

Bericht über die Analyse der Eiskernbohrung in der Angermeyer- halle der Schellenberger Eishöhle in 2016

Verfasser: Prof. Dr. Valter, Mailand-Bicocca (Italien)

Deutsch überarbeitet: Prof. Dr. Andreas Pflitsch, Ruhr-Universität Bochum

1. Einführung

Der Bericht stellt die Arbeiten nach der Entnahme des Eiskerns in der Schellenberger Eishöhle im Juli 2016, und die daraus resultierenden Messergebnisse sowie die verwendeten Methoden vor. Die Untersuchungen wurden veranlasst durch den Verein für Höhlenkunde Marktschellenberg, und durchgeführt von „Eurocold Lab“, der Universität Mailand-Bicocca (Italien), unterstützt durch die Ruhr-Universität Bochum.

Höhlenablagerungen stellen zusammen mit Torfmooren, Sümpfen, Seen und Baumringen ein wichtiges Archiv vergangener Klima- und Umweltinformationen für kontinentale Gebiete dar. Ebenso bilden sie wichtige Archive in mittleren bis niedrigen Höhen von Bergregionen die zwar unterhalb der Gletscher liegen aber oberhalb der Waldgrenze, hier sind es Höhlensedimente, Eis und Speläotheme, die uns die Informationen liefern (**Turri et al. 2003, Haeberli und Alean 1985**). Die unterirdischen Eislagerstätten können in Abhängigkeit von ihrer Art und ihrem Entstehungsprozess verschiedene chemische Elemente oder Verbindungen enthalten, die es ermöglichen vergangene Wechselwirkungen der Klima- und Umweltgeschichte einer Region zu untersuchen. Diese können als Gase, in gelöster Form oder als Feststoffe in organischer oder anorganischer Form vorliegen. (**Turri et al. 2003, Luetscher 2005, Citterio et al. 2004, Kern et al. 2001, May et al. 2001, Persoiu und Pazdur 2011**).

Auch wenn die Eislagerstätten in der Regel gut geschützte Archive sind (**Perroux 2001**), gibt es im Vergleich zu Gletschern, diverse Probleme bei der Untersuchung von Eishöhlen. Häufig werden hypogäisch (unterirdische) Eisablagerungen in direktem Zusammenhang mit der epigäischen (oberirdischen) Umwelt gefunden (z.B. Kollaps-Doline) (**Persoiu und Pazdur 2011**), aber einige davon befinden sich tiefer in den Höhlen ohne direkte Verbindung zur Oberfläche (**Turri et al. 2013**).

Somit sind die Mechanismen der Eisbildung und des Eiswachstums nicht unbedingt die Gleichen wie bei oberirdischen Gletscherablagerungen. Um diese wertvollen Archive besser kennenzulernen, sollten sowohl die „oberflächennahe“ epigäischen als auch die hypogäische Umgebung im Detail untersucht werden, denn erst das Verständnis der Wechselwirkungen dieser beiden Umgebungen bzw. deren Bedingungen ermöglicht die Interpretation dieser Ökotope und des dort herrschenden Klimas (auch in der Vergangenheit).

Ford und Williams (1989) beschrieben sieben Arten von hypogäischen Eisablagerungen die in der Literatur ausführlich beschrieben werden und unterteilte diese in die beiden Hauptgruppen: „exogene“ und „endogene“ Eisablagerungen. Exogenes Eis ist i. d. R. eine Schneedeckung die sich durch Einwehen oder Herabfallen direkt in eine Höhle ablagert und sich nach einiger Zeit in Eis (oder Firn) verwandelt. Durch den direkten Kontakt mit der äußeren Umgebung kann eine große Menge an organischen Materialien in der Höhle fallen und sich in diesem Eisdepot ansammeln.

Endogenes Eis kann durch viele verschiedene Quellen wie Eisfluss, die Bildung von Eisstalaktiten und -stalagmiten durch Tropfwasser, Eisfilme an feuchten Wänden, das Überfrieren von stehendem Wasser in Teiche, Eis aus Sublimation und/oder aus Eis in Sedimentklüften, bilden. Also hauptsächlich aus extern eindringendem Wasser aus schmelzendem Schnee oder Regen der in die Höhle sickert oder durch feuchte Luftmassen die mit wenig oder fehlendem organischem Material versetzt sind.

Die Schellenberger Eishöhle ist eine große Alpinhöhle (Gesamtlänge: 3621m, Gesamttiefe: - 260m) und darunter ein statischer Eishöhlenteil der seit 1925 als Schauhöhle betrieben wird. Neben dem 500 m langen Eishöhlenteil gibt es einen großen Nicht-Eisteil, der sich in nordöstlicher Richtung in der Nähe des Eingangs abzweigt und durch mehrere tiefe Schächte zum tiefsten Punkt der Höhle (- 260 m) führt. Die Höhle befindet sich auf 1570 m ü. M. am Fuße der Ostwände des Untersbergs (der Höhleneingang ist in Abb. 1 markiert). Der Zugang zur Höhle erfolgt über ein 4 m hohes und 20 m breites Portal das zur Josef-Ritter-von Angermayer-Halle führt, dem größten Raum der Höhle mit einer Länge von 70 m und einer Breite von 40 m welcher von Tageslicht beleuchtet wird. Der Boden dieser Halle welcher 17 m unter der Eingangsebene liegt, besteht vollständig aus einem großen Eismonolithen der vom dem Höhlenweg umgeben ist. Die beiden Durchgänge zur Wasserstelle und Mörkdom verbinden sich mit dem tiefsten Teil der Fuggerhalle 41 m unter der Eingangsebene. Sie sind auch teilweise mit Eis bedeckt.



Abbildung 1. Lage der Schellenberger Eishöhle am Fuße der Ostwand des Untersberges. Der Berg wird von Osten betrachtet, die Länge der Kanten beträgt 11 km (Orthophotos: ©2003/2004, Salzburg AG and DI Wenger-Oehn, digital elevation model: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen in Wien). The map inlay shows the location of Untersberg in Germany.

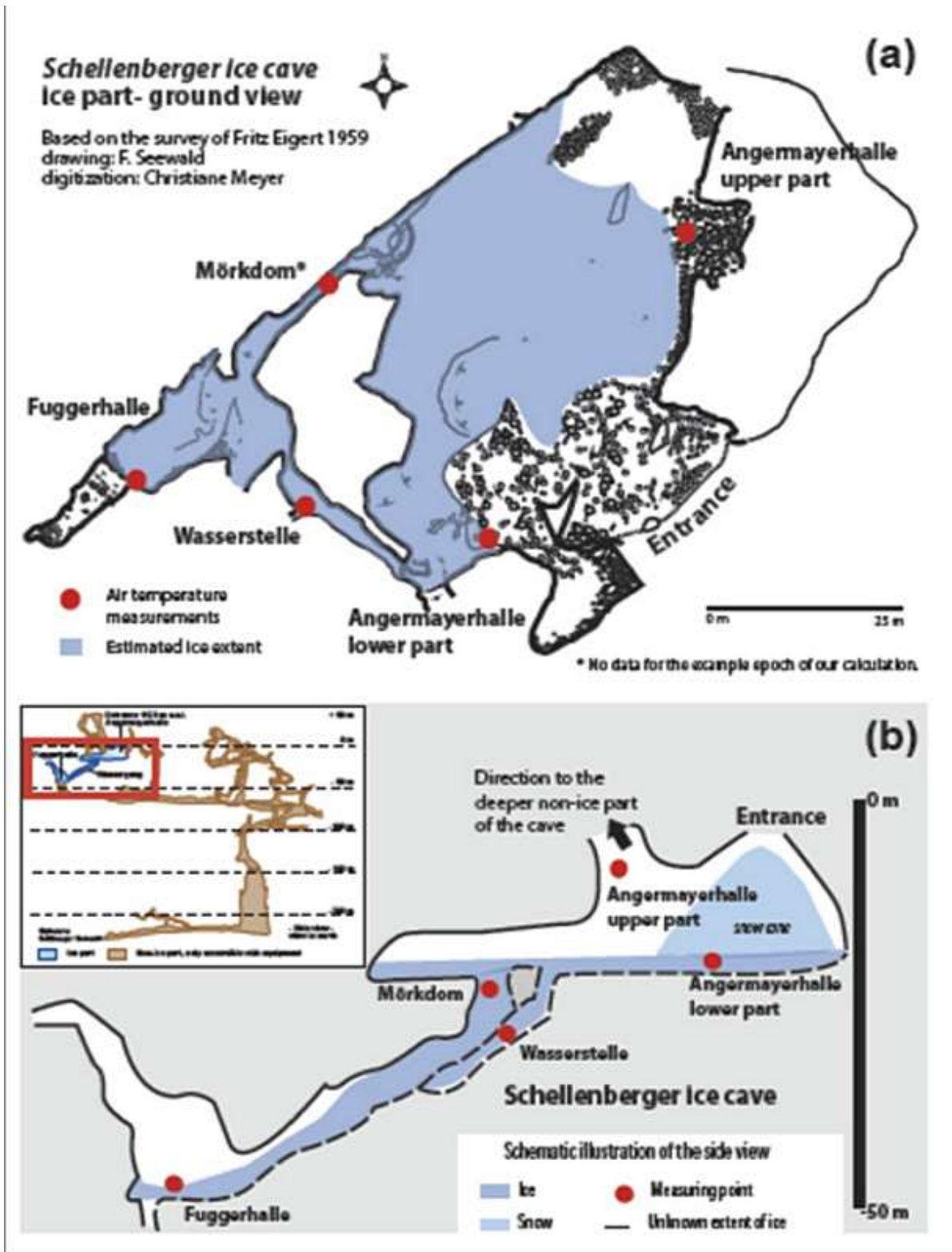


Abbildung 2. Grundkarte und Seitenansicht der Schellenberger Eishöhle. Rotes Kreuz ist die Position der Eiskernbohrung.

2. Verwendete Methoden

Im Frühjahr 2016 wurde in der Angemayerhalle nahe dem Haupteingang der Schellenberger Eishöhle (Abb. 2) ein 800 cm Eisbohrkern gebohrt (Gesamtlänge der zusammengesetzten Einzelstücke) wobei das Leichtbohrsystem maximale Eisstücke von 80 cm Länge und 10 cm Durchmesser erlaubt. Die Bohraktivitäten wurden an der Stelle durchgeführt an der die Radarvermessung (Colucci & Forte Personal Communications) die maximale Tiefe der Eislagerstätte Angermayerhalle (ca. 10 m) verifiziert hatte, diese war mehr als 5 m vom Touristenweg entfernt. Jeder Eisbohrkern wurde gemessen und in Plastikbeutel zur Konservierung verpackt und in isolierten Boxen mit Trockeneis zur Konservierung während des Transports in die Kühlräume des EuroCold Lab an der Universität Mailand-Bicocca (Italien) gelagert.

Im Kaltlabor wurde der gesamte Eisbohrkern für die visuelle Stratigraphie mit einer Digitalkamera erfasst und in 1 cm Scheiben entlang der vertikalen Achse für Dünnschnittanalyse geschnitten.

Ein Viertel der Eisbohrkerne wurde für chemische Probenahme mit einer Auflösung von 10 cm verwendet. Diese in Kunststoffflaschen gefüllt und bis zum Ende der Messungen gefroren gehalten.

Die Analysen der Kationen und Anionen wurden mittels der Ionenchromatographie (Thermo Scientific™) gemessen (Dionex™, Waltham, MA, USA).

Für die chemischen Messungen wurden $\frac{1}{4}$ der Eisbohrkerne in Abständen von 10 cm geschnitten und daraus jeweils der pH-Wert, Leitfähigkeit, K, Mg, Ca, Na, NH_4 , NO_3 und SO_4 analysiert. Für eine bessere statistische Signifikanz wurde jede Probe 3 mal analysiert. Die Tabelle 1 und die Abb. 3 zeigen die Ergebnisse der durchgeführten Messungen.

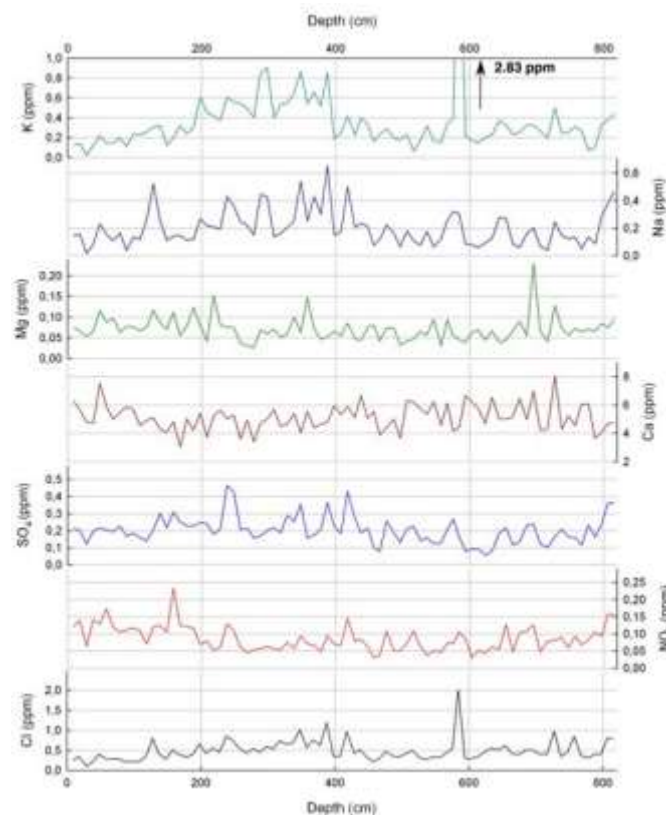


Abb. 3 - Mainchemische Stratigraphie aus dem Schellenbergericecore

Das Sulfatsignal zur Identifikation von Vulkanausbrüchen

Allgemein ist es wichtig, dass die untersuchten Größen einem allgemein bekannten Signal bzw. einem Ereignis zugeordnet werden können. Hierzu eignen sich Vulkanausbrüche, Atombombentests, Reaktorkatastrophen, Dürren mit Staubeinträgen oder auch die Industrialisierung mit verschiedenen Schadstoffanreicherungen oder auch Pollen. Das Sulfat eignet sich besonders für die Identifikation von Vulkanausbrüchen.

Allgemein gesehen hat Sulfat hauptsächlich drei Quellen: das Meer (Meersalz und biologischer Prozess), anthropogene Quellen und Vulkanausbrüche. Von letzteren sind die spektakulärsten und anomalsten Signale mit starken Konzentrationsspitzen durch explosive Ausbrüche zu erwarten, da während eines Vulkanausbruchs Millionen Tonnen Sulfat in die Atmosphäre geschleudert werden können. Diese haben jeweils nur eine geringe (tage-bis monatelange) Verweilzeit in der Atmosphäre, so dass hier eine sehr gute Zuordnung möglich ist und sich sogenannte Zeitmarker ergeben. Um das Sulfatsignal eines Vulkanausbruchs aus dem allgemeinen Sulfatsignal herauszufiltern, muss der Anteil des Meeres herausgerechnet werden.

Um das Meeressignal abzuziehen wird die Gesamtsulfatkonzentration mit dem Signal des Natriums (Na^+) als Referenzelement verglichen. Hierzu dient das allgemeine Sulfat-Natrium-Verhältnis (0.252) im Meerwasser:

$$(\text{kein Meersalzsulfat}) (\text{nssSO}_4^{2-}) = (\text{SO}_4^{2-}) - 0.252 (\text{Na}^+) \quad (1)$$

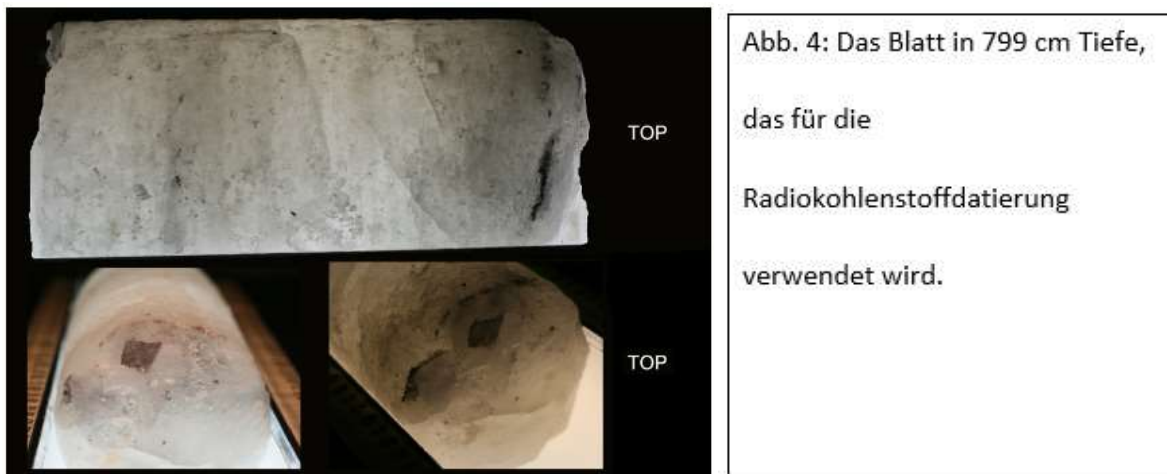
Na^+ gilt als zuverlässigste Marker für Meersalz, deutlich besser als Cl^- ist (**Thamban et al. 2006**).

Zusammengefasst bietet sich die Analyse der Sulfatkonzentration als sehr gute Analysemethode an um große Vulkanausbrüche im Eis nachweisen zu können und dem Eis entsprechende Zeiten zuzuordnen.

Radiocarbon datierung an einem Blatt

Organische Sedimente eignen sich ebenfalls gut für eine Altersdatierung, wobei jedoch bei jüngeren Sedimenten eine oft zu große zeitliche Unsicherheit besteht. So wurde auch das Blatt, das in einer Tiefe von 799 cm gefunden wurde (Abb. 4), für die Datierung der Radiokohlenstoffs entnommen, an der Universität Mailand-Bicocca vorbereitet und mit dem AMS-Beschleuniger am CNR von Caserta (Italien) datiert.

Das resultierende Datum war für die Eisbohrkerndatierung leider nicht besonders zuverlässig, das Blatt war zu jung. Die Ergebnisse zeigen ein Radiokohlenstoffalter 100 ± 50 Jahre BP, d.h. mit der OXCAL Radiokohlenstoff-Kalibrierungssoftware der Universität Oxford (UK) einen Zeitraum von 1940 bis 1650 n. Chr. Das ist eine viel zu große Zeitspanne für eine sinnvolle Altersdatierung und brachte somit leider keine weitergehenden Informationen.



Dünnschliffstratigraphie

Die Dünnschliffstratigraphie wurde zu einer visuellen Beurteilung des Eisbohrkerns verwendet. Jedes Eisplatte (9 x 9 cm) wurde bis zu einer Dicke von 1 mm verdünnt und mit kreuzpolarisierten Filtern via Universalstufe beobachtet (Rigsby 1951, Langway 1958).

Eine Rekonstruktion der möglichen Eisfazies wurde durchgeführt, um die möglichen Phasen der Eisansammlung zu bewerten und die bestehende Lücke in der Ausrichtung von Luftblasen, die Klarglasflächen, das Vorhandensein von Staubschichten oder Linsen sowie das Auftreten von organischen Materialien erfasst werden konnten. Letzteres war besonders für die Durchführung der Radiokohlenstoffdatierung von Bedeutung.

Für jede Dünnschicht wurde ein digitales Bild mit der Durchlicht-Lichtstufe unter Verwendung von Einzel- und Kreuzpolaroidfiltern aufgenommen. Jedes Bild wurde digital auf der Universalstufe aufgenommen um die Variabilität des Kristallgewebes, die Blasenverteilung und die Größe sowie das Vorhandensein exotischer Materialien (Staub, organische Stoffe, Steine etc..) zu verstehen.

3. Diskussion und Ergebnisse

3.1 Eisbohrkern-Stratigraphie

Die durch Dünnschliff abgeleitete Eisbohrkern-Stratigraphie erlaubt die Beurteilung der Eisablagerung sowie der Eisersosion sowohl durch die Atmosphäre als auch durch die Höhlendynamik. Hierfür lassen sich hauptsächlich 2 verschiedene Kristallarten heranziehen, die sich durch ihre Bildungs- bzw. Ablagerungsprozesse unterscheiden lassen..

- a) Columnares Eis ist ein großer Eiskristall, normalerweise vertikal länglich, mit einer klaren kontinuierlichen C-Achsen-Orientierung, die in Bezug auf das Gefrieren einer Wasserfläche während der Gefrierperioden zu sehen ist. Dieser Kristall wächst nach dem Gefrieren der Wasseroberfläche sehr vertikal nach unten. Der Verschluss der Oberfläche erlaubt keine andere Wachstumsrichtung. Da der Prozess sehr langsam ist, wächst der Kristall mit der gleichen optischen Ausrichtung, so dass es im Dünnschnitt möglich ist ähnliche Farben mit sehr wenigen Kristallgrenzen zu beobachten. Diese typischen Eiskristalle stehen für durch Tropfwasser entstandene gefrorenen Seen, z. B. im Öffnungsbereich aber auch für der Wirkung des Höhlenmanagements durch Einbringen von Wasser zur Eisgestaltung.
- b) Sechskantiges/gerundetes Eis bezieht sich in der Regel auf mittlere bis kleine Kristalle mit einem Durchmesser von weniger als 1 cm, mit abgerundeter Form und manchmal mit eckigen Grenzen, die jedoch ohne Linse oder Mikroskop nicht leicht zu erkennen sind. Der große Unterschied in der Ausrichtung der C-Achse ermöglicht es einen sehr körnigen Bereich mit mehr gestreuten optischen Farben zu haben. Diese Kristalle werden in der Regel durch Lawinen, Schneedrift oder direkten Schneefall in die Haupthalle gebracht und bilden den Schneekegel. Durch die folgenden Kalt-/Warmzyklen (Tag/Nacht oder saisonal) und den Druck aufliegender Schichten erfolgt die auch die Reduzierung des Kristallvolumens und damit des Volumens der gesamten Schicht sowie der Porosität. Die folgenden Schmelzprozesse, normalerweise während der Sommersaison, füllen die Hohlräume mit Wasser und bilden ein kompakteres Eis wo auch Wasser und Luftblasen erzeugt werden.

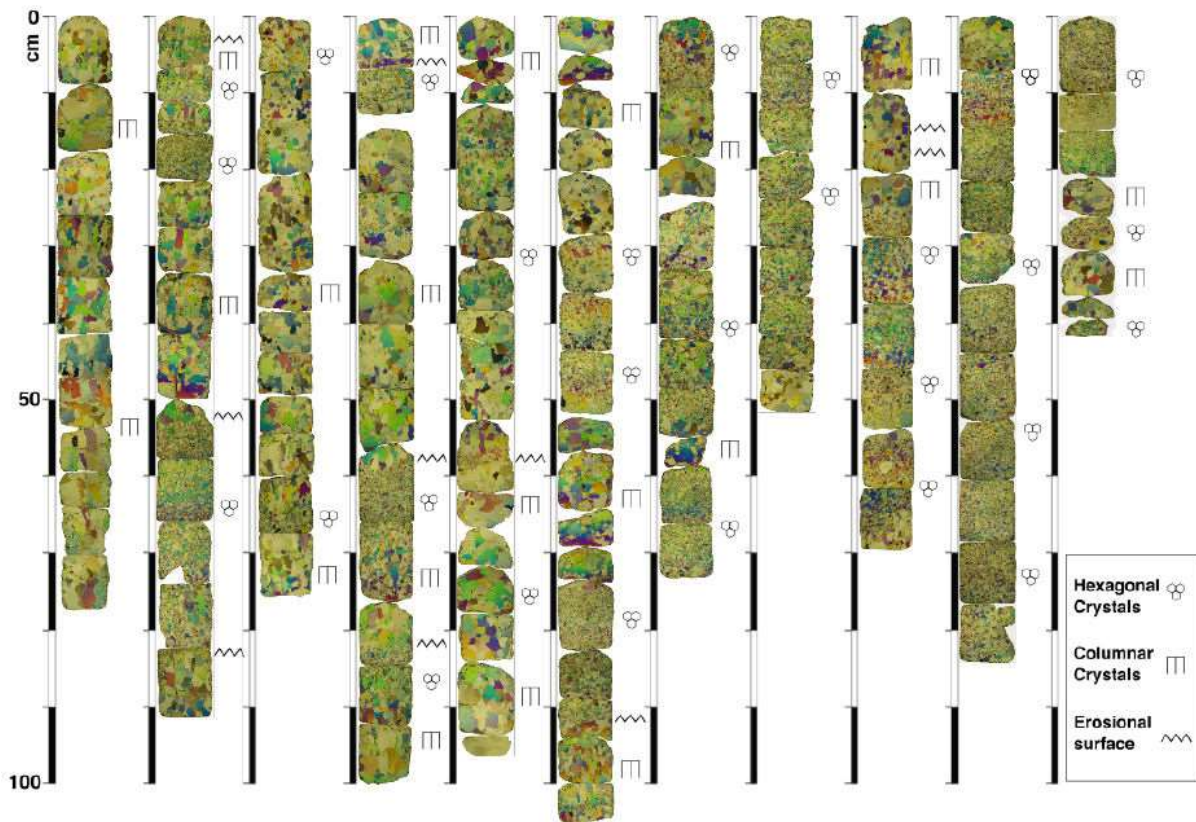


Abb. 5- Schellenberger Eisbohrkernaktivitäten Visualstratigraphie

Die gesamte aufgenommene Stratigraphie (Schichtung) des Schellenberger Bohrkerns zeigt den Wechsel von verschiedenen Eisschichten, die hauptsächlich durch einen der beiden genannten Kristalltyp dominiert werden (Abb. 5). Es existieren ebenfalls einige Schichten, die sich aus dem zuvor beschriebenen Wechsel der Eisbildung herausgebildet haben, es war aber leider nicht möglich regelmäßige Veränderungen oder gar jahreszeitlich klar zu definierende Schwankungen zu identifizieren, wie sie eigentlich durch die starken Unterschiede zwischen dem Winter- und Sommersituation zu erwarten gewesen wären.

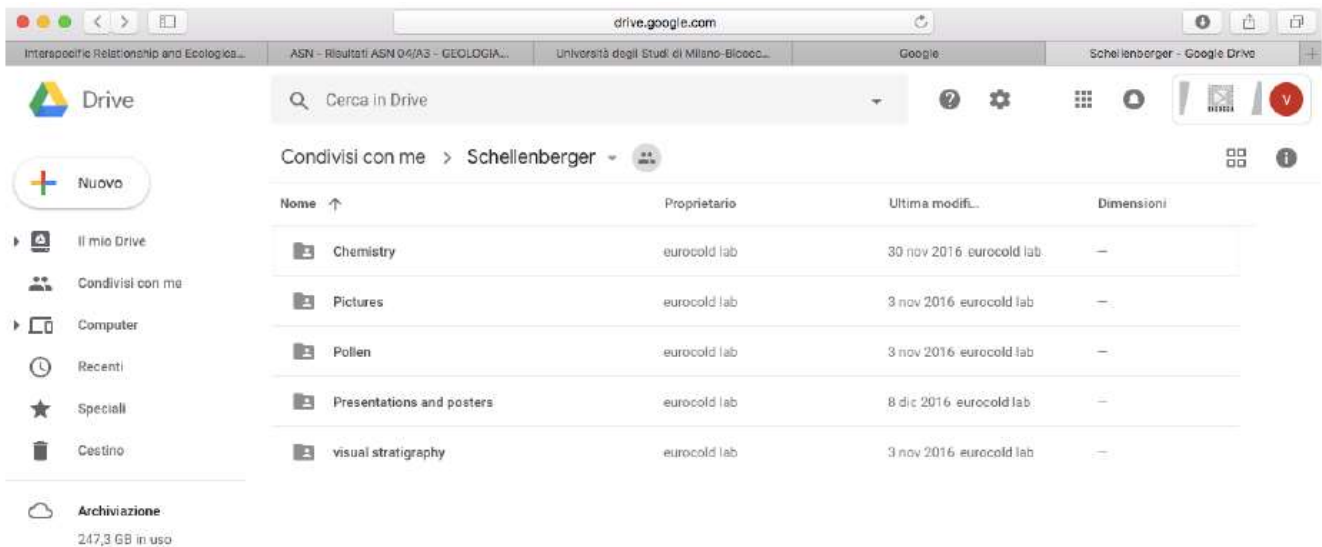
Die fehlende Saisonalität kann auf zwei Hauptgründe zurückzuführen sein. Der erste ist, dass der jährliche Klimazyklus keinen regelmäßigen Wechsel der verschiedenen Akkumulationsmechanismen zulässt.

So können die Winterbedingungen von Jahr zu Jahr starken Schwankungen unterliegen, so dass die Schneehöhen am Eingang sehr unterschiedlich sind. Darüber hinaus können Lawinen und starke Schneefälle den Eingang über einen längeren Zeitraum abdichten oder Schneeverwehungen in die Haupthalle ermöglichen. „Eigene Anmerkung: Eine Seebildung an der Bohrstelle ist mir nicht bekannt, sondern eher eine dünne Schicht von abfließendem Schmelzwasser. Aber hier dürften sich die Führer besser auskennen.“

Gleichzeitig kann die Sommersaison mal nasser mal trockener sein, ebenso wie die mittlere saisonale Temperaturveränderung im Laufe des Jahres.

Als zweiter Grund könnte die touristischen Auswirkungen auf die Mikrometeorologie der Eishöhle genannt werden..

Die gesamte Stratigraphie des Eisbohrkerns kann als Original bei Googledrive einsehen. (Abb. 6 fragen Sie Valter Maggi nach dem Zugang).



3.2 Zusammenhang zwischen „keine See-Salz Sulfate“ und den vulkanischen Signalen

Trotz der allgemeinen Streuung der Daten und des niedrigen Korrelationskoeffizienten ($r=0,197$) zeigt die Anwendung einer kubischen Korrelation die an das nss-Sulfat aus dem Schellenberger Eisbohrkern angepasst ist einen klaren Trend der ein relatives Maximum an nss-Sulfat zwischen 600 und 700 cm Tiefe und dem Mittelwert von 0,18 mg/l sowie ein relatives Minimum zwischen 200 und 300 cm Tiefe und einem Mittelwert von 0,11 mg/l zeigt.

Wie der Korrelationskoeffizient zeigt ist die Variabilität des nss-Sulfats sehr groß mit Spitzen unter 0,05 mg/l und über 0,35 mg/l (Abb. 7). Die Residuenanalysen der kubischen Korrelation zeigen, dass alle Proben in die 2 der Variabilität (96% Sicherheit) einbezogen sind mit Ausnahme von drei Ausreißern in 410, 572 und 582 cm Tiefe diese stellen die zwei Hauptspitzen von allen Aufzeichnungen dar (jeweils 0,305 und 0,337 mg/l)(Abb.6).

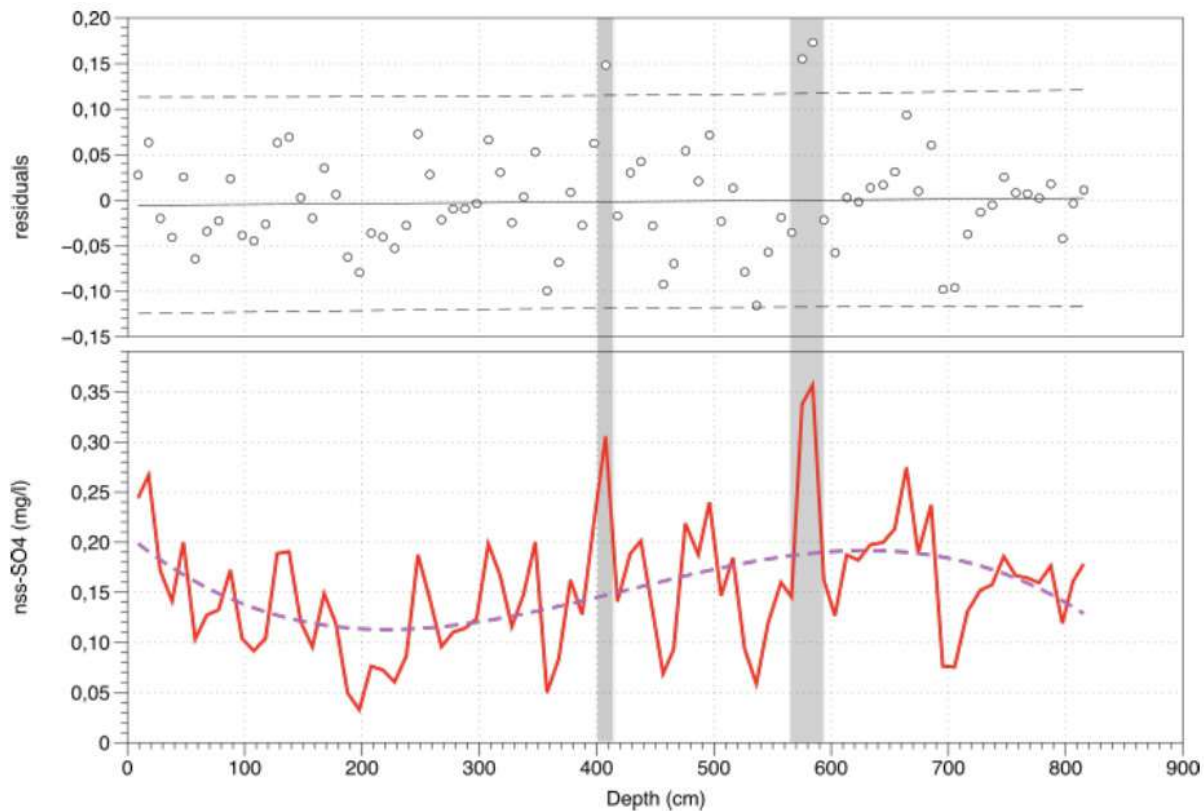


Abb. 7: Untere Platte, Aufzeichnung von nss-Sulfaten mit der kubischen Korrelationskurve ($r^2=0,299$). Die oberes Panel zeigt die Residuen der Korrelation mit den Vertrauenslinien von 96% (gestrichelt). Die Zeilen). Die Graubereiche stellen die beiden Spitzen dar, die sich auf die Ausreißer in der Korrelation beziehen, bezogen auf die möglichen vulkanischen Ereignisse.

Da das Radiokohlenstoffdatum des Blatts am Eisbohrkernbodens „modern“ ist und somit wahrscheinlich jünger als 1950 n.Chr. betragen wird, wurde eine vorläufige Korrelation des nss-Sulfat-Eisbohrkernrends mit einem globalen Sulfat-Emissionsdatensatz verglichen der hauptsächlich mit den Auswirkungen auf den Menschen in der Atmosphäre und Vulkanexplosionen zusammenhängt, (Smith et al. 2011).

In der Tat zeigt der allgemeine Emissionstrend von Ende der 60er Jahre bis 2005 (Smith et al 2011) einen ähnlichen Trend wie das nss-Sulfat. Die Emissionstrends zeigen einen kontinuierlichen Anstieg von 1850 bis Ende der 70er Jahre Anfang der 80er Jahre, wenn die maximale Emission erreicht wird (mehr als 13000000 GT SO₂), und dann einen Rückgang im Zusammenhang mit der dann einsetzenden effizienteren Energieerzeugung und geringeren Luftschadstoffen.

Dieser Rückgang endet zu Beginn des neuen Jahrtausends (mindestens weniger als 11000000 Gt SO₂) da der Aufschwung der Schwellenländer wie China und Indien begann, was zu einem weltweit verstärkten Schadstoffausstoß führte (Smith et al. 2011) (Abb.7).

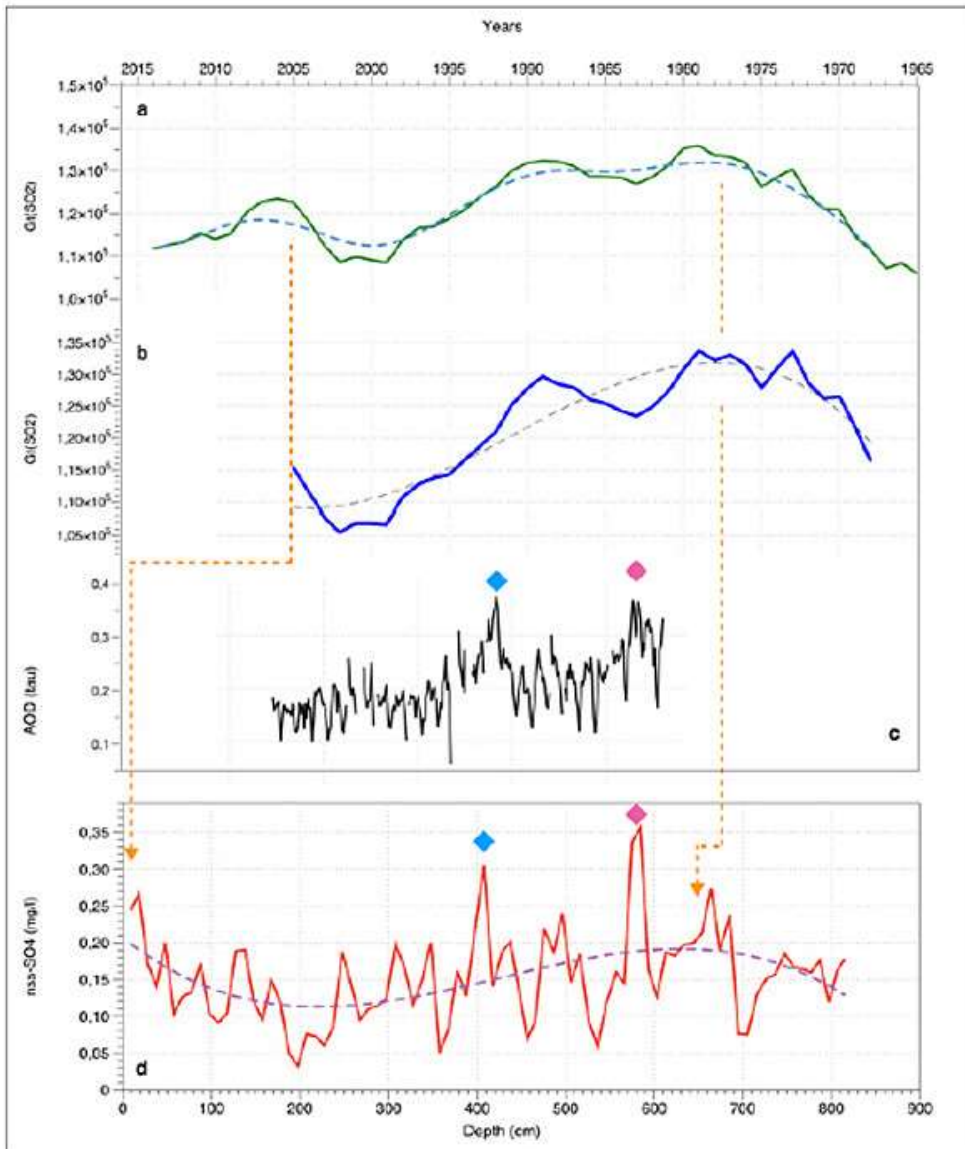


Abb. 8: Vergleich zwischen dem Schwefeldioxid-Emissionsdatensatz (a und b), der (c) optischen Aerosol-Tiefe (AOD) und dem nss-Sulfat aus SIC (d). Die Emissionsdaten und die blaue Linie Smith et al., 2011) werden mit einem Loess-Korrelationsverfahren (blaue und graue gestrichelte Linien) geglättet.

Die AOD, ist das mittlere NASA-GACP-Modell für den Europa/Mittelmeerraum (-15 bis 40 E und 15 bis 50 N Rasterdaten, Tegen et al., 1997) Der nss-Sulfat-Record (rote Linie) wird geglättet durch

eine kubische Korrelation (violett gestrichelte Linie) mit $r^2=0,195$. Die Grauzonen stellen die möglichen nss-Sulfatpeaks aus einem möglichen Vulkanausbruch dar (Pinatubo 1991 add El Chichon 1983), die zur Synchronisation der beiden Datensätze verwendet werden. Die Pfeile zeigen die mögliche Korrelation zwischen dem relativen Minimum (1-jährige Verschiebung) und relatives Maximum (4-jährige Verschiebung) zwischen den beiden

13 Korrelationslinien.

Eine einfache Überlappung der beiden Datensätze erlaubt keine eindeutige Synchronisation zwischen den beiden Datensätzen. Trotz der jährlichen Abstände der Emissionsdaten stellt die Eisbohrkernaufzeichnung (nss-Sulfat und alle anderen) keine kontinuierliche Akkumulation (verschiedene Schneefälle, Lawinen, Tropfwasser) dar. Es ist nicht auszuschließen, dass ein Teil der Stratigraphie nicht abtau (ich glaube das soll eher heißen, dass ein Teil abgetaut und damit verschwunden ist). Aus diesem Grund benötigen sie für die Synchronisation einige Referenzhorizonte die in beiden Datensätzen gut ersichtlich sind. Der Vergleich der beiden Datensätze könnte durch die beiden nss-Sulfatspitzen die durch die drei Ausreißer repräsentiert werden als Referenzhorizont für mögliche vulkanische Spitzen verbessert werden.

In den letzten 50 Jahren gab es hunderte von Vulkanausbrüchen auf der ganzen Welt. Wenn wir aber die Suche auf VEI (Volcanic Explosive Index) = 4 einschränken die durch plinianische Ausbrüche mit definitiv stratosphärische Injektionen der Auswurfmaterialien (Newhall und Self, 1982) betrachten, ist die Anzahl auf wenige Ereignisse zu reduzieren, besonders wenn sie mit dem Transport in der nördlichen Hemisphäre zusammenhängt.

Aus kontinuierlichen Lidarmessungen in Garmisch-Partenkirchen (Deutschland) von 1976 wurde die europäische Stratosphäre hauptsächlich von zwei großen Auswirkungen beeinflusst: dem El Chichon im Jahr 1982 und dem Pinatubo im Jahr 1991. Die Lidarmessungen bei 694,3 nm Wellenlänge die den integrierten stratosphärischen Rückstreuoeffizienten darstellen, zeigen, dass die Dauer des El Chichon und der Pinatubo-Eruptionen in Bezug auf die süddeutsche stratosphärische Zusammensetzung nicht ähnlich und damit gut unterscheidbar sind.

Der El Chichon stellt eine Erhöhung des Lidarsignals dar, das nach 200 Tagen des Ausbruchs das Maximum erreichte und das Signal für mehr als 5 Jahre bewahrte bevor es wieder den Hintergrundwert erreichte. Der Ausbruch des Pinatubo zeigte einen schnelleren Anstieg der atmosphärischen Sulfate, die nach 100 Tagen nach dem Ausbruch das Maximum erreichten und einen Rückgang auf das Hintergrundniveau in den nächsten 5 Jahren hatten (Trickl et al, 2013; Jäger 2005).

Der El Chichon ist ein mexikanischer Vulkan (17.360 N, 93.228 W) der 1982 dreimal am 29. März, 4. April und 27. Mai ausbrach und mehr als 1900 Menschen tötete, hauptsächlich während des Ausbruchs am 29. März, (NGDC-NOA, Significant Volcanic Eruption Database <https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/volcano/shtml>). Es wurden 7 Millionen Tonnen Sulfurdioxid (SO₂) sowie 20 Millionen Tonnen Partikelmaterial in die Stratosphäre (Rebeck, 2002) gebracht.

Ein Nettokühleffekt von ca. 0,3° C wurde als Folge des El Chichon-Aerosols geschätzt (Angell und Korshover 1983; Handler 1989), jedoch wurde das durch die El Chichon-Wolke verursachte Gesamtpotenzial an Kühlung durch Erwärmung die im Zusammenhang mit der El Nino Southern Oscillation abgemildert (Angell, 1988, 1990).

Der Pinatubo ist ein philippinischer Vulkan (15.130 N; 120.350 E), der am 15. Juni 1991 ausbrach (VEI 6) und mehr als 450 Menschen tötete. Er stieß rund 17 Millionen Tonnen Sulfurdioxid (SO₂) in die Atmosphäre aus. Pinatubo hatte einen viel größeren strahlenden Einfluss wie als El Chichon in der südlichen Hemisphäre (Dutton und Christy, 1992). Pinatubos Wolke verursachte etwas das 1,7-fache der globalen Strahlungsintensität von El Chichon was die geschätzte Abkühlung von 0,5° C ergab.

Beim Vergleich des Sulfatemissionsprotokolls und des SIC nss-Sulfatprotokolls ist es möglich, die beiden Korrelationskurven, die das relative Maximum und das relative Minimum überlappen, anzupassen, wobei zu beachten ist das die Ausreißerspitzen zwischen 1982-1983 für den Tiefenbereich 560-580 cm und zwischen 1990 und 1991 für den Tiefenbereich auf 410 cm fallen. Diese guten Korrelationen zwischen den Korrelationskurven und dem Alter der beiden Vulkanspitzen ermöglichen es eine vorläufige Tiefenbeziehung für das SIC zu schaffen die zuverlässig genug sind, um die Akkumulationsrate der oberen 8 m der Eisablagerung zu berechnen.

Unter Beobachtung des NSS-Sulfat-Rekords weisen die beiden Vulkanspitzen eine unterschiedliche Dicke auf wobei der Wert von El Chichon sich auf 2 Proben bezog, die mehr als 20 cm Eisfläche bedeckten. Die des Pinatubo entspricht 10 cm der Aufzeichnung von nur einer Probe. Diese Unterschiede sind nicht sehr repräsentativ, zeigen aber in die richtige Richtung der realen Ereignisse.

3.3 Vorläufige Alters-Tiefenbeziehung

Die mittlere jährliche Akkumulationsrate (MAAR) wurde unter Verwendung der beiden Vulkangipfel El Chichon (1983) und Pinatubo (1991) unter Verwendung der folgenden Beziehung geschätzt:

$$\lambda = \frac{\Delta depth}{\Delta age} [cm_{ieq} year^{-1}] \quad \text{eq. 1}$$

wobei das Akkumulationsalter in cm Eisäquivalent pro Jahr, in der Tiefe die Tiefendifferenz zwischen den beiden Vulkanereignissen und das Alter die Altersdifferenz zwischen den beiden Vulkanereignissen darstellt (Tab.1).

Das Ergebnis ist 17,77 cm Eisdicke pro Jahr, die 16,29 cm Wasseräquivalent bei maximaler Eisdicke (0,917 g cm⁻³) darstellen (Patterson 2004). Diese Gleichung erlaubt es das minimale Wasseräquivalent MAAR zu schätzen, da die verwendete Eisdicke das maximal mögliche ist, normalerweise bezogen auf reines Eis (ohne Blasen und Verunreinigungen).

Durch die Verwendung des MAAR in Eisäquivalent, welches durch die Unterschiede in den vulkanischen Spitzen erhalten wird, ist es möglich das Alter des Eises in Bezug zur Eisdicke (von der Oberfläche bis zum Boden) also das Verhältnis von Tiefe und Alter zu extrapolieren.

Die 410 cm Eis von der Oberfläche bis zu den Vulkanspitzen des Pinatubo sind 19,4 Jahre alt und erreichen - nach heute gerechnet - das Jahr 2014 (statt 2016 beim Alter der Bohrung). Bei gleicher Beziehung bis zum Boden des Eisbohrkerns in 8 m Tiefe, ist die Tiefe 2, die 11 Jahre repräsentieren und zu einem Eisalter am unteren Ende des Bohrkerns von 1968 (+/- 1 Jahr) Kalenderjahren führen.

Der Fehler zwischen dem Bohrjahr und dem vom MAAR extrapolierten Jahr zwischen den beiden Vulkanen kann auf 1) das Schmelzen eines Teils des Eises während der letzten Sommersaison oder den Rückgang des MAAR in den letzten 25 Jahren zurückzuführen sein.

Wie in der visuellen Stratigraphie sichtbar, beeinflusst das Vorhandensein von Schmelzoberflächen in den oberen 400 cm, die die Akkumulationsrate und kann von einer Verdünnung bis zum totalen Verschwinden einer Eisschicht führen, so dass einzelne Jahre des Eisaufbaus fehlen können.

Andererseits ist es unwahrscheinlich, dass der MAAR in den letzten 50 Jahren konstant geblieben ist. Wenn die Oberfläche das Jahr 2016 repräsentiert, beträgt das Alter des Pinatubo-Markers 25 Jahre und bei Verwendung der oberen 410 cm als Tiefe 16,49, Eis pro Jahr (15,0 cm Wasser Äquivalent) und wird

als untere Grenze des Schellenberger Eisbohrkerns MAAR verwendet. Eigene Anmerkung: Bei einer Gesamtdicke von ca. 8 m kämen wir auf ein Alter am unteren Ende des Bohrkerns von ca. 50 Jahren bzw. Wären im Jahr 1964.

Zusammenfassung (Andreas Pflitsch)

Der im Jahr 2016 entnommene Eisbohrkern wurde verschiedenen chemischen wie auch optischen Analyseverfahren unterzogen.

Hierbei trugen vor allem die Schwankungen der Sulfatkonzentration innerhalb des Eises, die optische Analyse des Eises sowie die Datierung eines Blatts zu einer Beurteilung der Proben bei.

Die Spitzenwerte der Sulfatkonzentration konnten zwei starken Vulkanexplosionen zugeordnet werden. Die des Pinatubo in 1991 und die des El Chichon in 1984. Hierdurch ließ sich eine mittlere Aufbaurate der Eisablagerung pro Jahr berechnen, welche bei ca. 16,5 cm liegt. Hierdurch ergibt sich das Alter der untersten Schicht von ca. 50 Jahren bzw. wird das Jahr 1964 angenommen.

Diese Aussage ist Fehlerbehaftet, da der Eisaufbau von Jahr zu Jahr schwankt oder für einzelne Jahre ganz ausfallen kann. Selbst wenn man in Betracht zieht, dass in den letzten Jahren viel Eis verloren ging, dürfte es sich insgesamt aber nur um wenige Jahre der Abweichung handeln und das Eis nicht wesentlich älter sein.

Die Analyse des Blattes zeigte leider keine brauchbaren Werte, da diese, wie zu erwarten, recht jung ist und der Fehler zu groß.

Ebenfalls brachte eine Analyse des Schichtenaufbaus keine weiterführenden Ergebnisse. Für die oberen Schichten existiert keine klare saisonale Struktur, wie wir sie oft im Eis, Sedimenten oder Baumringen finden, so dass Sommer- und Winterzyklen nur schwer zu unterscheiden sind. Das kann einmal an der allgemeinen Klimatologie der Höhle aber auch an der touristischen Nutzung im Sommer liegen.

Somit konzentriert sich die Altersbeurteilung überwiegend auf die Sulfatkonzentration, deren Ergebnisse ich aber für recht stimmig halte.

Zusammenfassend kann man sagen, dass das Eis der oberen Angermeyrhalle recht jung ist und sich hier wohl keine weiteren Bohrungen lohnen werden.

Ganz anders jedoch im unteren Teil der Höhle. Nachweislich haben wir im Bereich des Mörkgangs, der Wasserstelle und dem Übergang zur Fuggerhalle deutlich älteres Eis. Hier sollte man weiter forschen. Wenn eine Kernbohrung zu schwierig ist sollte man organisches Material wie ausschmelzende Blätter oder Holzstücke bergen und eine Radiokarbondatierung vornehmen.

Literaturverzeichnis:

Newhall, Christopher G.; Self, Stephen (1982). "The Volcanic Explosivity Index (VEI): An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism" (PDF). *Journal of Geophysical Research*. **87** (C2): 1231-1238.

Langway CC Jr (1958) Ice fabrics and the universal stage. *SIPRE Tech. Rep.* 62

Rigsby GP (1951) Crystal fabric studies on Emmons Glacier, Mount Rainier, Washington. *J. Geol.*, 59(6), 590-598

Smith, SJ, JvanAardenne, ZKlimont, RJAndres, AVolke, andSDelgadoArias. (2011). Anthropogenic Sulfur Dioxide Emissions: 1850-2005, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11:1101-1116.

Tegen, I., P. Hollrig, M. Chin, I. Fung, D. Jacob, and J. Penner, 1997: Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results. *J. Geophys. Res.*, **102**, 23895-23915, doi:10.1029/97JD01864.

Trickl, T., Giehl, H., Jäger, H., and Vogelmann, H.: 35 yr of stratospheric aerosol measurements at Garmisch-Partenkirchen: from Fuego to Eyjafjallajökull, and beyond, *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 5205-5225, doi:10.5194/acp-13-5205-2013, 2013.

Jager H., 2005. Long-term record of lidar observations of the stratospheric aerosol layer at Garmisch-Partenkirchen. *J. Geophys. Res.* VOL. 110, D08106, doi:10.1029/2004JD005506

Tabelle 1:

Probe:	Cl mg/l	NO3 mg/l	SO4 mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l
1 9 cm 1	0,253	0,122	0,214	6,266	0,075	0,143	0,125
2 9 cm 1	0,344	0,140	0,200	5,653	0,067	0,157	0,140
3 10 cm 1	0,113	0,064	0,123	4,807	0,054	0,016	0,019
4 10 cm 2	0,197	0,142	0,197	4,724	0,065	0,083	0,121
5 3,5 cm 1	0,402	0,128	0,217	7,516	0,116	0,230	0,219
6 10 cm 2	0,288	0,174	0,203	5,904	0,088	0,155	0,144
7 10 cm 2	0,292	0,119	0,194	4,979	0,097	0,109	0,147
8 6,5 cm 2	0,281	0,106	0,227	5,490	0,063	0,165	0,198
9 10 cm 3	0,205	0,111	0,167	5,880	0,078	0,038	0,113
10 10 cm 3	0,223	0,117	0,186	5,682	0,077	0,136	0,236
11 10 cm 3	0,215	0,110	0,160	4,562	0,067	0,117	0,230
12 10 cm 3	0,340	0,070	0,141	4,926	0,076	0,263	0,257
13 6,5 cm 3	0,792	0,120	0,207	5,110	0,117	0,523	0,308
14 10 cm 4	0,393	0,125	0,301	4,269	0,087	0,255	0,323
15 10 cm 4	0,280	0,105	0,217	4,082	0,071	0,111	0,123
16 10 cm 4	0,510	0,233	0,310	4,833	0,112	0,142	0,199
17 5 cm 4	0,387	0,124	0,250	3,053	0,056	0,147	0,319
18 10 cm 5	0,334	0,122	0,228	5,034	0,078	0,113	0,240
19 10 cm 5	0,392	0,116	0,227	4,226	0,124	0,119	0,302
20 10 cm 5	0,654	0,069	0,249	5,437	0,080	0,268	0,606
21 10 cm 5	0,423	0,080	0,241	3,737	0,042	0,215	0,454
22 3 cm 5	0,555	0,050	0,179	5,235	0,153	0,209	0,420
23 10 cm 6	0,451	0,062	0,211	5,640	0,081	0,194	0,375
24 7 cm 6	0,846	0,130	0,464	5,026	0,076	0,429	0,607
25 10 cm 7	0,742	0,110	0,428	5,278	0,075	0,362	0,562
26 10 cm 7	0,539	0,061	0,207	3,607	0,037	0,247	0,543
27 7,5 cm 7	0,429	0,045	0,215	4,927	0,031	0,221	0,496
28 10 cm 8	0,538	0,054	0,157	3,415	0,027	0,151	0,403

29	10 cm 8	0,442	0,056	0,170	4,718	0,069	0,446	0,847
30	10 cm 8	0,591	0,063	0,200	5,014	0,060	0,425	0,906
31	10 cm 8	0,535	0,056	0,219	5,684	0,071	0,138	0,401
32	10 cm 8	0,731	0,053	0,187	4,510	0,051	0,162	0,534
33	3 cm 8	0,654	0,075	0,291	4,656	0,060	0,205	0,547
34	10 cm 9	0,687	0,057	0,251	5,412	0,100	0,254	0,646
35	10 cm 9	1,016	0,094	0,354	4,052	0,063	0,541	0,867
36	10 cm 9	0,564	0,071	0,156	5,545	0,147	0,252	0,541
37	10 cm 9	0,760	0,066	0,176	4,400	0,072	0,429	0,659
38	5 cm 9	0,623	0,048	0,207	4,648	0,046	0,301	0,519
39	10 cm 10	1,193	0,095	0,365	4,810	0,053	0,655	0,854
40	10 cm 10	0,350	0,070	0,226	5,958	0,066	0,150	0,187
41	10 cm 10	0,354	0,067	0,184	5,321	0,055	0,173	0,244

42	5 cm 10	0,965	0,145	0,431	5,887	0,086	0,501	0,416
43	11 cm 11	0,428	0,078	0,270	5,132	0,048	0,204	0,225
44	9 cm 11	0,511	0,084	0,187	6,661	0,044	0,237	0,398
45	10 cm 11	0,327	0,062	0,215	5,058	0,076	0,211	0,334
46	9 cm 11	0,216	0,030	0,102	5,545	0,081	0,074	0,158
47	9 cm 11	0,282	0,038	0,080	3,895	0,042	0,120	0,232
48	10 cm 12	0,473	0,107	0,256	4,412	0,074	0,224	0,288
49	11 cm 12	0,352	0,051	0,189	5,017	0,073	0,165	0,198
50	9,5 cm 12	0,332	0,050	0,132	3,656	0,032	0,065	0,180
51	10 cm 12	0,426	0,073	0,212	6,341	0,042	0,180	0,232
52	10 cm 12	0,489	0,108	0,225	6,191	0,047	0,107	0,062
53	10 cm 13	0,316	0,063	0,143	5,761	0,065	0,077	0,174
54	10 cm 13	0,274	0,037	0,158	5,345	0,057	0,176	0,316
55	2 cm 13	0,329	0,051	0,126	6,223	0,095	0,063	0,171
56	11 cm 14	0,318	0,046	0,127	4,572	0,031	0,125	0,151
57	9 cm 14	0,438	0,072	0,207	6,135	0,094	0,253	0,342
58	9 cm 14	0,536	0,072	0,267	4,157	0,056	0,319	0,391
59	9 cm 14	2,013	0,106	0,163	4,423	0,046	0,307	2,831
60	9,5 cm 15	0,301	0,085	0,081	6,675	0,039	0,082	0,212
61	9,5 cm 15	0,289	0,031	0,093	6,232	0,063	0,082	0,172
62	10 cm 15	0,340	0,052	0,091	5,724	0,068	0,059	0,149
63	10 cm 15	0,456	0,043	0,056	4,698	0,045	0,093	0,201
64	10 cm 15	0,545	0,062	0,081	6,528	0,067	0,126	0,228
65	2 cm 15	0,507	0,055	0,188	4,994	0,039	0,277	0,373
66	10 cm 16	0,610	0,127	0,216	5,013	0,045	0,269	0,329
67	10 cm 16	0,415	0,048	0,117	5,161	0,067	0,086	0,231
68	10 cm 16	0,394	0,103	0,135	6,467	0,089	0,058	0,252
69	11 cm 16	0,508	0,109	0,231	5,005	0,055	0,162	0,328
70	8 cm 16	0,506	0,126	0,239	6,976	0,229	0,201	0,326
71	10 cm 17	0,404	0,047	0,121	4,234	0,067	0,068	0,266
72	11 cm 17	0,397	0,078	0,101	4,308	0,041	0,038	0,194
73	11 cm 17	0,976	0,081	0,165	8,039	0,128	0,245	0,496
74	10 cm 18	0,346	0,090	0,209	4,297	0,074	0,147	0,244
75	10 cm 18	0,460	0,059	0,163	5,233	0,057	0,122	0,253
76	10 cm 18	0,850	0,093	0,161	4,565	0,073	0,135	0,313
77	10 cm 18	0,371	0,068	0,116	6,078	0,065	0,051	0,265
78	8,5 cm 18	0,305	0,084	0,234	6,080	0,071	0,136	0,069
79	10 cm 19	0,393	0,104	0,163	3,651	0,066	0,087	0,104
80	7 cm 19	0,400	0,094	0,244	4,087	0,085	0,290	0,337
81	9 cm 20	0,799	0,158	0,361	4,705	0,075	0,377	0,378
82	9 cm 20	0,798	0,155	0,360	4,714	0,093	0,464	0,436

Tabelle 2

Die ersten 3 Hauptkomponenten mit Eigenwerten über 1 aus der Hauptkorrelation.

	RC 1	RC 2	RC 3	Uniqueness
Ca	.	.	0.893	0.222
Cl	0.950	.	.	0.100
K	0.980	.	.	0.130
Mg	.	.	0.768	0.284
NO ₃	.	0.899	.	0.246
Na	0.644	0.394	.	0.258
SO ₄	.	0.861	.	0.159

Tabelle 3

Pearson-Korrelationsmatrix und p-Werte zwischen den Hauptionenaufzeichnungen. In Fettdruck sind die Werte über $r > 0,5$. Unterstrichen sind die Korrelationswerte mit $p < 0,001$. Nicht in der Tabelle sind die Korrelationswerte mit $r < 0,1$.

		NO ₃	SO ₄	Ca	Mg	Na	K
Cl	Pearson's	0.147	<u>0.409</u>	-	0.044	<u>0.654</u>	<u>0.840</u>
	p-value	0.189	< .001	0.496	0.694	< .001	< .001
NO₃	Pearson's	—	<u>0.557</u>	0.04	0.324	0.198	-
	p-value	—	< .001	0.714	0.003	0.075	0.829
SO₄	Pearson's		—	-	<u>0.166</u>	<u>0.667</u>	<u>0.204</u>
	p-value		—	0.293	0.137	< .001	0.066
Ca	Pearson's			—	<u>0.390</u>	-	-
	p-value			—	< .001	0.297	0.121
Mg	Pearson's				—	<u>0.107</u>	-
	p-value				—	0.337	0.622
Na	Pearson's					—	<u>0.513</u>
	p-value					—	< .001