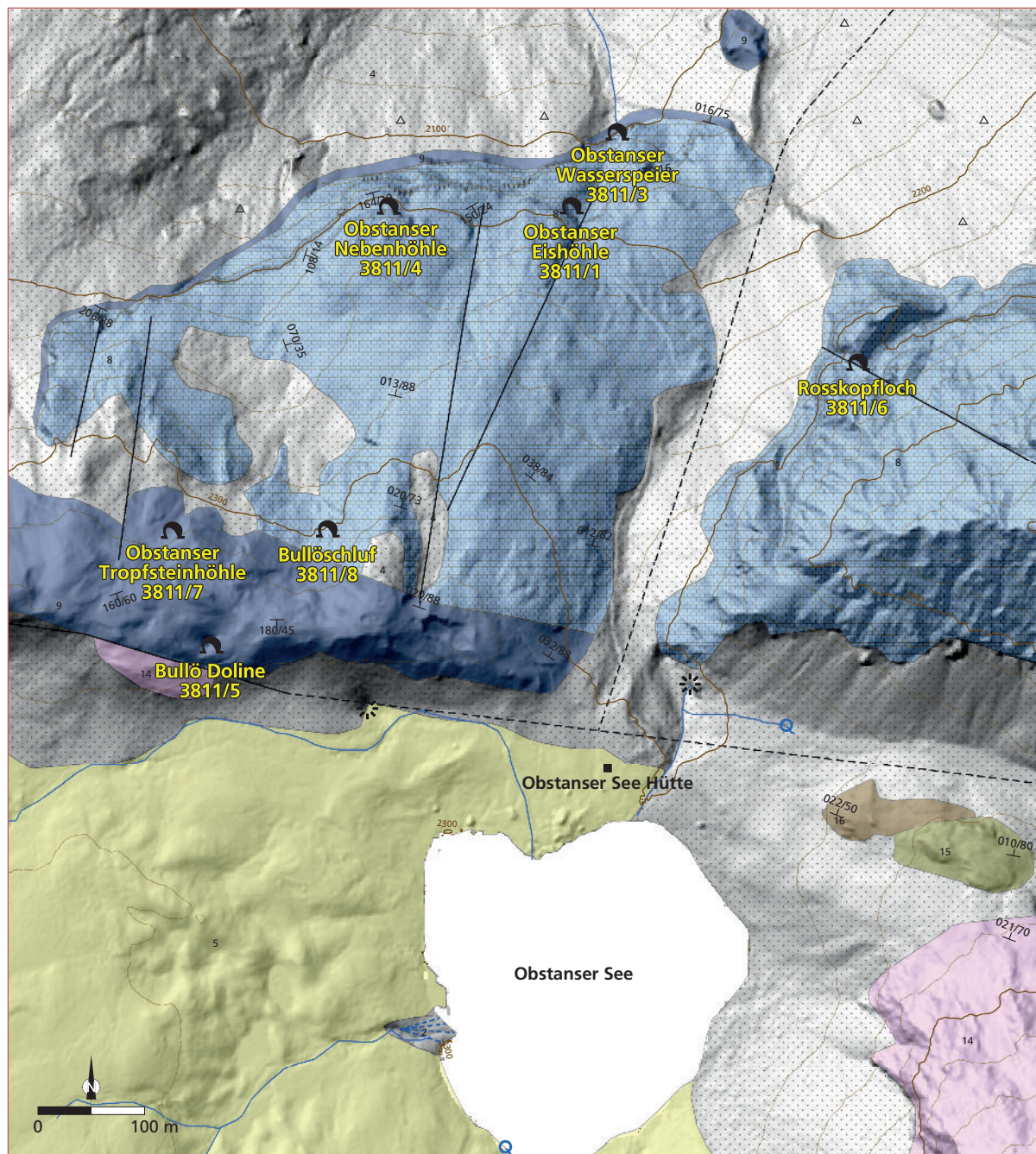


Abb. 2: Geologische Detailkarte des Karstgebiets am Obstanser See, basierend auf Schönlaub (2000) und Egger (2015), sowie Lage der Höhlen.

Fig. 2: Detailed geological map of the karst area near Lake Obstans based on Schönlaub (2000) and Egger (2015) showing the location of the caves.

Legende

- | | | |
|----------------------------|----------------------------------|--|
| Höhle | Jüngste Fluß- und Seesedimente | Dunkler Plattenkalk (Devon) |
| Schwinde | Schwemmfächer | Flaserkalk (Silur) |
| Quelle | Blockgletscherablagerung | Phyllit, Graphitschiefer, Quarzit (Silur) |
| Staatsgrenze | Hangschutt | Ton- und Siltschiefer (Nostra-Formation; Ordov.) |
| Deckengrenze | Grundmoräne | Quarzit, Phyllit (Fleons-Formation; Ordov.) |
| Störung vermutet | Dolomitmarmor (Devon) | Comelico-Porphyröid (Ordov.) |
| Störung gesichert | Massiger Kalk (Devon) | Quarzit (Ordov.) |
| Talzuschub | Gebankter Riffschuttkalk (Devon) | Phyllit (Val Vidsende Gruppe; Ordov.) |
| Abrisslinie Massenbewegung | | |

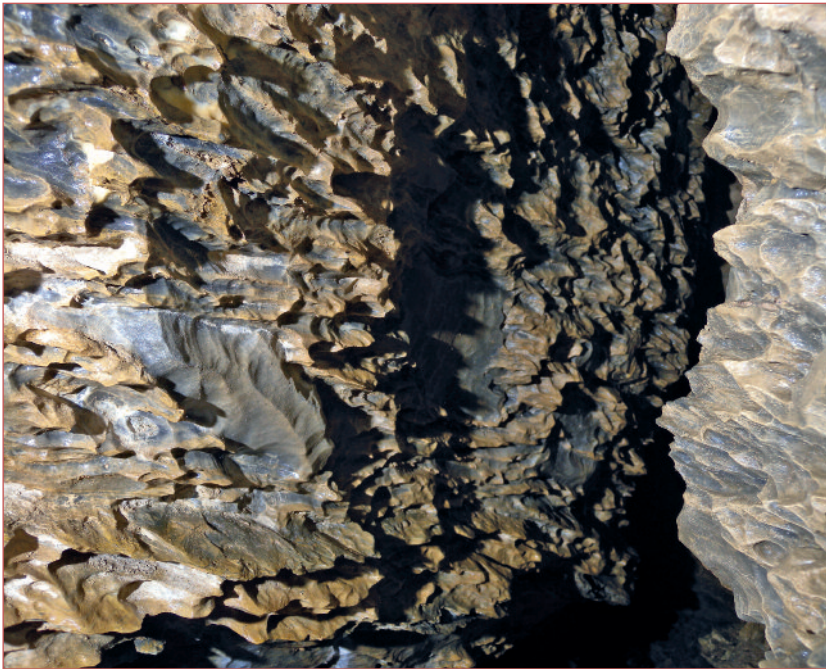


Abb. 3: Charakteristische Hachelbildung im dolomitischen Kalkstein der Obstanzer Eishöhle. Bildbreite ca. 1 m.

Fig. 3: Differential dissolution of the dolomitic limestones resulted in the formation of sharp ridges protruding from the cave wall, a characteristic feature of Obstanzer Eishöhle. Width of image 1 m.

Foto: Christoph Spötl

Zugs dürfte weniger karstförderlich sein als die besser gebankten, hellen Kalke des südlichen. In letzteren treten regelmäßige dolomitische Lagen auf, die schlechter löslich als der umgebende Kalkstein sind und daher herauswittern. Dies prägt das charakteristische Erscheinungsbild der dortigen Höhlen: Diese dolomitischen Partien, die als Rippen der Gesteinsschichtung folgen, stehen hervor (Hacheln, Abb. 3) und wittern braun an, was auf einen geringen Eisengehalt im Dolomit zurückzuführen ist.

Etliche Störungen durchziehen das Karstgebiet. Sie sind meist annähernd N-S- bzw. NNE-SSW-orientiert. An einer solchen steil stehenden Störung entstand das Portal der Eishöhle.

Die Höhle selbst folgt zwei Kluftsystemen: einem NE-SW-streichenden und einem annähernd senkrecht darauf stehenden (NW-SE), wobei sich das letztgenannte morphologisch an der Oberfläche nur wenig abzeichnet (Hubich et al., 1993; Egger, 2015).

HYDROGEOLOGIE

Das Gebiet um die Obstanzersee-Hütte bietet neben den Höhlen noch einen weiteren interessanten Aspekt: Der malerisch gelegene See besitzt einen oberirdischen Abfluss, der nach knapp 100 m Fließstrecke in einem Ponor verschwindet. Unterhalb der Obstanzer Eishöhle entspringt in einer Felswand spektakulär der Obstanzer Wasserspeier (3811/3; Abb. 4). Einen Konnex zwischen Seeabfluss und dieser 380 m Luftlinie entfernten und 193 m tiefer gelegenen Quelle herzustellen liegt somit nahe.

Erste hydrochemische Analysen, die im Sommer 2008 durchgeführt wurden, ergaben, dass das Wasser des Sees jedoch deutlich weniger mineralisiert ist als das des Speiers (Herrmann et al., 2009). Im September der Jahre 2013 und 2014 wurden weitere Messungen durchgeführt (Egger, 2015). Sie bestätigten die Unterschiede zwischen See- und Speierwasser (Tabelle 1)

und zeigten, dass sich beide auch hinsichtlich ihrer elektrischen Leitfähigkeit deutlich unterscheiden. Aber auch bezüglich aller anderen gemessenen Kationen und Anionen gibt es signifikante Unterschiede, insbesondere beim Nitratgehalt. Aus den Wasserchemiedaten lässt sich ein hydrologischer Zusammenhang zwischen Speier und Ponor jedoch nicht belegen. Auch die Isotopenwerte des Sauerstoffs helfen hier nicht weiter: Beide Lokalisationen haben sehr ähnliche Werte (Tabelle 1), was aber nur bedeutet, dass ihre Einzugsgebiete auf vergleichbarer Seehöhe liegen. Am 30.7.2009 wurde daher ein erster Versuch unternommen, die Fließverbindung See-Speier direkt zu belegen. Dazu wurden 4,5 kg Kochsalz in den Ponor eingespeist und am Speier (geschätzte Schüttung 10–20 l/s) manuell die Änderung der elektrischen Leitfähigkeit kontrolliert. Nach 3 h begann diese tat-



Abb. 4: 68 m unterhalb des markanten Eishöhlenportals (rechts vom Schneefleck) entspringt der ganzjährig fließende Wasserspeier.

Fig. 4: The perennial Wasserspeier emerges 68 m below the prominent portal of Obstanzer Eishöhle (to the right of the snow patch).

Foto: Werner Mache

sächlich anzusteigen, um nach einer weiteren Stunde das Maximum zu erreichen. Die Messung der Hauptkonzentration des Markierungsstoffs nach 4 h bedeutet, dass damals im Karstaquifer eine vergleichsweise geringe mittlere Abstandsgeschwindigkeit von knapp 100 m/h herrschte. Diese und die nachfolgenden Werte beziehen sich auf eine Strecke von 380 m, die der Luftlinie zwischen Ponor und Speier entspricht. Die wahre Fließgeschwindigkeit muss jedoch aufgrund des gekrümmten, aber nicht bekannten Fließweges natürlich höher sein.

Am 3.11.2013 erfolgte ein erster Markierungsversuch mittels Fluoreszenztracer. Bei kalter Witterung wurden 5 g Uranin in den Ponor eingegeben und am Speier wurden alle 15 min Proben gezogen. Die Schüttung

desselben betrug weniger als 30 l/s. Nach 1,5 h wurde der erste Tracer mit einer Konzentration von 4 ppb detektiert, der nach 2 h mit 136 ppb das Maximum erreichte, was für eine doppelt so hohe mittlere Fließgeschwindigkeit wie 2009 spricht.

Zwei umfangreichere Markierungsversuche wurden im Sommerhalbjahr 2014 durchgeführt. Am 3.7.2014 wurden im Rahmen einer studentischen Feldübung zu Testzwecken in 10-min-Abständen vier Fluoreszenztracer (Amidorhodamin G, Uranin, Sulforhodamin B und Na-Naphtionat) in den Ponor eingespeist. Es herrschten bereits Tage zuvor warme Bedingungen, Regen und eine entsprechend starke Schneeschmelze. Die mittels Salzverdünnungsmethode ermittelte Schüttung des Speiers betrug 160 l/s. Alle vier Markie-

rungsstoffe traten nach 59 bis 64 min am Speier auf. Die Tracer-Maxima wurden nach 74, 89, 79 und 74 min erreicht, d.h. in fast der halben Zeit als beim spätherbstlichen Test im Vorjahr, was mittleren Fließgeschwindigkeiten zwischen 256 und 308 m/h entspricht. Drei der vier Tracer zeigten zudem kleine sekundäre Peaks am abfallenden Ast der Durchbruchkurven, d.h. Teile der Tracer wurden im System zwischen etwa 10 und 40 min zurückgehalten und verzögert weitergeleitet.

Zehn Tage später, am 13.7.2014, fand bei annähernd denselben Witterungsbedingungen ein letzter Markierungsversuch statt. Die Schüttung des Speiers betrug wiederum 160 l/s. 1 g Uranin und 2 g Sulforhodamin B wurden am Ponor mit 10 min Abstand eingegeben. Amidorhodamin G wurde in einen kleineren weiteren Ponor 200 m westlich davon eingegeben. Dieser Ponor ist seit Jahrzehnten im wesentlichen inaktiv. Noch bis in die 1920er Jahre existierte ein Bächlein darin. Später wurde dieses Richtung See umgeleitet, welcher zuvor nur einen einzigen Zufluss von Südwesten her besaß. Bei starker Wasserführung des Bachs ist dieser Ponor für kurze Zeit aktiv, so auch am 13.7.2014, als ein paar Sekundenliter in diesen hineinfließen. Die Detektion am Fuß des Speiers erfolgte alle 2 min. Uranin wurde nach 64 min erstdetektiert und erreichte nach 81 min seine maximale Konzentration mit 6 ppb, während Sulforhodamin B nach 66 min zum ersten Mal detektiert wurde und seinen Maximalwert nach 79 min erreichte. In beiden Fällen wurden somit vergleichbare Ergebnisse wie am 3.7.2014 erzielt. Amidorhodamin G hingegen wurde nicht nachgewiesen. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, dass es doch eine Verbindung dieses meist inaktiven Ponors mit dem Speier gibt, denn der Test wurde nach 130 min beendet. Die Markierungsversuche zeigen somit, dass der Abfluss des Sees in dasselbe Karstsystem gelangt, aus

dem der Speier sein Wasser bezieht. Allerdings weist das Speierwasser eine deutlich höhere Mineralisation auf als das Seewasser. Zwei Prozesse dürften dafür verantwortlich sein. Erstens könnte es im Untergrund zu einer Zumischung von Karstwässern kommen. Die Exploration der Eishöhle hat gezeigt, dass im *Linken Ast* zwei wasseraktive Bereiche existieren, wobei der interessantere jener Bach ist, der im *Wassergang*, hinter dem *Siphon I*, in einer unschließbaren Spalte verschwindet. Inwiefern dieses Wasser Teil des Fließsystems Ponor-Speier ist, müssen zukünftige Messungen und Markierungsversuche in der Höhle zeigen. Zum anderen zeigen die wasserchemischen Daten, dass das Seewasser in Bezug auf Kalzit um den Faktor 2–3 aggressiver ist als das Speierwasser. Das lässt sich aus dem sogenannten Sättigungsindex (SI) ablesen (Tabelle 1). In anderen Worten, das Seewasser dürfte auf seinem Weg durch das Karstsystem bis zum Speier Karbonatgestein lösen und so einerseits an Aggressivität verlieren (SI nähert sich dem Nullwert an), andererseits an gelösten Stoffen zulegen (Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit).

Der Speier hält noch eine weitere Besonderheit bereit, die sich erst zeigte, als seine Temperatur kontinuierlich über einen Winter hindurch gemessen wurde (Abb. 5): Das Wasser weist im Winter mit 3 °C eine für diese Seehöhe anomal hohe Temperatur auf. Betrachtet man den jahreszeitlichen Temperaturverlauf zwischen Ponor und Speier, so sieht man, dass im Sommer und Herbst das Seewasser mit recht hohen Temperaturen in den Ponor rinnt und dieses Temperaturmuster das gleiche ist, das in der warmen Jahreszeit am Speier gemessen wird (und mit der Witterung korreliert; Abb. 5). Dies bestätigt somit auch die durch Tracertests belegte hydrologische Verbindung von Ponor und Speier. Interessanter ist die Wintersituation: Zwischen Anfang Oktober 2013 und Anfang Juli 2014 war das Seewasser,

Tabelle 1: Vergleich der Wasserchemie des Ponors beim Obstanzer See und dem Wasserspeier. T..Temperatur, LF..elektrische Leitfähigkeit, SI..Sättigungsindex in Bezug auf Kalzit.

Table 1: Comparison of the water chemistry of the ponor at Lake Obstans and Wasserspeier. T..temperature, LF..electrical conductivity, SI..saturation index of calcite.

Probe	Lokalität	T (°C)	LF (µS/cm)	pH	HCO ₃ (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Sr (mg/l)	NO ₃ (mg/l)	Cl (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	SI	δ ¹⁸ O (‰, VSMOW)
4.9.2013															
ME1_15	Speier	4,1	90	8,22	43,6	0,67	0,49	14,2	1,9	0,06	0,46	0,28	3,6	-0,65	-12,12
ME1_16	Ponor	2,2	35	7,58	10,9	0,51	0,25	5,6	0,9	0,04	0,01	0,15	3,0	-2,33	-11,95
18.9.2014															
ME2_15	Speier	5,8	90	7,83	47,9	0,63	0,37	14,5	2,0	0,06	0,51	0,17	3,5	-0,98	-12,15
ME2_16	Ponor	8,0	37	7,28	17,4	0,45	0,21	5,1	0,78	0,04	0,01	0,06	2,8	-2,39	-12,14

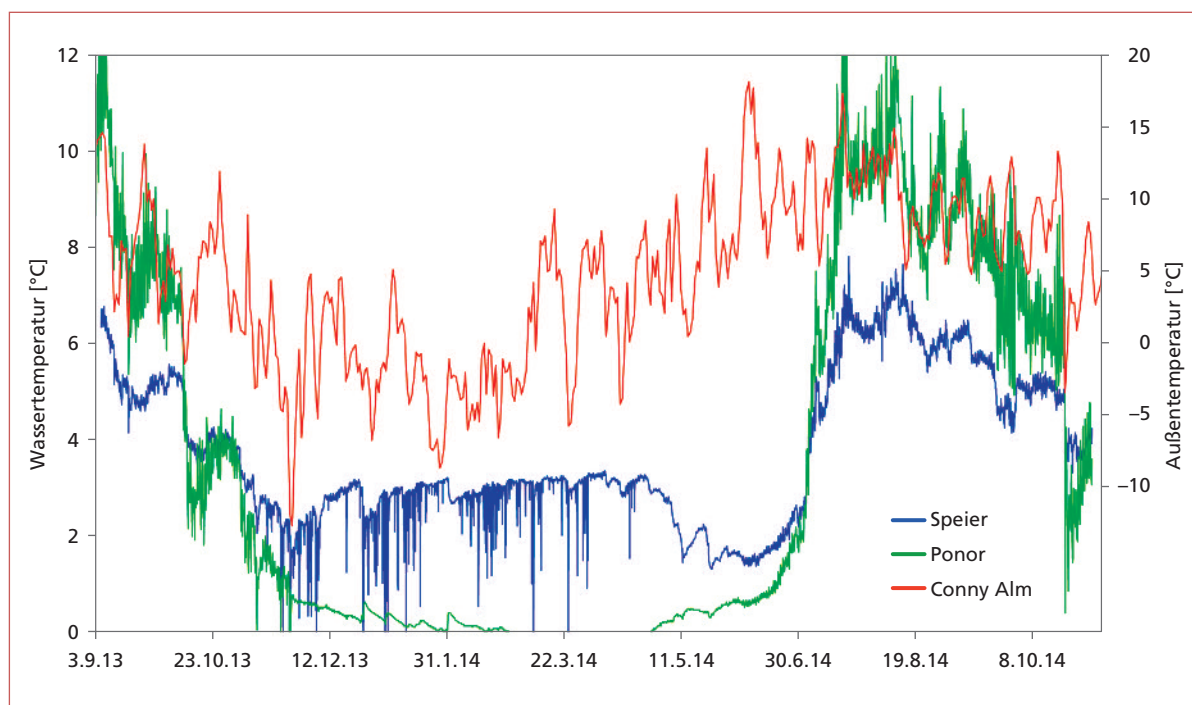


Abb. 5: Temperaturverlauf des Wassers am Fuß des Wasserspeiers zwischen September 2013 und Oktober 2014. Die Sonde wurde in einem kleinen Becken am Fuß des Speiers installiert, wobei die vielen Ausschläge gegen 0 °C anzeigen, dass es in diesem Becken immer wieder zu lokaler Eisbildung gekommen ist bzw. könnten sie auch von kleineren Schneerutschungen stammen, die in den Bach gelangten. Der Vergleich der Lufttemperatur, gemessen an der meteorologischen Station Conny Alm auf 2070 m Seehöhe oberhalb von Obertilliach (Tagesmittelwerte) mit der Wassertemperatur am Ponor zeigt eine deutliche, zeitlich leicht versetzte Übereinstimmung des Speierwassers mit dem in den Ponor einfließenden Seewasser sowie den Witterungsverhältnissen im Sommer und Herbst.

Fig. 5: Water temperature below Wasserspeier between September 2013 and October 2014. The measurements were recorded in a small pool below the spring, whereby the negative peaks approaching the freezing point indicate that the water in this pool repeatedly froze or small amounts of snow slid into the pool. A comparison of the outside air temperature measured at the meteorological station Conny Alm (2070 m a.s.l.) above the village of Obertilliach (daily mean values) and the water temperature at the ponor shows a strong but slightly delayed correlation between the water of Speier, the ponor and the outside air between summer and autumn.

welches in den Ponor rann, kälter als das des Speiers, d.h. der oberflächliche Seeabfluss, der im Spätherbst stark zurückgeht und meist schon auf der Fließstrecke zum Ponor versickert, ist zu kalt, um die Temperatur des Speierwassers zu erklären. Die Temperatur im Inneren des Höhlensystems ist nur etwa 1 °C (s.u.), so dass auch der Karstwasserkörper als Einflussfaktor ausscheidet. Als mögliche Ursache dieser anomal warmen Wintertemperatur könnte das tiefere Seewasser in Frage kommen. Wie die meisten Hochgebirgsseen weist auch der 7-8 m tiefe Obstanser See ein Hypolimnion auf, also eine Tiefenwasserzone, die im Winter eine konstante Temperatur von rund 4 °C zeigt, bedingt durch die Dichteanomalie von Wasser, die bei 4 °C am größten ist. Das bestätigt auch eine ältere limnologische Studie dieses Sees (Turnowsky, 1954). Es ist denkbar, dass es im Spätherbst zu einem hydrologischen „switch“ kommt: Parallel mit dem Rückgang der oberirdischen Seezuflüsse nimmt der Seeabfluss via Ponor ab. Die Schüttung des Speiers geht parallel dazu stark zurück, versiegt aber nicht, denn nun könnte sich

ein geringer, vermutlich nur wenige Sekundenliter umfassender, weiterer Zufluss bemerkbar machen: Wasser, das durch eine undichte Stelle am Seeboden Richtung Norden fließt. Dieses „Leck“ alimentiert auch in der warmen Jahreszeit den Speier, wird in dieser Zeit aber von der viel größeren Wasserkomponente aus dem Ponor überlagert.

Dieses Modell würde erklären, warum die Speiertemperatur den ganzen Winter hindurch relativ stabil um 3 °C pendelt. Würde es sich um eine Art Restwärme im Karstsystem aus der Zeit des sommerlichen Warmwasserzuflusses via Ponor handeln, dann sollte man eine sukzessive Abnahme der Speiertemperatur über die Wintermonate feststellen. Das Wintersignal ist jedoch konstant (Abb. 5) und die großen Temperatureinbrüche Anfang Mai bis Anfang Juni korrelieren mit dem Beginn der Schneeschmelze, d.h. dem Eintrag von sehr kaltem und gering mineralisiertem Wasser in das System, was durch die starken Rückgänge der elektrischen Leitfähigkeit belegt ist (Abb. 6). Dieses Modell könnte eine Erklärung für die thermischen Eigenschaf-

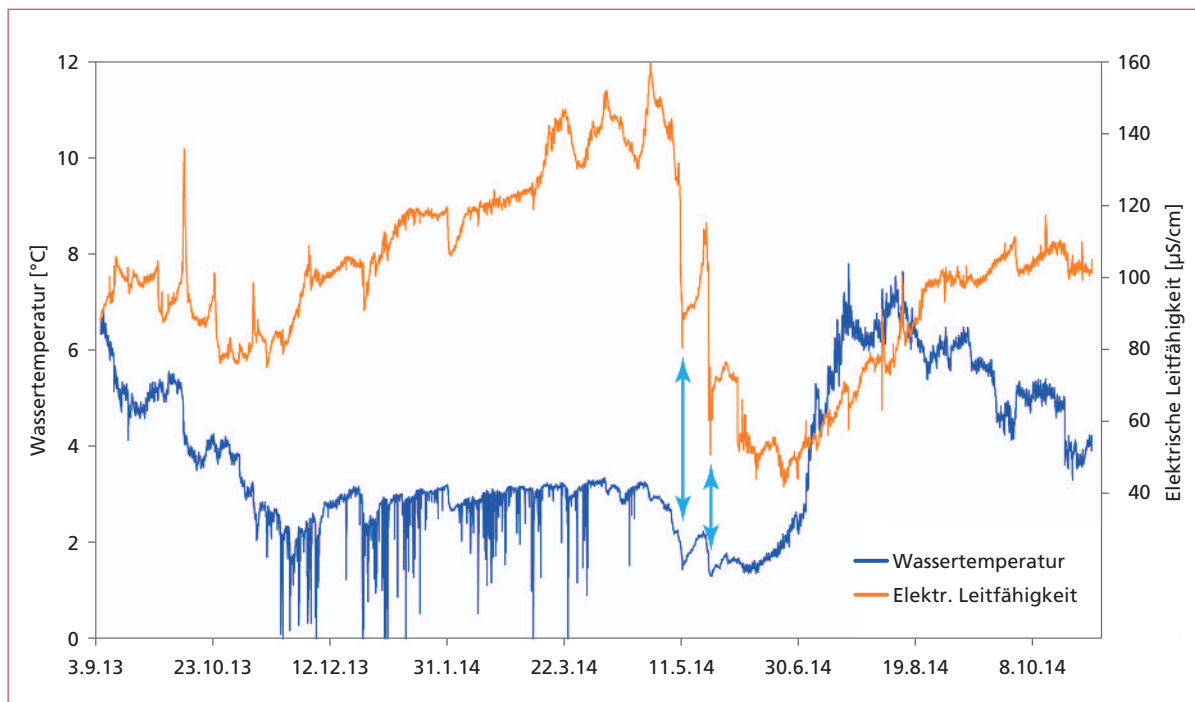


Abb. 6: Die elektrische Leitfähigkeit als Maß für die Mineralisation des Speierwassers zeigt Minimalwerte, verursacht durch die Schneeschmelze im Einzugsgebiet des Obstanser Sees (Doppelpfeile), und Höchstwerte am Ende des Winterhalbjahrs.
 Fig. 6: Electrical conductivity of Wasserspeier, an indicator of the total dissolved solids, shows minima due to snow melt in the catchment of Lake Obstans (double arrows) and maxima at the end of winter.

ten des Speierwassers sein, welches das Reservoir des relativ warmen See-Hypolimnions „anzapft“, während der See selbst einen Eis- und Schneedeckel aufweist. Die elektrischen Leitfähigkeitswerte des Speierwassers steigen über das Winterhalbjahr graduell an und erreichen bis zu 160 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Abb. 6). Ob dies auf hohe Leitfähigkeiten des Hypolimnions zurückzuführen ist, wo mit hoher Wahrscheinlichkeit reduzierende Verhältnisse herrschen (Turnowski, 1954), wurde noch nicht geklärt. Die in Abbildung 6 erkennbare parallele Entwicklung von Temperatur und Leitfähigkeit des Speierwassers könnte darauf hindeuten. Alternativ ist denkbar, dass es auch im Winter zu einer Zumischung von (höher mineralisiertem) Karstwasser im Untergrund kommt. Die Speiertemperatur im Vergleich zu der des Karstwassers (ca. 1 °C) legt jedenfalls nahe, dass allein

aus thermischen Gründen die Zumischung aus dem Karst deutlich weniger sein muss als die Seewasserkomponente. Andererseits kann letztere nicht besonders hoch sein, da sich sonst dieser Wasserverlust über die Wintermonate durch eine Seespiegelabsenkung bemerkbar machen müsste, wofür es keine Hinweise gibt (mündl. Mitt. Heinz Bodner, 2017). Für eine endgültige Klärung der hydrogeologischen Verhältnisse des Systems Ponor-Speier wären Schüttungsaufzeichnungen insbesondere im Winter nötig, die nicht vorliegen. Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, dass die Obstansersee-Hütte über ein Kleinkraftwerk verfügt, welches etwa 10 m nach dem Seeabfluss einige Sekundenliter ableitet. Dieses Wasser wird am Ende einer Druckrohrleitung abgearbeitet und versickert im Blockschutt.

HÖHLENMETEOROLOGIE

Die Beobachtung, dass die Höhlenluft im Sommer und Herbst am Eingang der Obstanser Eishöhle herauszieht und tagnahe Abschnitte hinter dem Eingang ganzjährig Eis führen, spricht für ein dynamisch bewettertes System, von dem lediglich der untere Eingang bekannt ist. Beobachtungen der Bewetterung im Winter stehen aus, da der Zugang bei Schnee und Eis lebensgefährlich ist. Daten regionaler Wetter-

stationen belegen für die Seehöhe des Eingangs (2173 m) eine mittlere Jahrestemperatur der Außenluft von etwa 0,9 °C. Das passt gut zu einer Temperaturmessreihe im hinteren Abschnitt des *Bruchsintercanyons*, wo eine mittlere Temperatur von $1,0 \pm 0,4$ °C gemessen wurde (Juni 2013 bis August 2014). Die Daten zeigen auch, dass selbst diese inneren Gangabschnitte gut bewettert sind und die saisonale

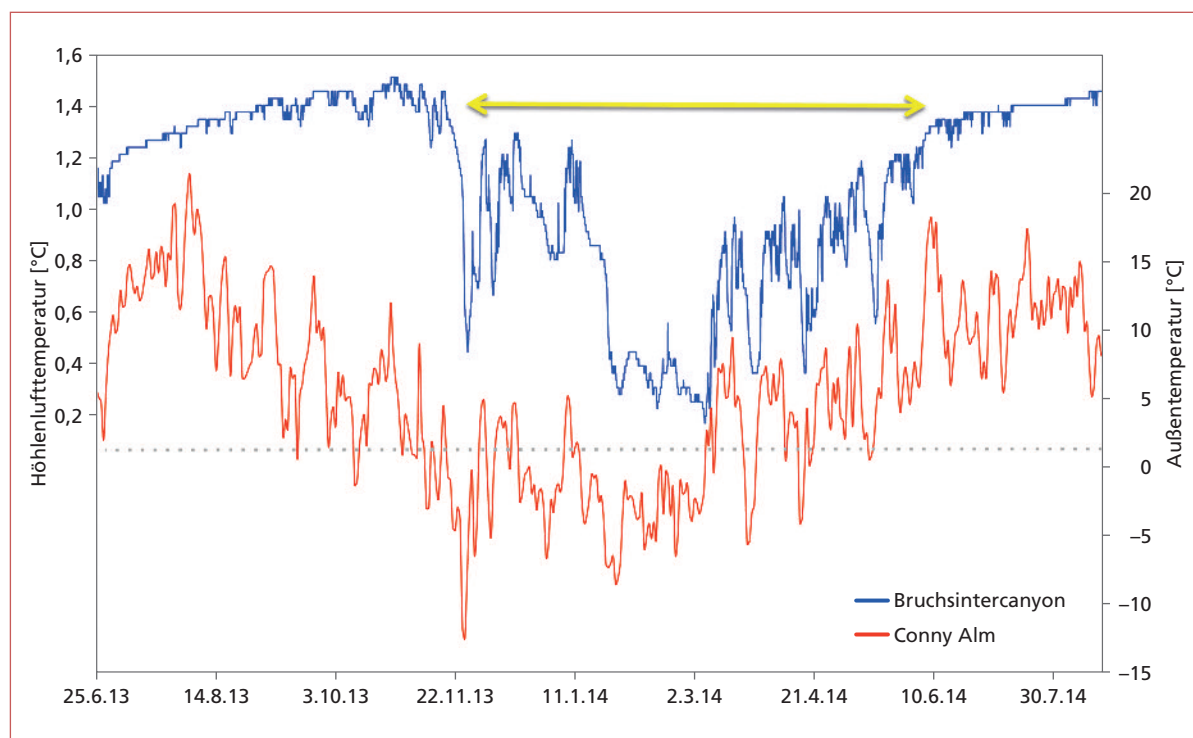


Abb. 7: Die obere Kurve zeigt die einzige längerfristige Lufttemperaturaufzeichnung aus dem Inneren der Obstanzer Eishöhle (Bruchsiintercanyon). Darunter die Außenluft, gemessen an der meteorologischen Station Conny Alm (Tagesmittelwerte). Das Winterhalbjahr in der Höhle ist durch den gelben Doppelpfeil markiert. Wenn die Außenluft unter etwa 1 °C abkühlt (die grau gepunktete Linie), wird kalte Luft durch den Eingang in die inneren Teile der Höhle gesaugt. Der abgebildete Winter 2013/14 war eher mild und durch mehrere wärmere Phasen unterbrochen, in denen die Wetterführung mehrfach kurzzeitig auf Sommermodus drehte, z.B. Anfang Jänner.

Fig. 7: The upper curve shows the only available long-term record of air temperature from the interior of Obstanzer Eishöhle (Bruchsiintercanyon). Below is the outside air temperature recorded at the meteorological station Conny Alm (daily mean values). The yellow double arrow marks the winter half year. When the outside air temperature drops below about 1 °C (dotted grey line) cold air is drawn into the cave via the entrance. The winter of 2013/14 was rather mild and interrupted by several warm episodes during which the cave air circulation repeatedly flipped back to the summer mode, e.g. at the beginning of January.

Amplitude dort knapp mehr als 1 °C beträgt (Abb. 7). Die Messwerte zeigen deutlich, dass ab Ende November eine bergwärtige Wetterführung vorherrscht. Erst mit Anfang Juni beginnt das Sommerregime, d.h. die Luft sinkt durch die Höhle ab und verlässt diese am unteren Eingang.

Messungen in Eingangsnähe wurden im Zeitabschnitt Juli 2008 bis Juli 2009 durchgeführt und mit der Außenlufttemperatur der Station Villacher Alpe verglichen, die mit 2164 m auf fast derselben Seehöhe liegt wie der Höhleneingang (2173 m; Abb. 8). Ein Logger, der nahe der Abzweigung des *Linken Astes* hing, zeigt klar den Unterschied zwischen dem temperaturstabilen Sommer/Herbstregime, das 2008 bis Ende November währte, und dem variablen Winter/Frühjahrsregime. In der kalten Jahreszeit saugt die Höhle, bedingt durch den Kamineffekt, Kaltluft vom (unteren) Eingang an (Spötl & Pavuza, 2016), und dementsprechend zeigt die Temperaturkurve am Eingang des *Linken Astes* den gleichen Verlauf wie die der Außenluft (Abb. 8). Auffäl-

lig sind die am Beginn des *Linken Astes* im Sommer/Herbsthalbjahr gemessenen Werte, die sich relativ konstant um den Nullpunkt bewegen (Abb. 8). Grund dafür ist der Beginn des Haupteisbereichs unmittelbar hinter dieser Messstelle: Die Höhlenluft, die im Sommer und Herbst vom *Bruchsiintercanyon* mit ca. 1,4 °C kommt, wird durch den Kontakt mit Eis und Schmelzwasser (= 0 °C) entsprechend abgekühlt. Ein zweites Messgerät war 30 m rechts hinter dem Eingang auf Augenhöhe platziert, d.h. eingangsnäher an der Abzweigung zum Nebeneinstieg, einem engen zweiten Eingang. Es zeigt das gleiche jahreszeitliche Muster, wobei jedoch die Werte im Sommer und Herbst mit etwa 1 und 2 °C höher als am Beginn des *Linken Astes* sind und diese zudem ein gedämpftes Mitschwingen der Temperaturänderungen der Außenluft zeigen (Abb. 8). Beide eingangsnahen Messinstrumente zeigen, dass es auch im Sommer, insbesondere aber im Herbst, Episoden gibt, in denen die Temperaturen leicht absinken. Dies korreliert mit Kaltluftein-

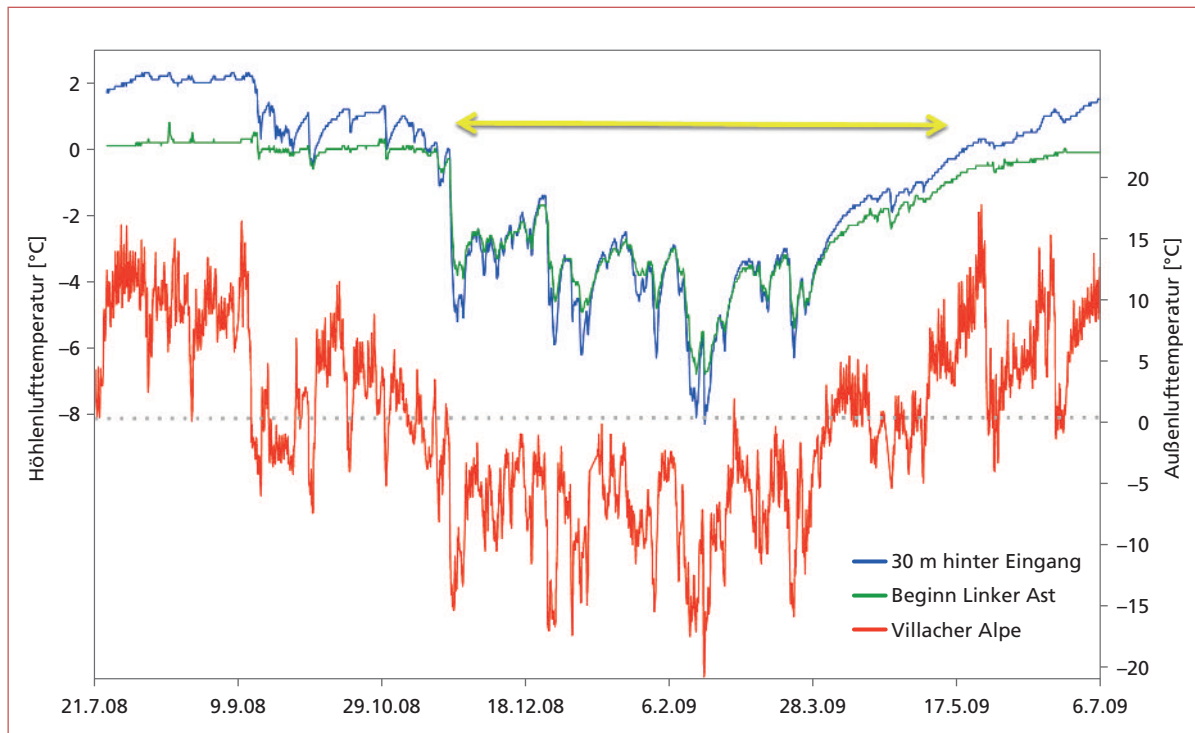


Abb. 8: Temperaturverlauf der eingangsnahen Höhlenluft in der Obstanser Eishöhle über einen Zeitraum von einem Jahr, verglichen mit der Temperatur auf der Villacher Alpe (Stundenwerte). Der gelbe Doppelpfeil markiert das Winterhalbjahr der Höhle, in der ein höhleneinwärts gerichteter Luftstrom herrscht. Die grau gepunktete Linie stellt die Temperatur im Inneren der Höhle dar, bezogen auf die rechte Achse des Diagramms.

Fig. 8: Air temperature behind the entrance of Obstanser Eishöhle recorded over the course of one year, compared to the temperature at Villacher Alpe (hourly values). The yellow double arrow marks the winter half year in this cave, characterised by air flowing into the cave via the (lower) entrance. The dotted grey line shows the cave interior temperature (right-hand axis of the diagram).

brüchen, die an der Station Villacher Alpe zu deutlichen Minuswerten (Abb. 8) und herbstlichen Schneefällen führten. Es kann davon ausgegangen werden, dass zu diesen Zeiten die tagwärtige Luftbewegung stagnierte und kurzzeitig auf bergwärtig drehte, es jedoch noch nicht zu einer permanenten Umkehrung der Höhlenluftzirkulation kam.

Von der Obstanser Tropfsteinhöhle liegen bislang keine instrumentellen Messungen vor. Aufgrund der absteigenden Geometrie und dem Fehlen eines unteren Einganges wird jedoch davon ausgegangen, dass sie eine leichte Kälteanomalie aufweist, die jedoch aufgrund des engen Eingangs nicht ausreicht, um dort Eis zu bilden bzw. zu erhalten.

HÖHLENEIS

Von den derzeit bekannten sieben Höhlen im Karstgebiet nördlich des Obstanser Sees führt nur die Obstanser Eishöhle ganzjährig Eis. Sie ist zudem die einzige derzeit bekannte Eishöhle in Osttirol. Die aktuelle Eisverbreitung betrifft zum einen den vor-

Mittels eines Dosimeters (Karlsruher Dosimeter, Fa. GT Analytic) wurde zudem in der Obstanser Eishöhle die durchschnittliche Radonaktivität über ein Beobachtungsjahr (25.7.2008–30.7.2009) in Eingangsnähe gemessen. Diese betrug für ^{222}Rn , das rund 90 % des Gesamtradons ausmacht, $674 (\pm 27) \text{ Bq/m}^3$. Eine Direktmessung am 24.7.2008 ergab bei tagwärtiger Wetterführung 30 m hinter dem Eingang einen doppelt so hohen Wert (1390 Bq/m^3 , bei einem CO_2 -Gehalt von rund 400 ppm). Dies passt gut zum Bild einer jahreszeitlich wechselnden Wetterführung, also mit niedrigen Werten im Winter, die kaum höher als jene der freien Atmosphäre (rund 10 Bq/m^3) sein dürften.

deren Abschnitt des *Rechten Astes* (*Eiswulst*) und zum anderen eine längere Strecke des *Linken Astes*, wo Boden- und seltener Wandeis diskontinuierlich bis kurz nach der *Eiswand* auftreten (Abb. 9), was einer Entfernung von etwa 120 m vom Eingang entspricht.

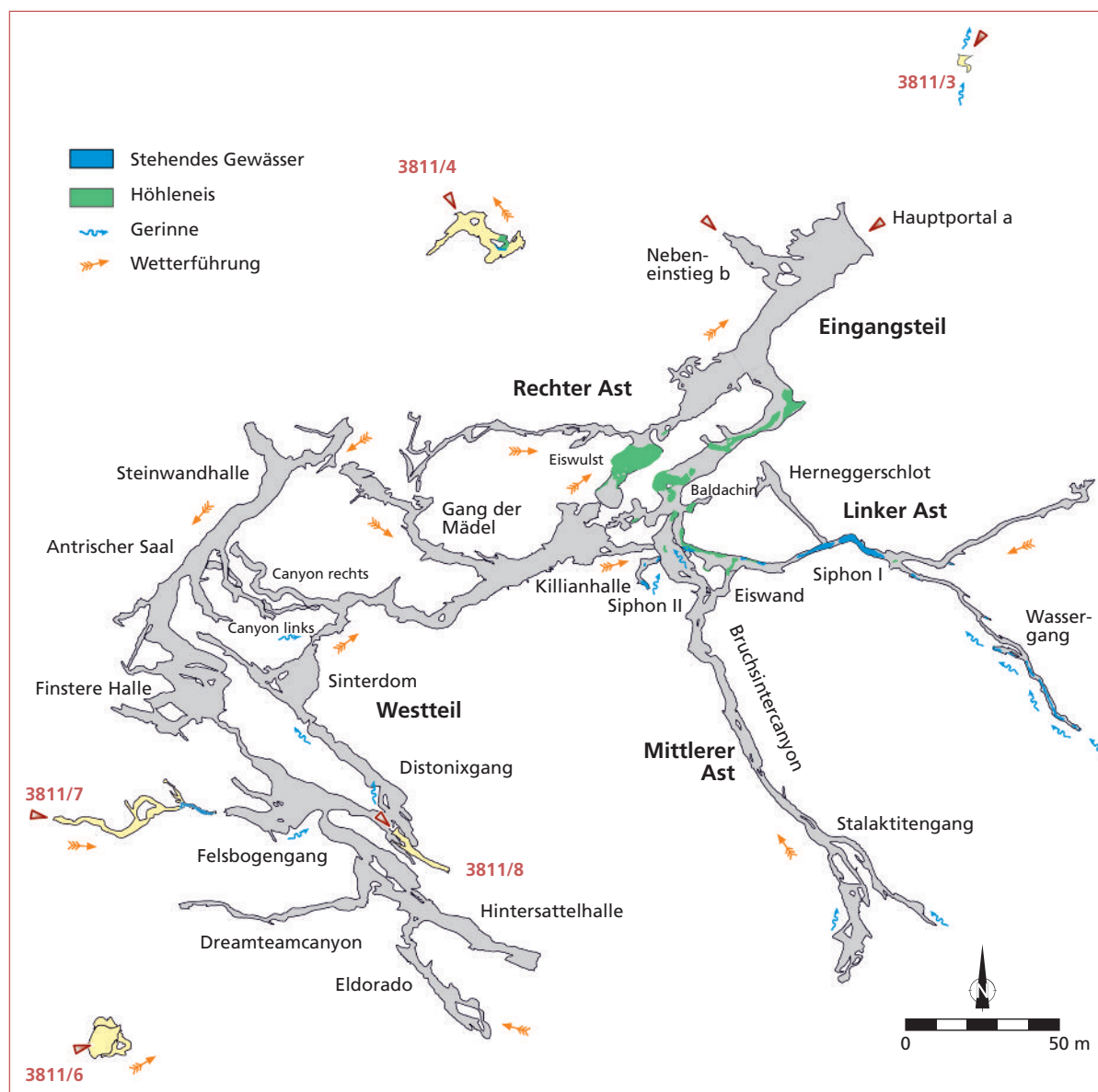


Abb. 9: Vereinfachter Grundriss der Obstanser Eishöhle und seiner kleineren Nebenhöhlen (in Gelb) mit der Verbreitung des ganzjährigen Höhleneises und der Höhlengerinne, sowie der Wetterführung im Sommer und Herbst. Stand 2016.

Fig. 9: Simplified plan view of Obstanser Eishöhle and smaller caves nearby (in yellow) showing the occurrence of perennial cave ice, streams and airflow during summer and autumn, as of 2016.

Plangrundlage/map source: Eckart Herrmann

Das Eis erreicht meist nur eine Mächtigkeit von weniger als 1 m, nur im Bereich des *Eiswulstes* dürfte es bis etwa 2 m erreichen. Es liegt ein meist sedimentfreies, gebändertes Wassereis vor. Einschlüsse wie z.B. Blatt- oder Holzreste wurden nicht beobachtet.

Über längerfristige Änderungen der Ausdehnung des Höhleneises in der Obstanser Eishöhle liegen nur wenige Anhaltspunkte vor, wovon einer jedoch sehr wichtig ist: Die Vermessung der damals bekannten Teile der Höhle durch Karl Killian und zwei Helfer im Jahre 1934 (Killian, 1935), zwei Jahre, nachdem der allererste Bericht über diese Eishöhle erschienen war (Hernegger,

1932). Diese für die damalige Zeit herausragende geodätische Arbeit und der daraus resultierende Grundriss belegen eine etwas größere flächenmäßige Verbreitung des Eises im *Linken Ast*, wobei offenbar der Zugang Richtung *Bruchstercanyon* via *Eiswand* damals zugееist war; eine Situation, die auch aktuell immer noch eintreten kann, besonders im Frühsommer. Die größte Änderung betrifft allerdings den *Rechten Ast*, der im Plan von Killian 88 m hinter dem Eingang mit einem Eisverschluss endet. An dieser Stelle lehnt heute eine morsche Holzleiter, und nach einer kurzen Engstelle sieht man in einer seitlichen Kammer den



Abb. 10: Bildvergleich des Bodeneises am Beginn des Linken Astes, Blick tagwärts. Rechts die Aufnahme vom Juni 1981, die eine durchgehende Eisfläche zeigt, in die aber bereits ein Schmelzwasserkanal eingeschnitten ist. Links die Situation im Juli 2008, als diese ehemalige Eisfläche nur noch bruchstückhaft erhalten war. Markante Punkte an den Höhlenwänden sind mit Kreisen markiert, um den Bildvergleich zu erleichtern.

Fig. 10: Changes of the floor ice at the beginning of Linker Ast, view toward the entrance. The image taken in June 1981 (right) shows a continuous ice surface dissected by a meltwater channel. On the image on the left (July 2008) the former ice body is already much smaller and fragmented. Circles mark distinctive points on the cave walls to aid the comparison.

Fotos: Werner Mache (links), Wilhelm Hartmann (rechts)

Eiswulst. 1934 war dieser Gang an der Engstelle offenbar zugееist und bildete eine Eiswand. Killians Plan nennt diese „ca. 30 m hoch“, was aus heutiger Sicht deutlich zu hoch erscheint. Leider sind die Killianischen Fotografien – er führte die Detailvermessung stereofotogrammetrisch durch – verschollen. Er erwähnt auch eine kleine „Eishöhle“ ca. 130 m neben dem Eingang der Obstanzer Eishöhle. Diese heute als Obstanzer Nebenhöhle bezeichnete Höhle (3811/4) weist seit ca. 2012 allerdings kein ganzjähriges Eis mehr auf.

Die Berichte, die nach Killian gemacht wurden, beschränken sich auf kurze Statements oder Fotos. Kofler (1987) berichtete, dass 1956 der Eingang zum *Linken Ast* mit Eis fast verschlossen war. Im Juni 1981 befuhren Wilhelm und Helga Hartmann die Obstanzer Eishöhle und berichten, dass das Eis im *Linken Ast* bereits im Degenerationsstadium war: „Der Gang hat einen ebenen Eisboden, in den ein schmaler, bis 1,5 m tiefer „Canyon“ eingeschnitten ist. Die Wände und die Decke sind mit Eiskristallen bedeckt“ (Hartmann & Hartmann, 1982). Die Fotos von dieser Befahrung bestätigen, dass das Bodeneis gerade im Anfangsabschnitt des *Rechten Astes* deutlich mächtiger war als heute (Abb. 10). Während damals dieser Gangabschnitt sehr niedrig war, kann man heute dort aufrecht gehen. Im Sommer 1983, der sehr niederschlagsarm war, sei die Befahrung problemlos gewesen. Weitere Fotovergleiche lassen erkennen, dass im *Linken Ast* der Eis-

schwund zwischen 2001 und 2008 größer war als zwischen 1981 und 2001 (A. Treyer, pers. Mitt.).

Um diese Beobachtungen auf eine quantifizierbare Basis zu stellen, wurden im Juli 2008 an zwei Stellen kurze Messstrecken installiert, um die Änderungen der Eishöhe über einen längeren Zeitraum zu erfassen. Die erste Messstrecke läuft über den Eiswulst und ist 13,5 m lang. Ein kürzeres zweites Messprofil wurde im *Linken Ast* gelegt, und zwar am Beginn des dortigen Eisbereichs (Länge 2,7 m). Entlang dieser beiden Messstrecken wurden kleine verchromte Sechskantschrauben in den Felsen oberhalb des Eises eingebohrt und einmal jährlich die Abstände von diesen Schraubenköpfen lotrecht auf die darunter befindliche Eisoberfläche mittels Laser-Distometer gemessen. Die vorliegende Datenreihe von 2008 bis 2016 zeigt, dass der *Eiswulst* in diesen acht Jahren um 10–42 cm niedriger geworden ist, im Mittel um knapp 30 cm (Abb. 11). Das deckt sich mit der Beobachtung, dass einerseits in dieser Zeit die Eisfront deutlich zurückgeschmolzen ist und zudem ein sehr enger rückwärtiger Schluf in den letzten Jahren so weit aufgegangen ist, dass man weitere Teile der Höhle erstmals begehen konnte. Ein Vergleich mit einem Foto vom Oktober 2003 zeigt, dass damals die Eisoberfläche noch höher war als zu Beginn der Messreihe 2008 (A. Treyer, pers. Mitt.). An einigen Messstellen am Eiswulst deutet sich in den letzten Jahren zudem eine Beschleunigung des Abschmelzens an (Abb. 11).

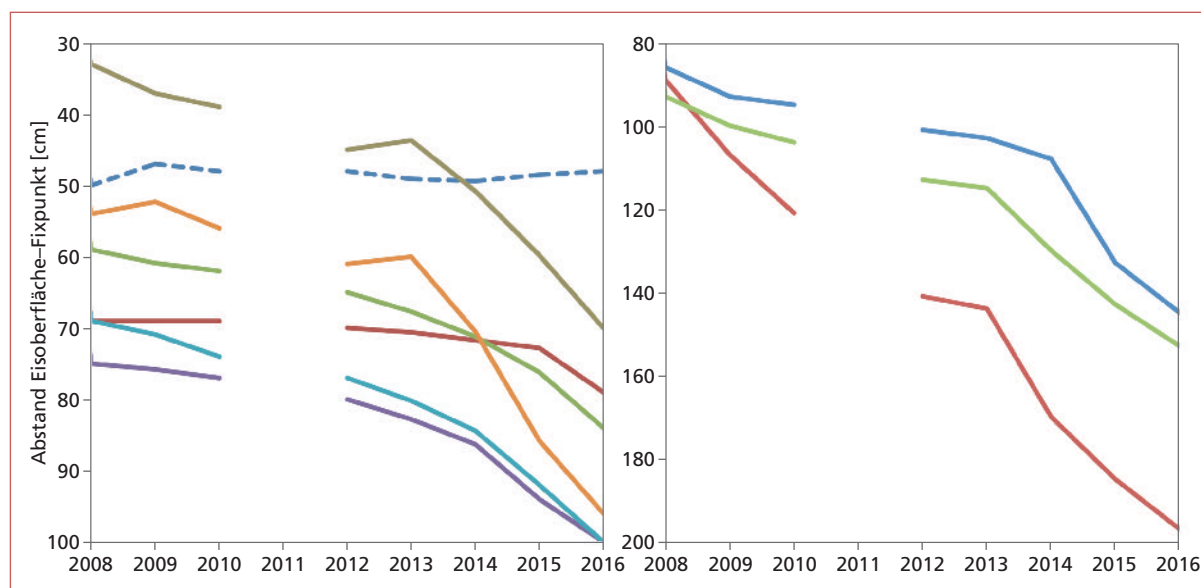


Abb. 11: Abnahme der Eishöhe entlang von zwei Messstrecken am Eiswulst (Rechter Ast) und am Beginn des Linken Astes. Jede Linie entspricht der Eishöhenänderung genau unter einem Messpunkt als Funktion der Zeit. Die strichlierte Linie ist ein Messpunkt im Blockschutt am Rand des Eiskörpers. 2011 wurden keine Messungen durchgeführt. Beachte unterschiedliche vertikale Achsen.

Fig. 11: Decrease in ice height along two measurement profiles at Eiswulst (Rechter Ast) and the beginning of Linker Ast. The dashed line marks a measurement point in the rock debris at the margin of the ice body. No data are available for 2011. Note different vertical axes.

An der zweiten Messstrecke wurde ein ähnliches Muster gefunden (Abb. 11). Alle Messpunkte zeigen ein sukzessives Einsinken der Eisoberfläche, mit einer leichten Tendenz zur Beschleunigung in den letzten Jahren. Die Einsinkbeträge sind mit 59-108 cm höher als im *Rechten Ast*, was z.T. damit erklärt werden kann, dass die Messpunkte an einer geneigten Eisfläche bzw. an einer Eiskante liegen.

Die vorliegenden Daten lassen somit den Schluss zu, dass die Obstanzer Eishöhle mittelfristig ihren Eisvorrat gänzlich verlieren wird. Einzelne schneereiche Winter, die zu einem erhöhten Tropfwassereintrag und damit

zu verstärkter Eisbildung im Frühjahr führen, können diesen langfristigen Trend verzögern, aufhalten werden sie ihn nicht. Alle Beobachtungen sprechen dafür, dass durch das Öffnen von ehemals vereisten Engstellen die Höhlenluftzirkulation verstärkt und damit gerade im Sommer das weitere Abschmelzen beschleunigt wird. Dies könnte umgekehrt im Winter durchaus zu einem verstärkten Abkühlen der eingangsnahen Gänge führen, was sich positiv auf die Eisdynamik auswirken würde. Die vergangenen Winter waren jedoch insgesamt zu warm, als dass durch diesen Effekt eine Trendumkehr im Eishaushalt hätte eintreten können.

KLASTISCHE HÖHLESEDIMENTE

In der Obstanzer Eishöhle sind vielerorts feinkörnige, meist braune Sedimente in geringer Mächtigkeit anzutreffen. Einige Gänge zeigen Reste von geschichteten, schluffig-tonigen Sedimenten, die als Relikte früherer Rückstapuphasen angesehen werden, als der Höhleneingang in Glazialzeiten durch Eis blockiert war und sommerliche Schmelzwässer Feinsediment in die Höhle eintrugen. Die Rekonstruktion des hochglazialen Eisstromnetzes vor rund 25.000 Jahren zeigt, dass dieses im Raum Kartitsch eine Seehöhe von etwa 2250 m erreichte (van Husen, 1987). Das Nährgebiet des Gletschers im Winkler Tal reichte bis auf knapp über 2300 m hinauf, d.h. das Plateau oberhalb der

Höhlen war vermutlich ebenfalls vergletschert. Somit war der Eingang der Obstanzer Eishöhle (2173 m) zumindest zeitweise durch Eis blockiert.

Ein verbreiteter Sedimenttyp sind Fremdgerölle aus Porphyroid, die meist gut gerundet sind und etliche Dezimeter Durchmesser erreichen. Sie finden sich gehäuft um die ehemaligen oberen Eingänge und bilden dort Verfüllungen, die deutlich machen, dass diese Gerölle vermutlich am Ende der letzten Eiszeit durch starke Schmelzwässer von Süden her antransportiert und in die Höhleneingänge, die damals offenbar als Ponore fungierten, eingeschwemmt wurden.



Abb. 12: 20 cm hoher Stalagmit aus der Obstanser Eishöhle, links Oberfläche, rechts polierter Längsschnitt. Sowohl ganz an der Basis als auch nahe der Spitze bzw. entlang der Flanken erkennt man Aragonit an seiner weißen Farbe, während der Rest aus Kalzit besteht. Das Wachstum dieses Stalagmiten setzte vor etwa 131 ka ein und endete vor etwa 118 ka, d.h. er wuchs während des Riß/Würm Interglazials (1 ka=1000 Jahre).

Fig. 12: 20 cm-tall stalagmite from Obstanser Eishöhle, surface (left) and polished section (right). White aragonite is present at the base as well as near the top and along the flanks; the rest of the speleothem consists of calcite. Growth of this stalagmite commenced some 131 ka ago and ended 118 ka ago, i.e. it covers the entire Rissian/Würmian interglacial.

Foto: Christoph Spötl

Dem gleichen Sedimentationsprozess zugerechnet werden auch die groben Kiese in der Obstanser Tropfsteinhöhle, die den Gang, der vom Eingang hinunterzieht, ursprünglich großteils aufgefüllt haben. Darauf deuten Nester eingesinterter und verkitteter Kiese hin, die an der Höhlenwand kleben. Dass diese Höhle einst ebenfalls als Ponor für Schmelzwasser fungierte und anschließend wieder großteils durch einen sedimentarmen, aber ebenfalls stark schüttenden Bach fast komplett ausgeräumt wurde, passt gut zur Beobachtung, dass sie laut

Vermessung sehr nahe an den *Felsbogengang* des *Westteils* heranreicht und somit ein weiterer höhergelegener Zugang zur Obstanser Eishöhle gewesen sein dürfte.

Der am weitesten verbreitete Sedimenttyp ist jedoch Verbruchschutt, der nicht nur den durch Frostsprengung geprägten Eingangsbereich und die Obstanser Nebenhöhle auszeichnet, sondern alle größeren Räume im Inneren der Obstanser Eishöhle. Auch größere Speläotheme sind oftmals zerbrochen, besonders markant im *Bruchsintercanyon*.

SPELÄOTHEME

Trotz ihrer Höhenlage weist die Obstanser Eishöhle einen streckenweise beachtlichen Sinterschmuck auf. Das gilt in gleichem Maße für die Obstanser Tropfsteinhöhle. In beiden Höhlen kommen sowohl kalzitische als auch aragonitische Speläotheme vor. In der Eishöhle sind inaktive (fossile) Speläotheme zahlreicher als aktive. Unter ersteren dominieren

Wandsinter, gefolgt von Stalaktiten, Stalagmiten, Excentriques und Bergmilch. Die Wandsinter sind häufig zerbrochen und offenbaren so ihren gebänderten inneren Aufbau (Abb. 12). Insgesamt ist Aragonit in diesen alten Sinterformationen recht häufig, was eine Besonderheit dieser Höhle darstellt.



Abb. 13: Schneeweiße, meist aktive Stalaktiten aus Aragonit neben braunem Kalzit im Bruch-sintercanyon der Obstanser Eishöhle. Bildbreite im Vordergrund ca. 0,8 m.

Fig. 13: Snowy-white, mostly active stalactites composed of aragonite next to brown calcite speleothems in Bruch-sintercanyon of Obstanser Eishöhle. Width of image in the foreground approximately 0.8 m.

Foto: Christoph Spötl

Aktive Sinterbildung in der Eishöhle kann an einigen Stellen vermutet werden; sicher tritt sie im rückwärtigen Teil des *Bruch-sintercanyons* auf, wie eingehende Analysen gezeigt haben. Hier finden sich sowohl kalzitische Bildungen (Excentriques, kleine Stalagmiten, Sinterröhrchen, etwas Wandsinter, Bergmilch), als auch aragonitische. Letztere sind an ihrer schneeweißen Farbe und ihrer an Porzellan erinnernden Oberfläche zu erkennen (Abb. 13). Sie bilden Stalaktiten, kleine Stalagmiten, Wandsinter und Excentriques. Dass Aragonit in österreichischen Höhlen vorkommt, ist bekannt (Bieniok & Knobloch, 2016), dass sich auch rezent aragonitische Sinter bilden, ist jedoch ein Novum und konnte alpenweit für die Obstanser Eishöhle erstmals belegt werden (Spötl et al., 2016). Dazu wurden Proben altersbestimmt, wobei sich zeigte, dass die alleroberste Lage tatsächlich nur wenige Jahre alt ist. Bestätigt wird dies durch hydrochemische Analysen, die belegen, dass die betreffenden Tropfwässer tatsächlich an Aragonit übersättigt sind. Die Datierungen zeigten auch, dass diese aragonitischen Stalaktiten sehr langsam wachsen, und zwar nur 0,002 bis 0,034 mm pro Jahr.

Der wahrscheinlichste Grund für den Aragonitreichtum dieser Höhle liegt in der Zusammensetzung des Muttergesteins, einem dolomitischen Kalkstein. Bei dessen Lösung entstehen Wässer, die ein deutlich höheres Mg/Ca-Verhältnis aufweisen als Wässer, die in reinem Kalkstein vorkommen. Die Mg-Ionen sind für das Kristallwachstum von Kalzit hinderlich, wodurch – eine entsprechende Mineralisation des Tropfwassers vorausgesetzt – Aragonit „zum Zug kommt“. Die Untersuchungen haben zudem ergeben, dass die Tropfwässer, aus denen heute in der Eishöhle Aragonit auskristallisiert, jahrzehntelang im Karstgebirge verweilen. Eine wichtige Rolle spielt dabei wiederum das Muttergestein der Höhle, denn dieses ist ein mittel- bis dunkelgraues Karbonatgestein, das in feinsten Verteilung Pyrit (ein Eisensulfid) enthält. Dieses Mineral wird beim Kontakt mit sauerstoffhaltigem Wasser oxidiert; es bildet sich eine korrosive Lösung und es entstehen braune Niederschläge an den Höhlenwänden.

Offenbar variierte das Mg/Ca-Verhältnis der Tropfwässer in Raum und Zeit, was zum einen erklärt, dass sich in vielen Wandsinterproben diese Minerale lagen-

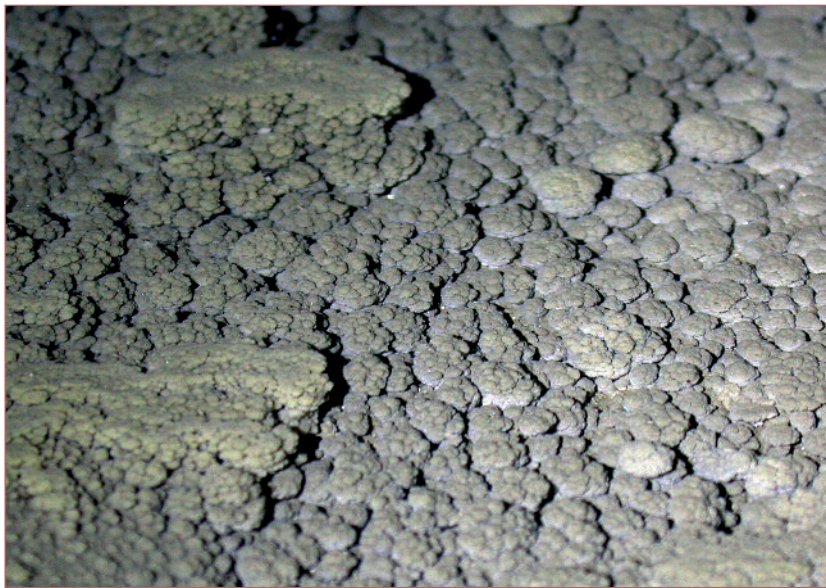


Abb. 14: Brombeerartige Aggregate kalzitischer Sinterperlen, die in einem kleinen Sinterbecken in der Obstanzer Tropfsteinhöhle wuchsen. Bildbreite ca. 25 cm.

Fig. 14: Blackberry-type aggregates of calcitic cave pearls which formed in a small pool in Obstanzer Tropfsteinhöhle. Width of image 25 cm.,

Foto: Christoph Spötl

weise abwechseln. Zum anderen bestätigt dies auch die Beobachtung, dass Kalzit und Aragonit an manchen Stellen an der Höhlenwand nebeneinander vorkommen.

Weiters wurde im *Bruchsintercanyon* Hydromagnesit identifiziert. Er ist das Hauptmineral von Bergmilch dort, erkenntlich an der reinweißen Farbe. Proben dieser Bergmilch wurden auch mikrobiologisch analysiert, da schon lange bekannt ist, dass diverse Mikroorganismen aktiv oder passiv an der Bildung von Bergmilch beteiligt sind (z.B. Cech, 2016). Die Untersuchungen ergaben, dass in dieser hydromagnesitischen Probe zwar häufig Bakterien, aber nur Spuren von Archaeen vorkommen. Dies ist auffallend, denn Archaeen, eine stammesgeschichtlich sehr alte, eigenständige Gruppe einfacher Mikroorganismen, sind in kalzitischen Bergmilchproben anderer ostalpiner Höhlen dominant (Reitschuler et al., 2016).

In der Obstanzer Tropfsteinhöhle ist kalzitische Bergmilch neben Wandsinter eine häufige Sintervarietät, besonders im untersten Abschnitt. Dort überzieht sie die Höhlenwände und ist eindeutig aktiv. Hydromagnesit tritt dort ebensowenig auf wie Aragonit.

In zwei kleinen, nur wenige Zentimeter tiefen Sinterbecken in der Obstanzer Tropfsteinhöhle finden sich zudem Speläotheme, die an Brombeeren erinnern – nur etwas flacher – und 1–2 cm lang sind (Abb. 14). Solche den Höhlenperlen ähnliche Aggregate wurden als „Biskuit-Sinter“ aus sehr flachen Sinterbecken der Zoolithenhöhle bei Burggailenreuth in der Fränkischen Schweiz (Bayern) beschrieben (Tietz, 1988). An 12 Speläothemen (meist Fragmenten) wurden insgesamt 31 Altersbestimmungen mit der U-Th Methode

durchgeführt. Der sehr hohe Uran-Gehalt insbesondere der aragonitischen Proben (Rekordwerte bis zu 925 ppm) erleichterte die Bestimmungen. Die Alterswerte reichen von rezent (s.o.) bis 201 ka zurück. Sinterwachstum fand sowohl während klimatisch günstiger Phasen, wie dem gegenwärtigen Interglazial (Holozän), dem vorangegangenen Interglazial mit Höhepunkt um etwa 125 ka (Riß/Würm Warmzeit) und dem vorvorletzten Interglazial (Abb. 15) statt, aber auch in deutlich kühleren Epochen, insbesondere zwischen 68 und 48 ka.

Das mag angesichts der Seehöhe und der niedrigen aktuellen Temperaturen in der Höhle überraschen, deckt sich aber mit Untersuchungen anderer alpiner Höhlen, die belegen, dass Sinterwachstum auch während der langen Glazialzeiten möglich war, z.B. im Hölloch im Allgäu (Moseley et al., 2014) oder in der Kleegrubenhöhle im Tuxertal (Spötl et al., 2006). Der Antrieb war in den kälteren Perioden nicht das Kohlendioxid aus dem Boden über der Höhle, das auch heute nur eine geringe Rolle spielt, sondern die Pyrit-Oxidation im Muttergestein. Interessant ist die Frage, wie die Höhle in diesen kälteren Klimaperioden in ihrem Inneren Plusgrade aufweisen konnte um Sinterbildung zu ermöglichen. Eine Möglichkeit ist die Überdeckung der Höhle durch Gletschereis oder Firnfelder, die an ihrer Basis temperiert waren, d.h. nicht angefroren. Dieses Modell wird herangezogen, um Stalagmitenwachstum im Siebenhengstehohgant-Höhle-System in der Schweiz zu erklären (Luetscher et al., 2015). Dort herrschten selbst während des letzten Hochglazials (zwischen etwa 30 und 18 ka) zumindest in Teilen dieses 157 km

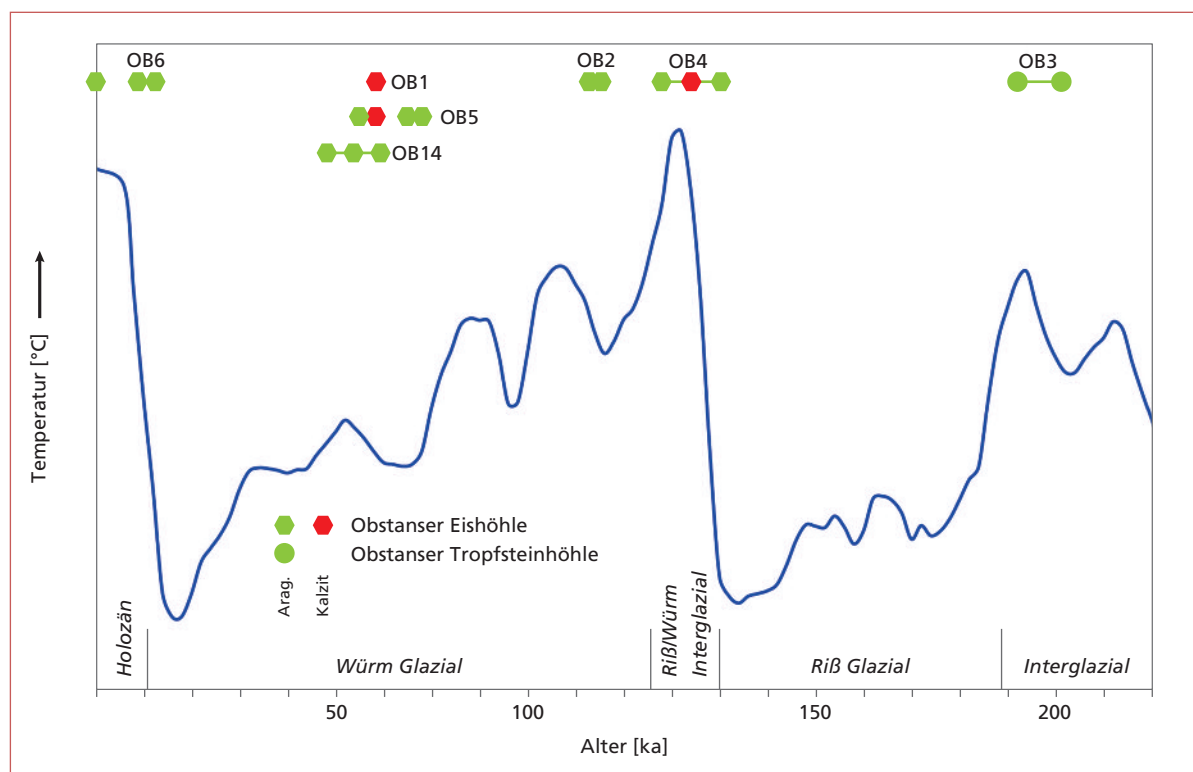


Abb. 15: Diagramm der vergangenen 220.000 Jahre und Ergebnisse der Datierungen an Speleothemen aus der Obstanser Eishöhle und der Tropfsteinhöhle, differenziert nach deren Mineralogie. Die blaue Kurve zeigt die globale Klimaentwicklung von Warm- und Kaltzeiten, basierend auf Daten aus der Tiefsee.

Fig. 15: Diagram of the last 220,000 years and dating results of speleothems from Obstanser Eishöhle and Tropfsteinhöhle, according to their mineralogy. The blue curve shows the global climate evolution of warm and cold periods based on deep-sea data.

langen Systems Temperaturen knapp über dem Gefrierpunkt, trotz einer Seehöhe von rund 1500 m. Dass keine der Sinterdaten aus den Obstanser Höhlen ins Hochglazial fallen, könnte bedeuten, dass es in der Höhle damals entweder zu kalt und/oder zu trocken war.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass neben karbonatischen Speleothemen vereinzelt auch Gips in der Obstanser Eishöhle auftritt, und zwar am Beginn des

Distonixgangs im Westteil, wo Gipsausblühungen und -kristalle angetroffen wurden (Herrmann, dieses Heft). Das Vorkommen dieser Sulfatminerale steht im Einklang mit dem oben erwähnten chemischen Prozess der Oxidation von Eisensulfidmineralen, bei dem gelöstes Sulfat freigesetzt wird, welches – entsprechende (geringe) Verdunstung des Sickerwassers an bewetterten Stellen vorausgesetzt – lokal zu Gipsausscheidung führen kann.

HÖHLENENTSTEHUNG

Betrachtet man die geologische Karte des hinteren Winkler Tals, so fällt auf, dass die Karsterscheinungen an den südlichen der beiden Karbonatgesteinszüge gebunden sind. Beide Gesteinszüge stehen in Kontakt zu geringdurchlässigen Silikatgesteinen. Es liegt hier eine Kontaktkarstsituation vor, denn die Bullö-Doline als ein ehemaliger Ponor befindet sich nahe der Grenze zu den Porphyroiden (Abb. 2). Auch die südlichsten Ausläufer des Westteils und des Mittleren Astes reichen nahe an diese Gesteinsgrenze heran. Die geologischen Verhältnisse im Untergrund der Obstanser Eishöhle sind zwar noch nicht vollständig geklärt, es dürften

aber die Porphyroide die Verkarstungsbasis der Silur-Devon-Karbonatgesteine bilden (z.B. Hubich et al., 1993, ihre Abb. 3b).

Neben der grundsätzlichen Anlage des Karstsystems im Hangenden der undurchlässigen Porphyroide sind die Gänge und Schächte an die Schichtung und das Kluftnetz gebunden. Das erkennt man zum einen am Längsschnitt, der den Übergang der subhorizontalen Gänge in Schrägschächte gegen Süden hin dokumentiert; zum anderen am Grundriss, der das konjugierte System von zwei im annähernd rechten Winkel zueinander orientierten Gangsystemen zeigt (Abb. 9).



Abb. 16: In die ehemals phreatische Röhre im rückwärtigen Abschnitt des Mittleren Astes hat sich ein – heute inaktiver – enger Canyon eingeschnitten.

Fig. 16: A narrow and currently inactive canyon cut into a former phreatic tube in the inner part of Mittlerer Ast.

Das Raumformeninventar der Obstanzer Höhlen umfasst meist subhorizontale Gänge, einzelne Hallen und Schächte, sowie insbesondere Canyons. Ursprünglich phreatisch entstandene Druckröhren sind nur noch ansatzweise erhalten, ebenso Schlüssellochprofile (Abb. 16), die das nachfolgende vadose Einschneiden dokumentieren. Weit verbreiteter Verbruch hat diese alten Gangformen stark überprägt. Die jüngsten speleogenetischen Elemente, die Canyons, sind naturgemäß am besten erhalten bzw. befinden sich an einigen Stellen noch im Entstehen, so z.B. im *Wassergang* oder im *Speier*.

Zumindest Teile der Höhle haben eine phreatische Phase durchlaufen. Ein solches hydrologisches Regime ist mit der heutigen Lage der Höhlen hoch über dem Obstanzer Boden nicht vereinbar und spricht dafür, dass diese Phase der Höhlenbildung älter ist als die heutige glazial geprägte Talmorphologie. Die eiszeitli-

chen Gletscher haben die weicheren Gesteine nördlich des Karstgebietes ausgeräumt und so das abgestufte Talprofil geschaffen. Der Obstanzer Boden ist zudem glazial übertieft und wurde, wie geophysikalische Messungen zeigen, erst nacheiszeitlich auf das heutige Niveau aufgefüllt (Egger, 2015).

Unter den bislang analysierten Speläothemen fehlen solche, die deutlich älter als 200 ka sind (s.o.). In vielen anderen Höhlen in den Alpen und anderswo finden sich Sintergenerationen, die wesentlich älter sind, oftmals jenseits der Datierungsobergrenze der U-Th-Methode (400-600 ka, je nach Labor und Materialgüte). Es wird vermutet, dass es sehr wohl Sinter älter als 200 ka in den Obstanzer Höhlen gibt; dazu müsste man jedoch gezielt große zerbrochene Sinterformationen im Inneren beproben. Somit können die bislang vorliegenden Sinterdaten nicht zur Beantwortung der Frage nach dem Alter der Obstanzer Höhlen herange-

zogen werden. Angesichts der z.T. sehr hohen Urangehalte der bisher untersuchten Proben besteht die Hoffnung, vertrauenswürdige radiometrische Datierungen jenseits von 400-600 ka mittels der selten anwendba-

ren Uran-Blei-Methode zu erzielen, die es erlaubt, unbegrenzt weit in die Vergangenheit „zu schauen“ (vgl. Spötl & Boch, 2016) – vorausgesetzt, solche uralten Speläotheme sind noch vorhanden und gut erhalten.

DANK

Wir bedanken uns bei Heinz Bodner (Obstansersee-Hütte) für die Vor-Ort-Betreuung, bei Marc Luetscher für die Unterstützung bei den Markierungsversuchen und bei Renate Tobitsch und Andreas Treyer für ihre Mithilfe bei den Eisstandsmessungen. Das Amt der Kärntner Landesregierung, Abteilung 8, Umwelt, Wasser und Naturschutz (Vittorio Ljuba), stellte Messwerte der Station Villacher Alpe, das Amt der Tiroler Landesregierung, Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie

(Martin Neuner), stellte Daten der Station Conny Alm und Wilhelm Hartmann und Werner Mache Fotomaterial zur Verfügung. Wir danken Ronny Boch für Was-seranalysen, Hai Cheng für drei Altersbestimmungen, sowie Dietmar Kuffner und Philipp Häuselmann für ihre Vorschläge zur Verbesserung des Manuskriptes. Besonderer Dank geht an Eckart Herrmann, der die Grundlage für den Höhlenübersichtsplan zur Verfügung stellte.

LITERATUR

- Bieniok, A. & Knobloch, G. (2016): Höhlenminerale. – In: Spötl, C., Plan, L. & Christian, E. (Hrsg.): Höhlen und Karst in Österreich. – Linz (Oberösterr. Landesmuseum): 97–112.
- Cech, P. (2016): Mikroorganismen in Höhlen. – In: Spötl, C., Plan, L. & Christian, E. (Hrsg.): Höhlen und Karst in Österreich. – Linz (Oberösterr. Landesmuseum): 199–210.
- Egger, M. (2015): Die Hydrogeologie der Karstregion am Obstanser See, Osttirol. – Unveröff. Masterarbeit Univ. Innsbruck.
- Fritsch, E. (2009): Ergebnisse der zoologischen Untersuchungen in zwei Höhlen beim Obstanser See (2304 m, Karnische Alpen, Osttirol). – Höhlenkundl. Mitt. Wien, 65: 65–71.
- Hartmann, H. & Hartmann, W. (1982): Die Obstanser Eishöhle (Kartitsch, Osttirol). – Höhlenkundl. Mitt. Wien, 38: 153.
- Hernegger, F. (1932): Eine Eishöhle in der Nähe der Obstanserseehütte. – Austria-Nachrichten, 12: 165.
- Herrmann, E., Spötl, C., Pavuza, R. & Tobitsch, R. (2009): Das Karstgebiet beim Obstanser See in Osttirol. – Höhlenkundl. Mitt. Wien, 65: 47–65.
- Hubich, D., Loeschke, J. & Reiff, H. (1993): Geologie der westlichen Karnischen Alpen zwischen Porze und Eisenreich (Österreich / Italien) unter besonderer Berücksichtigung der Fleonsformation. – Jahrb. Geol. Bundesanstalt, 136: 375–391.
- Killian, K. (1935): Die Obstanser Eishöhle. – Mitt. Höhlen- u. Karstforsch., 123–125.
- Kofler, A. (1987): Naturkundliche Raritäten in Ostirol: Die Obstanser Eishöhle. – Osttiroler Heimatblätter, 55: 1–2.
- Luetscher, M., Boch, R., Sodemann, H., Spötl, C., Cheng, H., Edwards, R.L., Frisia, S., Hof, F. & Müller, W. (2015): North Atlantic storm track changes during the Last Glacial Maximum recorded by Alpine speleothems. – Nature Comm., 6: 6344, DOI: 10.1038/ncomms7344.
- Moseley, G.E., Spötl, C., Cheng, H., Svensson, A., Brandstätter, S. & Edwards, R.L. (2014): Multi-speleothem record reveals tightly coupled climate between Central Europe and Greenland during MIS 3. – Geology, 42: 1043–1046.
- Reitschuler, C., Spötl, C., Hofmann, K., Wagner, A.O. & Illmer, P. (2016): Archaeal distribution in moonmilk deposits from Alpine caves and their ecophysiological potential. – Microbial Ecol., 71: 686–699.
- Rohaček, J. & Papp, L. (2000): *Crumomyia microps* sp. n. from Austria and Notes on other cavernicolous *Crumomyia*-Species (Diptera: Sphaeroceridae). – Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici, 92: 215–228.
- Schönlaub, H.P. (2000): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 195 Sillian. – Wien (Geol. Bundesanst.).
- Spötl, C. & Boch, R. (2016): Höhlen in der Paläoklimafor-schung. – In: Spötl, C., Plan, L. & Christian, E. (Hrsg.): Höhlen und Karst in Österreich. – Linz (Oberösterr. Landesmuseum): 155–170.
- Spötl, C., Fohlmeister, J., Cheng, H. & Boch, R. (2016): Modern aragonite formation at near-freezing conditions in an alpine cave, Carnic Alps, Austria. – Chem. Geol., 435: 60–70.
- Spötl, C. & Pavuza, R. (2016): In: Spötl, C., Plan, L. & Christian, E. (Hrsg.): Höhlen und Karst in Österreich. – Linz (Oberösterr. Landesmuseum): 123–138.
- Spötl, C., Mangini, A. & Richards, D.A. (2006): Chronology and paleoenvironment of Marine Isotope Stage 3 from two high-elevation speleothems, Austrian Alps. – Quaternary Sci. Rev., 25: 1127–1136.
- Tietz, G.F. (1988): Zur Genese rezenter Karbonatbildungen in Dolomithöhlen Frankens. – Karst und Höhle, 1988: 7–79.
- Turnowsky, F. (1954): Der Obstanser See in der Karnischen Hauptkette. – Carinthia II, 144/64: 124–132.
- van Husen, D. (1987): Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit (Würm). – Wien (Geol. Bundesanst.).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Die Höhle](#)

Jahr/Year: 2017

Band/Volume: [68](#)

Autor(en)/Author(s): Spötl Christoph, Egger Manuel, Mangini Augusto, Pavuza Rudolf

Artikel/Article: [Das Karstsystem am Obstanser See \(Kartitsch, Osttirol\) -
Geowissenschaftliche Ergebnisse 59-78](#)