

Eisdickenmessungen in alpinen Höhlen mit Georadar

ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen des von der Akademie der Wissenschaften geförderten Projektes AUSTRO ICE CAVES 2100 wurde die Dicke ausgedehnter Bodeneisvorkommen in drei hochalpinen Höhlen (Eisriesenwelt/Tennen-gebirge, 1511/24, Dachstein-Mammuthöhle, 1547/9, und Dachstein-Rieseneishöhle, 1547/17) bestimmt. Ausgehend von Erfahrungen bei Gletschermessungen kam dabei als Messmethode das Georadar zum Einsatz. Es zeigte sich, dass Georadar hervorragend für unterirdische Eisdickenmessungen geeignet ist. Die bestimmten Eismächtigkeiten variieren zwischen 2 m und 15 m. Weiters konnten auch Schichtungen innerhalb der Eiskörper identifiziert werden.

ABSTRACT

Measurements of ice thicknesses using georadar in alpine caves

Ground penetrating radar (GPR) has been used to determine the ice thickness at several locations in three alpine ice caves (Eisriesenwelt, 1511/24, Salzburg; Dachstein-Mammuthöhle, 1547/9, Upper Austria; Dachstein-Rieseneishöhle, 1547/17, Upper Austria). It could be shown that shielded antennas with relatively high frequencies (500 MHz) are sufficient to penetrate the ice up to 15 m depth. 3D layouts (crossing profiles) were necessary to delineate the subsurface in detail and to verify that certain reflections in the radargramm sections originate from the subsurface. In almost all radargramm sections, the lower boundary of the ice body is identified by the onset of strong and sharp reflections. We attribute this to either increased humidity at the ice – rock contact (due to melting) or to a sedimentary layer between ice and rock. Pronounced layering of the ice body itself is clearly seen at some locations, which may result from alternating air content. The maximum thickness is 7.5 m in Eisriesenwelt (location Eispalast), 6 m in the Dachstein-Mammuthöhle (location Saarhalle) and 15 m in the Dachstein-Rieseneishöhle (location Tristandom).

Michael Behm

Institute für Geodäsie und Geophysik
Technische Universität Wien
Gusshausstrasse 27-29/1282
A-1040 Wien
mbehm@mail.tuwien.ac.at

Helmut Hausmann

Institute für Geodäsie und Geophysik
Technische Universität Wien
Gusshausstrasse 27-29/1282
A-1040 Wien
hausmann@mail.tuwien.ac.at

Eingelangt: 22.6.2007
Angenommen: 24.7.2007

EINLEITUNG

Eishöhlen stellen noch relativ wenig untersuchte Naturphänomene dar. Alter, Bildung und Fortbestand des Höhleneises sind Themen junger Forschung (Lütscher, 2005, und Referenzen darin). In Österreich wurde 2006 das von der Akademie der Wissenschaften geförderte Pilotprojekt AUSTRO ICE CAVES 2100 von Christoph Spötl (Institut für Geologie und Paläontologie, Univ. Innsbruck) und Dietmar Wagenbach (Heidelberger Akademie der Wissenschaften) initiiert. Dieses Projekt hat die oben angesprochenen

Themen zum Inhalt, wobei in erster Linie Grundlagenwissen erarbeitet werden soll. Dazu zählen der Zusammenhang (Speläo-)Meteorologie und Eisbildung, die Ermittlung des Eisalters sowie die lokale Bestimmung von Eisvolumina. Nicht zuletzt vor dem Hintergrund der aktuellen Klimadebatte soll auch das Potential von Höhleneisvorkommen als möglichen Klimaarchiven untersucht werden. Einen zweiten Schwerpunkt stellt die Erprobung verschiedenster Methoden zur Untersuchung des Eises dar, wobei

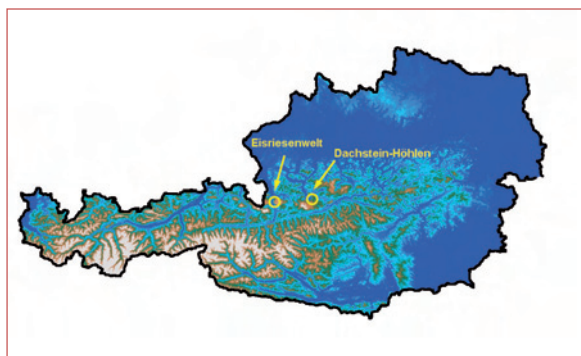


Abb. 1: Lage der Höhlen (Eisriesenwelt, Tennengebirge und Mammuthöhle / Rieseneishöhle, Dachstein).

dieser Artikel die Ergebnisse der Georadar-Messungen zum Inhalt hat.

Die weltweit bekannten Schauhöhlen Eisriesenwelt bei Werfen (Salzburg) und die Dachstein-Rieseneishöhle (Oberösterreich) (Abb. 1) sind bedeutende regionale wirtschaftliche Faktoren. Ihre Anziehungskraft verdanken sie ihren ausgedehnten Eisvorkommen. Während die Eisflächen und Eisstände bzw. deren Änderungen von den Betreibern genau beobachtet werden und teilweise auch Datenreihen davon vorliegen (Pavuzá & Mais, 1999; Mais & Pavuzá, 2000), ist über die Dicke der Eiskörper nahezu nichts bekannt. Lediglich an direkt zugänglichen Stellen können Angaben gemacht werden. Im Jahr 1966 wurde eine einfache seismische Messung („Geosonar“) in der Dachstein-Rieseneishöhle durchgeführt (Henne & Krauthausen, 1966), wobei die verwendete Methode jedoch aus heutiger Sicht unzulänglich war. Interessant ist eine geo-

elektrische Tiefensondierung in der Rieseneishöhle, wovon leider nur ein unveröffentlichter Bericht vorliegt (Stummer, 1975).

Georadar bzw. GPR (Ground Penetrating Radar) ist ein Verfahren zur Erkundung des Untergrundes auf der Basis elektromagnetischer Wellen. Zu Bestimmungen der Mächtigkeiten sowie zur Untersuchung interner Strukturen von Gletschern wird es standardmäßig seit den 1970er Jahren verwendet (Arcone et al., 1995; Span et al., 2005), wenngleich die grundlegende Methodik bereits von Stern (1930) angewandt wurde. Auch für die Untersuchung von eisreichem Permafrost (massives Bodeneis, Blockgletscher) wird das Georadar extensiv eingesetzt (Annan & Davies, 1976; Haeberli et al., 1983; Arcone et al., 1998; Berthling et al., 2003). In Österreich wurden in den letzten Jahren zahlreiche Georadar-Messungen an Gletschern (Frischling, 2003; Span et al., 2005; Binder et al., 2006) und Blockgletschern (Hausmann et al., in Druck) durchgeführt.

Erfolgreiche Eisdickenmessungen mit Georadar in Höhlen wurden in der Dobsinska Eishöhle (Slowakei) unternommen (Geczy & Kucharovic, 1995; Novotny & Tulis, 1995). Ultraschallmessungen wurden in der Scarisoara Eishöhle (Rumänien) angewandt und lieferten Strukturinformationen über die Schichtung (0,5 – 15 cm) auf den obersten 5 m (Silvestru & Boghean, 1992). Im Jahr 1993 wurde in der Scarisoara Eishöhle eine Eisdicke von 21 m mittels einer Bohrung ermittelt. Lütcher (2005) fasst 25 Eishöhlen im Schweizer Jura zusammen, wobei die geschätzten Eisdicken maximal 15 m betragen.

MESSPRINZIP UND METHODIK

Ein sehr kurzer elektromagnetischer Impuls mit einer bestimmten Grundfrequenz wird von einer Dipol-Antenne abgestrahlt und breitet sich als räumliche Welle im umgebenden Medium aus. An Diskontinuitäten im Untergrund wird die Welle teilweise reflektiert und kehrt zu einer Empfangsantenne zurück. Aus der Form des empfangenen Signals und der Laufzeit kann die Art und Tiefe der Diskontinuität bestimmt werden. Eine Diskontinuität ist dann gegeben, wenn sich die für die Ausbreitung der elektromagnetischen Welle maßgeblichen Materialeigenschaften (Dielektrizitätszahl und elektrische Leitfähigkeit) ändern. Dies kann sowohl punktuell (z.B. Rohrleitung) als auch flächenhaft (z.B. Grundwasserhorizont) sein. Aus den angeführten Beispielen ergibt sich auch die bevorzugte Erkundungstiefe der Anwendungen, nämlich der oberflächennahe Bereich (1 - 20 m). Deutlich größere Ein-

dringtiefen (mehrere hundert bis tausend Meter) sind jedoch bei sehr kaltem und trockenem Eis (z.B. Antarktis) möglich.

Allgemein ist die Erkundungstiefe des Georadars von der verwendeten Grundfrequenz und der elektrischen Leitfähigkeit des Untergrundes (und damit der Dämpfung des Signals) abhängig. Typische Frequenzen liegen im Bereich 15 – 1200 MHz. Eine geringe Frequenz bedeutet hohe Erkundungstiefe und umgekehrt. Hohe elektrische Leitfähigkeit im Boden (z.B.: hoher Wasseranteil) dämpft die Welle und führt zur Verringerung der Erkundungstiefe. Bei Verwendung von niedrigen Frequenzen sinkt die räumliche Auflösung der zu bestimmenden Objekte im Untergrund.

Die Charakteristik des abgestrahlten Signals ist von der Ankopplung der Antenne und den elektrischen Eigenschaften des Bodens abhängig. Unter optimalen Vor-

aussetzungen dringt der Hauptteil der Energie in den Boden ein und nur ein kleiner Teil wird über die Luft nach oben abgestrahlt. Rückstreuungen des nach oben abgestrahlten Signals können in den Radargrammen als Bodenreflexion fehlinterpretiert werden. Diese unerwünschte Abstrahlung kann bei Antennen mit Frequenzen >100 MHz durch eine Abschirmung („geschirmte Antenne“) größtenteils verhindert werden. Da für die vorliegenden Arbeiten starke Luft-Reflexionen von den nahe liegenden Felsoberflächen zu erwarten sind, wurden bei den Messungen nur geschirmte Antennen verwendet.

Bei der Messung wird das im Boden reflektierte Signal über einen gewissen Zeitraum (~0,1 – 1 Mikrosekunde) von der Empfangsantenne aufgenommen. Das Ergebnis ist eine so genannte Spur. Bewegt man die Antennen kontinuierlich entlang eines Profils und misst in kurzen Intervallen, so ergibt die sequentielle Anordnung der einzelnen Spuren das „Radargramm“, welches die Untergrundsituation entlang des Profils praktisch kontinuierlich widerspiegelt. Kennt man die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen im Untergrund, so können die Laufzeiten der reflektierten Wel-

len in Tiefen umgerechnet werden. Typische Werte für die Wellengeschwindigkeit sind 0,3 m/ns für Luft, 0,16 m/ns für Eis, 0,03 m/ns für Wasser und 0,11 – 0,15 m/ns für Kalkstein (Davies & Annan, 1989; Arcone et al., 1995).

Im Radargramm bilden sich kleinräumige Reflektoren (kleiner Hohlraum, etc.) als Diffraktionshyperbeln ab, während sich flächenhafte Objekte (z.B.: Schichtgrenzen) als geneigte Gerade („Reflexionshorizonte“) abbilden. Die Krümmung der Diffraktionshyperbeln gibt Auskunft über die Ausbreitungsgeschwindigkeit und ist damit ein Hilfsmittel um die Herkunft von Reflexionen zu interpretieren.

Bei flach geneigten Reflexionshorizonten kann angenommen werden, dass eine Spur der Lotrechten unter dem Oberflächenpunkt entspricht. Bei stark geneigten bzw. gekrümmten Horizonten ist es jedoch notwendig das Verfahren der Migration anzuwenden, damit sich eine lagerichtige Darstellung ergibt. Die Migration ordnet die Spur bzw. die einzelnen Reflexionshorizonte darin dem tatsächlichen Herkunftspunkt im Untergrund zu, welcher dann eben nicht der Lotrechten unter dem Oberflächenpunkt entspricht.

MESSUNGEN & DATENAUSWERTUNG

Die Messungen fanden am 16. und 17. Oktober 2006 in der Eisriesenwelt sowie am 30. und 31. Jänner 2007 in den Dachstein-Höhlen statt. Zum Einsatz kamen dabei jeweils das Georadar GSSI-SIR-2 (Abb. 2) und geschirmte Antennen mit Grundfrequenzen 200 MHz, 400 MHz, 500 MHz und 1,2 GHz. Es zeigte sich, dass für Tiefen bis zu ca. 15 m die 500-MHz-Antenne die besten Ergebnisse lieferte. In Anbetracht der zu erwartenden Tiefen variierten die Aufnahmelängen zwischen 100 und 400 ns.

Die Messung erfolgte zumeist entlang von sich kreuzenden Profilen im kontinuierlichen Aufnahmemodus (Abb. 3). Dabei wurden insgesamt 9 Profile in der Eisriesenwelt, 7 Profile in der Dachstein-Mammuthöhle und 11 Profile in der Dachstein-Rieseneishöhle gemessen. Aufgrund der guten Datenqualität beschränkte sich das Prozessing auf die Anwendung von Bandpassfilter, Automatic Gain Control (AGC) und Background Removal. Die Filterung dient in erster Linie dazu, das hochfrequente Rauschen zu unterdrücken, während das AGC die Amplitude der Spuren normiert. Dadurch kann die Dämpfung des Signals zum Teil wieder rückgängig gemacht werden. Die mittlere Wellengeschwindigkeit wurde für alle drei Höhlen aus Diffraktionshyperbeln mit 0,165 m/ns bestimmt. Aufgrund der zu erwartenden ausgeprägten dreidimen-



Abb. 2: Das Bild zeigt die in einem speziell angefertigten Tragegestell montierte Georadar-Apparatur GSSI-SIR-2 und das Verbindungskabel zur Antenne. Foto: H. Hausmann

sionalen Struktur des Untergrundes wurde auf eine 2D Migration verzichtet und stattdessen sofort ein 3D Ansatz gewählt (Binder et al., 2006) um die gemessenen Lotzeiten auf ihre räumlich korrekten Positionen zurückzuführen. Aus programmtechnischen Gründen ist die Darstellung der Radargramme jedoch unmigriert. Im Eispalast (Eisriesenwelt) wurden mehrere Dampfbohrungen an den GPR-Profilen durchgeführt, deren Ergebnisse zusätzlich zur Interpretation der Eisdicken herangezogen wurden.



Abb. 3: Georadar-Messung im kontinuierlichen Modus entlang des Längsprofils im Tristandom (Rieseneishöhle). Das kleine Bild zeigt die geschirmte 500 MHz Antenne mit Verbindungskabel und Steuerungsvorrichtung für Aufnahme und Markierung am Handgriff.

Foto: Andreas Neumann

ERGEBNISSE

Eispalast (Eisriesenwelt bei Werfen, Salzburg)

Der Eispalast stellt das Ende des Führungsweges in der Eisriesenwelt dar. Es handelt sich dabei um eine ebene, ca. 2° abfallende Eisfläche, welche eine Länge von 50 m und eine Breite zwischen 8 m und 20 m aufweist. Um die Eismächtigkeit möglichst flächenhaft zu erfassen, wurden insgesamt zwei Längsprofile und sechs Querprofile gemessen (Abb. 4).

Im östlichen Teil liegen die Mächtigkeiten zwischen 1,5 m und 2,5 m. Im südöstlichen Teil nimmt die Mächtigkeit rasch auf 7,5 m zu (Abb. 5). An dieser Stelle weist auch die Höhlendecke eine maximale Höhe auf. Der Übergang vom Eiskörper zur unterlagernden

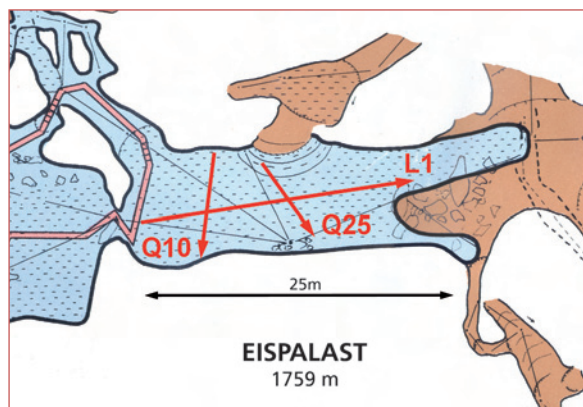


Abb. 4: Lageplan der in Abb. 5 dargestellten Profile im Eispalast (Eisriesenwelt). Plangrundlage: Eisriesenweltplan nach Morocutti.

Schicht ist durch deutliche Reflexionen klar erkennbar, was auf einen ausgeprägten Kontrast in der relativen Dielektrizitätszahl hinweist. Eis und trockener Kalk weisen jedoch ähnliche Werte auf. Die deutliche Reflexion ist deswegen auf andere Gründe zurückzuführen. Möglich wäre erhöhte Feuchtigkeit an der Grenze von Eis zu Schutt oder eine Sedimentschicht. Für diese Interpretation spricht, dass die Dampfbohrungen gegen Ende nicht eindeutig Felskontakt hatten, sondern ein weiteres Eindringen im Gegensatz zum Eis nur noch sehr schwer möglich war. Dies würde auch erklären, warum der interpretierte Eis-Fels-Übergang in den Radargrammen tiefer liegt als bei den Bohrungen. Ein interessantes Ergebnis stellen auch horizontal bis flach geneigte Reflexionsbänder dar, welche den gesamten Eiskörper durchziehen. Ein besonders ausgeprägtes Band ist in ca. 2 m Tiefe erkennbar (siehe Rechteck in Abb. 5). Aufgrund der Neigung der Bänder wird ausgeschlossen, dass es sich dabei um Antennen- oder Signalbearbeitungseffekte handelt. Vielmehr erscheint als Ursache dieser Signale eine Schichtung des Eises. Diese ist bei Aufschlüssen (Eiswänden) zu beobachten und dürfte höchstwahrscheinlich auf unterschiedlichen Luftgehalt der einzelnen Schichten zurückzuführen sein (pers. Mitt. D. Wagenbach). Im Eis eingeschlossene Luft oder auch Feinsedimente (Staub) weisen eine zu Eis unterschiedliche relative Dielektrizitätszahl auf und würden aufgrund des daraus resultierenden Reflexionskoeffizienten die beobachteten Reflexionsbänder erklären.

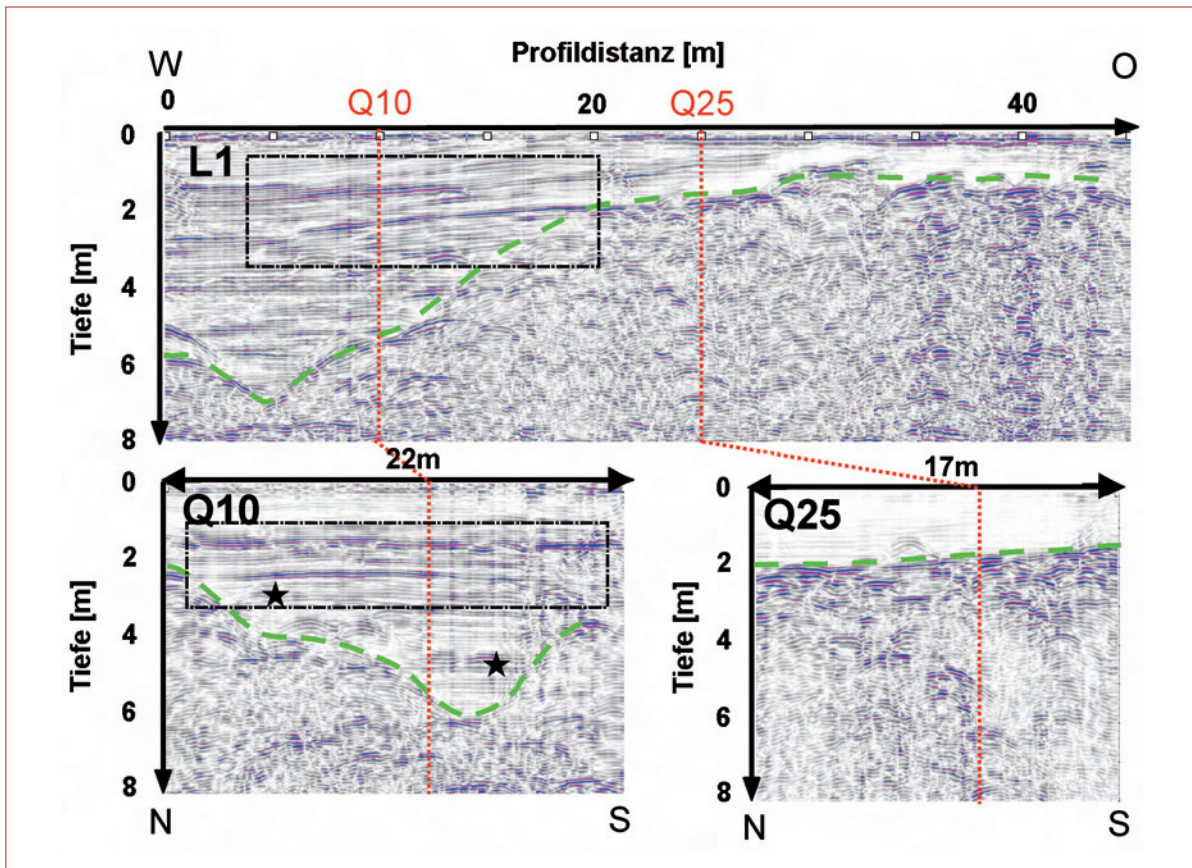


Abb. 5: Unmigrierte Tiefensektionen eines Längsprofils (L1) und zweier ca. rechtwinkelig dazu verlaufender Querprofile (Q10, Q25) aus dem Eispalast (Eisriesenwelt). Die grün strichlierte Linie zeigt die interpretierte Unterkante des Eiskörpers. Der Schnittpunkt der Quer- und Längsprofile ist durch die orange punktierte Linie gekennzeichnet. Das strichpunktierte Rechteck umrandet den Bereich möglicher Eisschichtungen. Die Sterne geben die maximale erreichte Eindringtiefe der Dampfbohrungen an.

Saar-Halle (Dachstein-Mammuthöhle bei Obertraun, Oberösterreich)

In der Dachstein-Mammuthöhle wurde die ca. 40 m lange und maximal 12 m breite, ebene Eisfläche der Saalhalle untersucht (Abb. 6). Vom Ende des Führungsweges wird die Saalhalle nach ca. 15 min Gehzeit erreicht, wobei der „Eiswall“ mittels einer Leiter überwunden werden muss. Aufgrund des aufwändigen Zustiegs wurde nur die 500 MHz Antenne verwendet. Die Messungen lieferten wiederum sehr gute Ergebnisse (Abb. 7), die eindeutig die Untergrenze des Eiskörpers erkennen lassen. Die tiefste Stelle (6 m) wird im östlichen Abschnitt erreicht, ansonsten ist das Eis zwischen 2,5 und 4 m mächtig (Abb. 7). Die bestimmten Mächtigkeiten können im Fall der Saalhalle direkt verifiziert werden, da die Untergrenze des Eiskörpers mehrmals seitlich zugänglich ist. Der deutlich sichtbare durchgehende Reflexionshorizont kann daher eindeutig der Schichtgrenze zwischen Eis und Boden (Schutt-

schicht) zugeordnet werden. Eine mögliche Eisschichtung ist in der östlichen Hälfte erkennbar. Auf den Querprofilen ist diese Schichtung klar als horizontaler Reflektor erkennbar.

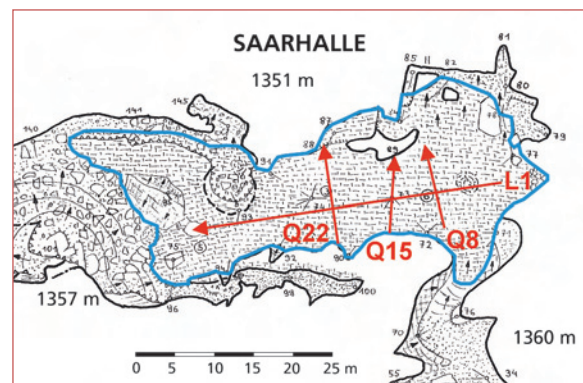


Abb. 6: Lageplan der in Abb. 7 dargestellten Profile in der Saalhalle (Dachstein-Mammuthöhle). Die blau umrandete Fläche stellt den Eisstand von 1991 dar. Plangrundlage: Detailplan nach Hartmann (1991).

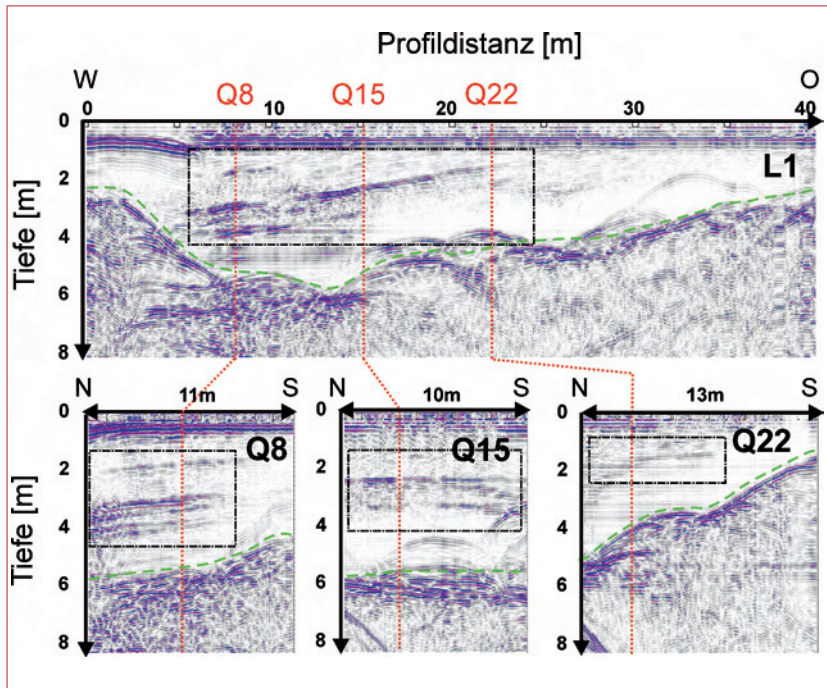


Abb. 7: Unmigrierte Tiefensektionen eines Längsprofil (L1) und dreier ca. rechtwinklig dazu verlaufender Querprofile (Q8, Q15, Q22) aus der Saarahalle (Dachstein-Mammuthöhle). Die grün strichlierte Linie zeigt die interpretierte Unterkante des Eiskörpers. Der Schnittpunkt der Quer- und Längsprofile ist durch die orange punktierte Linie gekennzeichnet. Das strichpunktierte Rechteck umrandet den Bereich möglicher Eisschichtungen.

Tristandom & Parsivaldom (Dachstein-Rieseneishöhle bei Obertraun, Oberösterreich)

In der Dachstein-Rieseneishöhle wurden Messungen an mehreren Stellen in den Bereichen Tristandom und Parsivaldom durchgeführt (Abb. 8). Der Tristandom liegt am Ende des Führungsweges knapp vor dem Ausgang. Es handelt sich dabei um eine rund 50 x 30 m große Eisfläche, wobei der Abstand zu Decke zumeist

5 - 7 m beträgt. Ein Abbruch im vorderen Bereich lässt die möglichen Eismächtigkeiten erahnen, zumal dort teilweise Geröll anzutreffen ist und die maximale Raumhöhe rund 20 m beträgt. Nach einer Raumverengung setzt sich der eisbedeckte Boden in den Kristallogletscher fort, womit sich eine gesamte Länge der Eisfläche von über 100 m ergibt. Messungen konnten jedoch nur im mittleren Bereich, knapp vor dem erwähnten Abbruch, durchgeführt werden, da nur dort

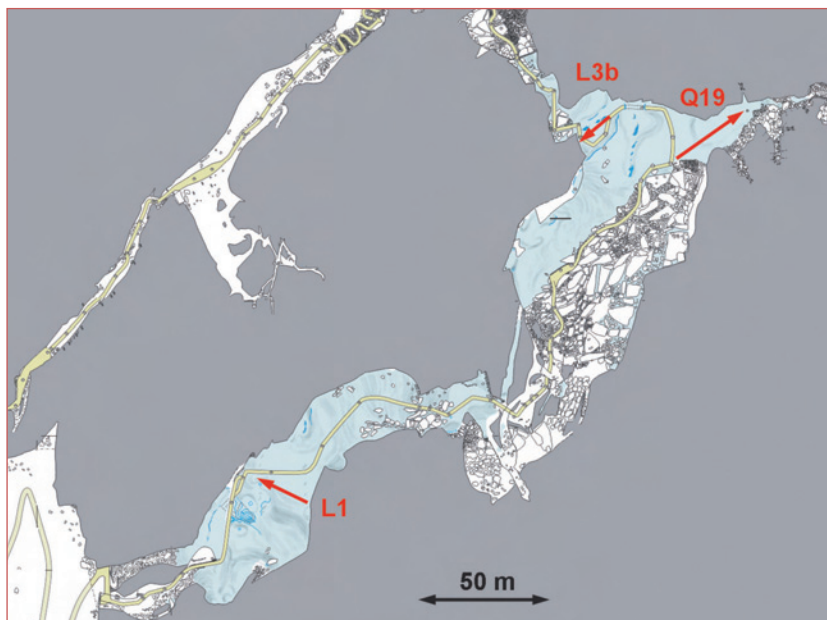


Abb. 8: Lageplan der in Abb. 9 dargestellten Profile in der Dachstein-Rieseneishöhle. Plangrundlage: Detailplan nach Neumann (2000).

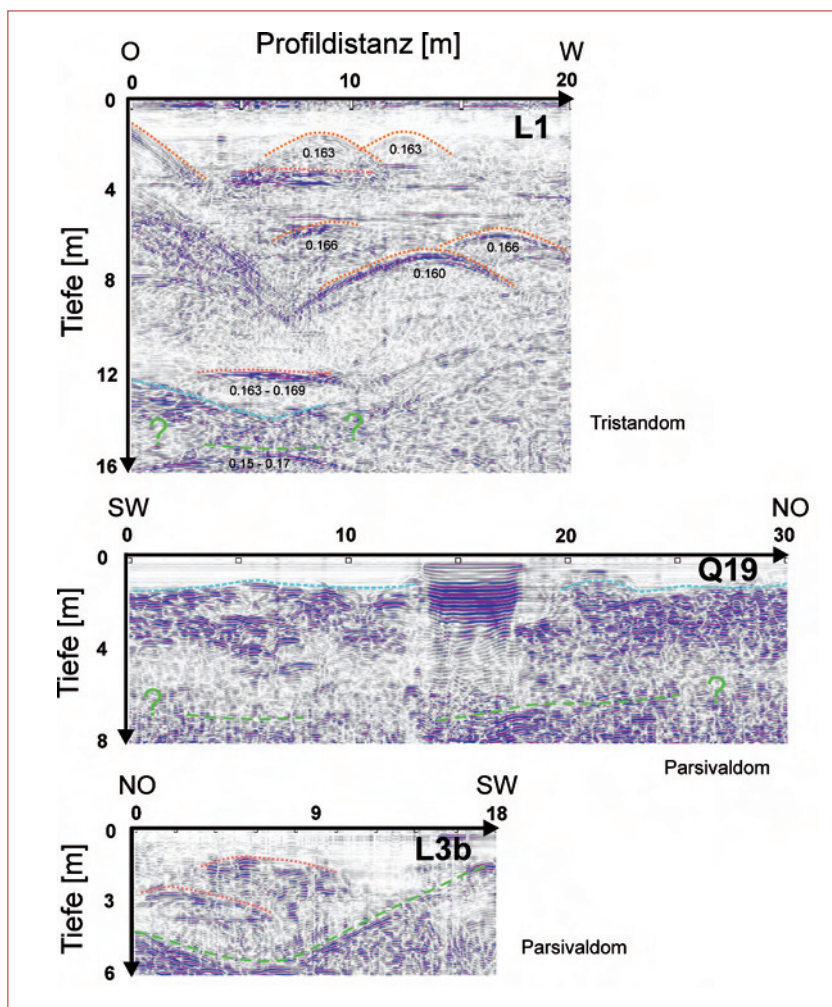


Abb. 9: Unmigrierte Tiefensektionen von drei Profilen der Dachstein-Rieseneishöhle (Oben: Tristandom; Mitte und unten: Parsivaldom). Die grün strichlierte Linie zeigt die interpretierte Unterkante des Eiskörpers. Die orange punktierten Kurven bezeichnen Reflexionen (bzw. Gruppen von Diffraktionshyperbeln) die ihren Ursprung innerhalb des Eiskörpers haben. Die hellblau strichlierte Linie gibt die mögliche Oberkante einer eisdurchsetzten Blockschicht unterhalb des Eiskörpers an. Werte unter den Reflexionen bezeichnen jeweils die beobachteten mittleren Wellengeschwindigkeiten (in m/ns) der Diffraktionshyperbeln. Das mittlere Radarogramm zeigt die Auswirkung einer oberflächennahen (ungefrorenen) Wasserschicht, die sich zwischen 14 und 18 m Profildistanz befindet.

eine ebene Fläche gegeben ist. In Anbetracht der erwarteten Mächtigkeiten kamen die 500 MHz und die 200 MHz Antenne zum Einsatz. Die Radargramme (Abb. 9) weisen im Vergleich zu den anderen Höhlen mehr Details auf. Daher und aufgrund der großen Mächtigkeit des Eiskörpers ist eine Interpretation der Reflexionshorizonte schwieriger. Die gemeinsame Betrachtung mehrerer Profile lässt jedoch folgende Schlüsse zu: Die maximale Mächtigkeit wird auf 15 m geschätzt. Diese Aussage stützt sich auf mehrere Diffraktionshyperbeln aus dieser Tiefe, die eindeutig Eisgeschwindigkeit aufweisen (Abb. 9, Profil L1). Ein durchgehender Horizont ist jedoch nicht erkennbar. Ein weiteres vermehrtes Auftreten von Reflexionen ist in Tiefen von 11 - 13 m zu beobachten, was eventuell auf eine Schuttschicht hinweist. Deutliche Reflexionen sind auch im Bereich 3 - 7 m Tiefe erkennbar. Die Auswertung der Ausbreitungsgeschwindigkeit zeigt ganz klar, dass ihr Ursprung innerhalb des Eiskörpers liegen muss. Eine mögliche Ursache wären durch Wetterfüh-

rungsströme ausgeschmolzene Hohlräume im Eis, die auch an der Front des Eisabbruches im vorderen Teil des Tristandomes immer wieder zu beobachten sind. Weiters könnten auch Felsblöcke im Eis diese Reflexionen hervorrufen.

Der Parsivaldom ist eine 100 m lange, 50 m breite und 15 - 20 m hohe Halle im mittleren Bereich des Führungsweges, wo ca. die Hälfte des Hallenbodens mit Eis bedeckt ist. Im nordöstlichsten Bereich des Parsivaldomes taucht eine Blockhalde unter die Eisfläche. Hier wurde entlang von zwei sich kreuzenden Profilen gemessen. Die Eismächtigkeit variiert zwischen 2 und 3 m. Darunter dürfte sich eine bis zu 5 m mächtige Schicht aus einem Felsblock-Eis-Gemisch befinden, wie vor allem aus der Analyse der Ausbreitungsgeschwindigkeit von Reflexionshyperbeln zu schließen ist (Abb. 9, Profil Q19). Zu einer qualitativ ähnlichen Interpretation (6 m Eisschicht, 3 m Blockschicht) führten auch die geoelektrischen Messungen (Stummer, 1975) an diesem Punkt. West-

lich von diesem Profil wurden weitere Messungen durchgeführt, wobei sich größere Mächtigkeiten von 4 m bis 6 m ergeben (Abb. 9, Profil L3b). Die Geosonar-

messungen (Henne & Krauthausen, 1966) ergaben für den Parsivaldom (ohne genauere Lageangabe) eine Mächtigkeit von 5 m.

ERGEBNISSE

Die Messungen in allen drei Höhlen zeigen, dass sich das Georadar vorzüglich zur Untersuchung von Höhleneisvorkommen eignet. Erkundungstiefen bis zu 15 m sind mit einer Grundfrequenz von 500 MHz noch zu erreichen. Die Kombination von Längs- und Querprofilen, welche bei komplexen Untergrundsituationen wie in den vorgestellten Höhlen notwendig ist, lässt sich einfach verwirklichen. Die maximalen Eismächtigkeiten betragen 7,5 m im Eispalast (Eisriesenwelt), 6 m in der Saarahalle (Mammuthöhle) und 15 m im Tristandom (Rieseneishöhle). Lediglich im Tristandom ist der Eiskörper selbst inhomogen (mögliche ausgeschmolzene Kammern und Felsblöcke), in allen

anderen Lokationen erscheinen die Eiskörper als kompakte Massen. Schichtungen innerhalb des Eises sind zu erkennen, deren Interpretation allerdings noch aussteht. Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Eis entsprechen denen in Alpengletschern. Die deutlichen Reflexionen an der Unterkante der Eiskörper lassen auf erhöhte Feuchtigkeit und/oder Sedimentschichten schließen. Die präsentierten Ergebnisse stellen nur einen ersten Schritt dar. Weitere Arbeiten werden die Analysen eines Eisbohrkernes aus der Eisriesenwelt nutzen und vor allem die Modellierung der Schichtungen bzw. des Eis-Boden-Kontaktes zum Inhalt haben.

DANKSAGUNG

Den Betreibern der Schauhöhlen (Fam. Oedl & Österreichische Bundesforste AG) sowie den Höhlenführern vor Ort (Alois Rettenbacher & Stephan Höll) sei an dieser Stelle für die Unterstützung und gute Zusammenarbeit gedankt. Weiters bedanken wir uns bei allen anderen Helfern von Seiten der Schauhöhlen und zahlreichen anderen Personen, die die Messungen unterstützt haben. Die Georadar-Apparatur wurde kostenlos vom Institut für Geodäsie & Geophysik (TU Wien) zur Verfügung gestellt. Joanneum Research Leoben

steuerte die 200 und die 400 MHz Antenne bei. Das Engagement von Daniel Binder ermöglichte effiziente Messungen und war auch bei den Auswertungen hilfreich. Karl-Heinz Roch sei für die Durchsicht des Manuskripts gedankt, und Marc Lütscher für wertvolle Kommentare im Zuge des Reviews. Die Messungen und Auswertungen wurden finanziell von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften im Rahmen des Projektes AUSTRO ICE CAVES 2100 gefördert.

LITERATUR

- Annan, AP. & Davies, JL. (1976): Impulse radar sounding in permafrost. – *Radio Science*, 11(4): 383-394.
- Arcone, SA., Lawson, DE. & Delaney, AJ. (1995): Short-pulse radar wavelet recovery and resolution of dielectric contrasts within englacial and basal ice of Matanuska Glacier. – Alaska, USA. *Journal of Glaciology*, 41(137): 68-86.
- Arcone, SA., Lawson, DE., Delaney, AJ., Strasserz, JC. & Strasser, JD. (1998): Ground-penetrating radar reflection profiling of groundwater and bedrock in an area of discontinuous permafrost. – *Geophysics*, 63(5): 1573-1584.
- Berthling, I., Etzelmüller, B., Wale, M. & Sollid, JL. (2003): Use of Ground Penetrating Radar (GPR) soundings for investigating internal structures in rock glaciers. – Examples from Prins Karls Forland, Svalbard. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.*, 132: 103-121.
- Binder, D., Schöner, W., Behm, M. & Brückl, E. (2006): Determination of glacier volumes in the Hohe Tauern region (Eastern Alps) by ground penetrating radar (GPR). – *Geophysical Research Abstracts*, 8, 06916, 2006. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-06916.
- Davis, JL. & Annan, AP. (1989): Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. – *Geophysical Prospecting*, 37: 531-551.
- Frischling, R. (2003): Die Bestimmung der Eisdicke des Wurtenkees mit Georadar und Gravimetrie. – Unveröff. Diplomarbeit. Technische Univ. Wien. Institut für Geodäsie und Geophysik.
- Geczy, J. & Kucharovic, L. (1995): Determination of the ice filling thickness at the selected sites of the Dobsinska ice cave (in Slovak, Engl. summ.). – *Ochrana ladovych jaskyn Zilina*, 17-23.
- Haerberli, W., Wächter, HP., Schmid, W. & Sidler, C. (1983): Erste Erfahrungen mit dem U. S. – Geological-Survey-Monopuls-Radioecholot im Firn, Eis und Permafrost der Schweizer Alpen. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 19(1): 61-72.

- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E. & Mostler, W. (in Druck): Internal Structure and Ice Content of Reichenkar Rock Glacier (Stubai Alps, Austria) Assessed by Geophysical Investigations. – Permafrost and Periglacial Processes.
- Henne, P. & Krauthausen, B. (1966): Geosonarlötungen in den Dachsteinhöhlen. – Die Höhle, 17(4): 88-91.
- Lütscher, M. (2005): Processes in ice caves and their Significance for Paleoenvironmental Reconstructions. – Unveröff. Diss. Universität Zürich, Swiss Institute for Speleology and Karst Studies (SISKA).
- Mais, K. & Pavuza, R. (2000): Hinweise zu Höhlenklima und Höhleneis in der Dachstein-Mammuthöhle (Oberösterreich). – Die Höhle, 51(4): 121-125.
- Novotny, L. & Tulis, J. (1995): Ice filling in the Dobsina ice cave (in Slov.). – Kras a jaskyne (Liptovsky Nikulas): 16-17.
- Pavuza, R. & Mais, K. (1999): Aktuelle höhlenklimatische Aspekte der Dachstein-Rieseneishöhle.- Die Höhle, 50(3): 126-140.
- Silvestru, E. & Boghean, V. (1992): Ultrasonic investigations on the underground fossil glacier in the cave Ghetarul de la Sarisoara (Romania). – Trav. Inst. Spéol. "Emile Racovitza", 31: 151-154.
- Span, N., Fischer, A., Kuhn, M., Massimo, M. & Butschek, M. (2005): Radarmessungen der Eisdicke österreichischer Gletscher. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik ; 33(1): 0-145.
- Stern, W. (1930): Über Grundlagen, Methodik und bisherige Ergebnisse elektrodynamischer Dickenmessungen von Gletschereis. – Zeitschrift für Gletscherkunde, 15: 24-42.
- Stummer, G. (1975): Geoelektrische Eisdickenmessungen in der Dachstein-Rieseneishöhle am 15.6.1975. – Unveröff. Bericht, Landesverein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Die Höhle](#)

Jahr/Year: 2007

Band/Volume: [058](#)

Autor(en)/Author(s): Behm Michael, Hausmann Helmut

Artikel/Article: [Eisdickenmessungen in alpinen Höhlen mit Georadar 3-11](#)