

Johannes Gutenberg-Universität Mainz

Fachbereich 09 – Chemie, Pharmazie, Geografie und Geowissenschaften

Institut für Geowissenschaften

$^{230}\text{Th}/\text{U}$ Datierung eines Speläothems aus Zentraldeutschland zeigt Wachstum während der Jüngeren Dryas

Wissenschaftliche Arbeit zur Erlangung des akademischen Grades

Bachelor of Science

Samuel Priester

Matrikelnummer: 2765271

Wintersemester 2024/25

Abgabe: 05.02.2025

Erstgutachter: Prof. Dr. Denis Scholz

Zweitgutachter: Dr. Michael Weber

Abstract

Speläotheme bieten die Möglichkeit, vergangenes Klima zu rekonstruieren, da sie klimatische Veränderungen kontinuierlich aufzeichnen und mithilfe der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Methode absolut datiert werden können. Sie ermöglichen die Analyse vieler Klimaproxy, darunter die stabilen Isotope Sauerstoff und Kohlenstoff sowie unter anderem die initialen ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)-Verhältnisse. Für ihr Wachstum gelten allerdings zwei Grundvoraussetzungen: Wasser muss in die Höhle gelangen können und ein Minimum an Vegetation muss vorhanden sein.

Die Jüngere Dryas (12,87 ka BP – 11,70 ka BP) war eine Kaltzeit, die insbesondere in der Nordatlantikregion durch kühlere und trockenere Klimabedingungen gekennzeichnet war. In dieser Arbeit wurden $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Alter an einem Flowstone aus der Bleißberghöhle gemessen, die eine Wachstumsphase während der Jüngeren Dryas zeigen, obwohl zu dieser Zeit in Mitteleuropa nur wenige Speläotheme in der Lage waren zu wachsen. Außerdem stimmt die Wachstumsphase mit der Theorie überein, dass die Jüngere Dryas in zwei Phasen unterteilt ist. Die erlangten Ergebnisse lassen sich gut mit anderen Klimarekonstruktionen vergleichen, diese zeigen teilweise ähnliche Muster.

Um in Zukunft den Verlauf der Jüngeren Dryas detaillierter einzugrenzen, müsste die Wachstumsphase noch hochaufgelöster datiert werden, um so das Altersmodell zu verbessern. Außerdem ist es möglich diese Wachstumsphase in andere Höhlen in Zentraleuropa nachzuweisen, um die Ausbreitung der damaligen Klimabedingungen besser zu verstehen.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Grundlagen	3
2.1	Speläotheme	3
2.2	$^{230}\text{Th}/\text{U}$ Datierung	5
2.3	Massenspektrometer	7
2.3.1	MC-ICP-MS	7
2.4	Jüngere Dryas.....	8
3	Lokation und Material	10
3.1	Lokation.....	10
3.2	Probenbeschreibung	11
4	Methodik.....	12
5	Ergebnisse.....	15
6	Diskussion	20
6.1	Zeitpunkt der Wachstumsphasen	20
6.2	Bedingungen für Wachstum von Späleothenen	22
6.3	Vergleich mit anderen Proxy Daten der Probe BB-15	22
6.4	Vergleich mit anderen Klimarekonstruktionen	26
7	Fazit	31

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Schematische Abbildung zur Entstehung von Speläothemen. Abgebildet ist die Bildung von Kohlensäure durch die Reaktion zwischen Niederschlag und CO ₂ im Boden. Die Säure löst die Karbonate auf, wenn diese Lösung in die Höhle gelangt, entstehen durch das Ausgasen von CO ₂ Speläotheme Fairchild (2006).....	4
Abbildung 2: Übersichtskarte und Lokation der Bleißberghöhle (roter Stern) (Breitenbach et al., 2019).....	10
Abbildung 3: Scan der Probe BB-15.....	11
Abbildung 4: Scan der Probe BB-15, mit Angabe der ²³⁰ Th/U -Alter und dazugehörigen Messfehlern. In Grün der 1. Satz und in Rot der 2. Satz.	18
Abbildung 5: Altersmodell der Probe BB-15. Das Altersmodell ist durch die grüne Linie dargestellt, die absoluten Alter der ²³⁰ Th/U - Datierung durch die schwarzen Quadrate, mit individuellen Fehlern. Der 95% - Fehlerbereich ist durch die rote Färbung dargestellt. Der blau eingefärbte Bereich markiert die Jüngere Dryas. Die senkrechten schwarzen Balken entsprechen den Hiatus.....	19
Abbildung 6: Wachstumsraten der Probe BB-15, während der unterschiedlichen Klimaphasen. In Orange die Wachstumsrate während des Holozän. In Gelb die Wachstumsrate während der Jüngeren Dryas. In Grün die Wachstumsrate während des Bølling-Allerød-Interstadials.	21
Abbildung 7: Vergleich der Proxy Daten, der Probe BB-15. (Blau) $\delta^{18}\text{O}$ und (Grün) $\delta^{13}\text{C}$. Die schwarzen Quadrate markieren die initialen (²³⁴ U/ ²³⁸ U) Verhältnisse mit ihren dazugehörigen Fehlern. Der schraffierte Bereich, markiert die Jüngere Dryas.	24
Abbildung 8: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Probe BB-15 mit anderen Klimarekonstruktionen. (Blau) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Probe BB-15, (Lila) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Stalagmiten aus der Hölloch-Höhle (Nördliche Alpen) (Li et al., 2021), (Grün) Ostolo-Höhle (Nordspanien) (Bernal-Wormull et al., 2021), und (Braun) aus der Sesó-Höhle (Nordspanien) (Cheng et al., 2020). In (Orange) sieht man die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, gemessen	

an Ostrakoden aus dem Ammersee (Süddeutschland) (Grafenstein et al., 1999). In (Schwarz) sieht man die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des NGRIP-Eisbohrkern (Rasmussen et al., 2006).

..... 27

Abbildung 9: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Probe BB-15 mit anderen Klimarekonstruktionen, allerdings nur der Bereich der Jüngerer Dryas. (Blau) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Probe BB-15, (Lila) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Stalagmiten aus der Hölloch-Höhle (Nördliche Alpen) (Li et al., 2021), (Grün) Ostolo-Höhle (Nordspanien) (Bernal-Wormull et al., 2021), und (Braun) aus der Seso-Höhle (Nordspanien) (Cheng et al., 2020). In (Orange) sieht man die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, gemessen an Ostrakoden aus dem Ammersee (Süddeutschland) (Grafenstein et al., 1999). In (Schwarz) sieht man die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des NGRIP-Eisbohrkern (Rasmussen et al., 2006). 28

1 Einleitung

Der menschengemachte Klimawandel spielt eine immer bedeutendere Rolle in der heutigen Zeit. Um Klimaveränderungen besser verstehen zu können und um Klimamodelle zu verbessern, ist es von großer Bedeutung vergangene Klimaereignisse zu untersuchen (Henderson, 2006). Die Jüngere Dryas ist eines der meistuntersuchten Klimaereignisse, seit der letzten Kaltzeit. Es handelt sich dabei um eine Kaltzeit, die von 12.87 ka BP bis 11.70 ka BP (Cheng et al., 2020) anhielt. Ausgelöst wurde diese durch die Veränderung und Abschwächung der Ozeanzirkulation, verursacht durch großen Schmelzwasserzufluss (Schenk et al., 2018). Andere Studien zeigen, dass diese in zwei Phasen unterteilt ist und ein rasanter Anstieg der Temperaturen in der Mitte der Jüngeren Dryas stattfand (Grafenstein et al., 1999; Lane et al., 2013).

In dieser Arbeit wurde ein Speläothem aus der Bleißberghöhle in Thüringen, mit Hilfe der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Methode datiert. Speläotheme sind ein besonders gutes Klimaarchiv, da man sie absolut und sehr präzise datieren kann. Außerdem sind sie weltweit als terrestrisches Klimaarchiv vertreten. Unterschiedliche Proxys, wie die stabilen Isotope von Sauerstoff und Kohlenstoff, Spurenelemente und die Initialen ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)-Verhältnisse können direkt gemessen werden (Richards und Dorale, 2003). Es müssen allerdings gewisse klimatische Bedingungen gegeben sein, damit es zu Speläothemwachstum kommen kann. Generell muss ausreichend Wasser in die Höhle gelangen und ein Minimum an Vegetation und die damit eingehende mikrobielle Bodenaktivität muss vorhanden sein (Fairchild et al., 2006).

Während der Jüngeren Dryas waren diese Bedingungen allerdings nicht immer in Zentraleuropa gegeben. Diese Arbeit zeigt, dass mindestens zeitweise in Ostdeutschland Bedingungen herrschten, die Speläothemwachstum zugelassen haben. Anhand des Altersmodells, welches mithilfe eines Algorithmus, basierend auf den absoluten Altern der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierung erstellt wurde, lässt sich eine Wachstumsphase in der Mitte der Jüngeren Dryas nachweisen. Um genauere Aussagen über klimatische Bedingungen zu treffen, wurde diese Wachstumsphase mit anderen

Proxy Daten und verschiedenen Klimarekonstruktionen verglichen (Bernal-Wormull et al., 2023; Cheng et al., 2020; Grafenstein et al., 1999; Li et al., 2021; Rasmussen et al., 2006).

2 Grundlagen

2.1 Speläotheme

Der Begriff Speläothem beschreibt sekundäre Mineralablagerungen, die meist aus Kalzit oder Aragonit in Karsthöhlen gebildet werden. Er stammt aus dem Griechischen (*spelaiion*, Höhle, und *thema*, Ablagerung) und wurde erstmals von Moore (1952) verwendet. Speläotheme gehören heute zu den wichtigsten Klimaarchiven, die genutzt werden, um vergangene Klimabedingungen zu rekonstruieren. Zu diesem Zweck werden sie seit etwa 60 Jahren intensiv erforscht (Hendy und Wilson, 1968).

Speläotheme treten in vielen verschiedenen Formen auf. Eine Variante sind Tropfsteine, zu denen Stalagmiten, Stalaktiten und Flowstones gehören. Die in dieser Arbeit untersuchten Flowstones entstehen durch dünne Wasserschichten, die an Wänden und Böden von Höhlen herabfließen (Hill und Forti, 1997). Sie sind für die Klimaforschung besonders gut geeignet, da sie über Zeiträume bis hunderttausende Jahre ungestört wachsen können und dabei kurze und episodische Wachstumsphasen haben. Dadurch lassen sich klimatische Bedingungen aufzeichnen. Dazu zählen Informationen über Niederschlag, Temperatur, Vegetation und mikrobielle Bodenaktivität, die durch die isotopische Zusammensetzung der Speläotheme rekonstruiert werden können (Fairchild et al., 2006).

Speläotheme kommen weltweit vor und entstehen in Karstlandschaften, die etwa 12,5 % der Erdoberfläche ausmachen (Fairchild und Baker, 2012). Karstlandschaften zeichnen sich durch ausgedehnte unterirdische Höhlen- und Wassersysteme aus, die durch die Lösung von Kalkgestein gebildet werden.

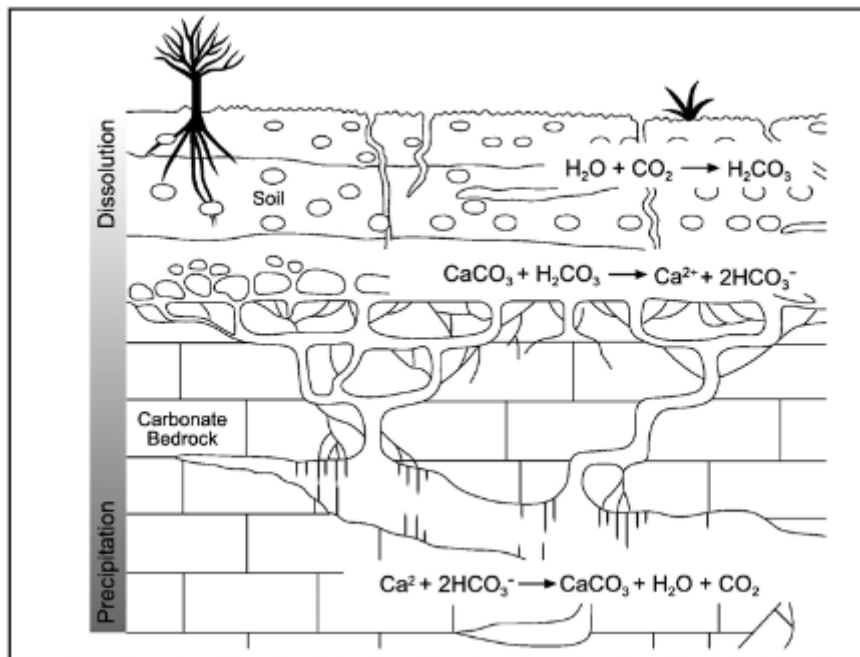


Abbildung 1: Schematische Abbildung zur Entstehung von Speläothemen. Abgebildet ist die Bildung von Kohlensäure durch die Reaktion zwischen Niederschlag und CO_2 im Boden. Die Säure löst die Karbonate auf, wenn diese Lösung in die Höhle gelangt, entstehen durch das Ausgasen von CO_2 Speläotheme Fairchild (2006).

Die Entstehung von Speläothemen beginnt mit Niederschlag, der durch den Boden versickert. Das Wasser wird aufgrund des hohen CO_2 -Partialdrucks ($p\text{CO}_2$) im Boden mit CO_2 angereichert, wodurch Kohlensäure entsteht (Formel (1)). Der hohe $p\text{CO}_2$ des Bodens, der durch Wurzelatmung und den Zerfall von organischem Material entsteht, kann Werte von bis zu 100.000 ppm erreichen (McDermott, 2004).

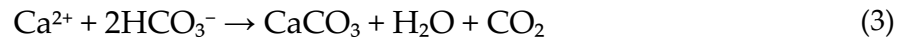


Wenn dieses saure Wasser mit Karbonatgestein in Kontakt kommt, wird Kalziumkarbonat gelöst (Formel (2)):



Das Gleichgewicht zwischen Ca^{2+} und HCO_3^- ist abhängig von der Temperatur, dem $p\text{CO}_2$ und davon ab, ob die Reaktion in einem offenen oder geschlossenen System abläuft. In der Natur herrschen meist gemischte Systeme vor (Kaufmann, 2003). Der $p\text{CO}_2$ der Höhle ist in den meisten Fällen deutlich höher als der der Atmosphäre, jedoch um mehrere Größenordnungen geringer als in der Bodenzone. Sobald das tropfende

Wasser in die Höhle gelangt, entgast das angereicherte CO_2 . Dadurch wird das Tropfwasser mit CaCO_3 übersättigt, und Kalzit fällt aus, sobald das Wasser mit Gestein in Kontakt kommt. Dieser Prozess führt zur Bildung von Speläothemen (Formel (3)) (Scholz und Hoffmann, 2008).



Die Form und Wachstumsrate der Speläotheme hängt von Temperatur, Tropfrate und $p\text{CO}_2$ in der Höhle ab (Kaufmann, 2003).

2.2 $^{230}\text{Th}/\text{U}$ Datierung

Die Uran-Thorium-Datierung ist eine präzise Methode zur Altersbestimmung von Karbonaten. Sie basiert auf dem radioaktiven Zerfall von ^{238}U über ^{234}U zu ^{230}Th (Richards und Dorale, 2003). Die folgenden Zerfallsgleichungen ((4), (5) und (6)) beschreiben den Zerfall.

$$dN^{238}/dt = -N^{238} \cdot \lambda^{238} \quad (4)$$

$$N^{234}/dt = -N^{234} \cdot \lambda^{234} + N^{238} \cdot \lambda^{238} \quad (5)$$

$$dN^{230}/dt = -N^{230} \cdot \lambda^{230} + N^{234} \cdot \lambda^{234} \quad (6)$$

N = Anzahl der Atome, $\lambda = \ln 2 / T_{1/2}$; Zerfallskonstante $[1/a]$

Für die Datierung von Speläothemen ist Uran von zentraler Bedeutung. Die obere Erdkruste enthält durchschnittlich etwa 1,7 ppm Uran (Wedepohl, 1995), wobei ^{238}U mit 99,2745 % das häufigste Uranisotop ist. ^{238}U hat eine Halbwertszeit von $4,4683 \times 10^9$ Jahren (Jaffey et al., 1971). Im Gestein liegt Uran üblicherweise im Oxidationszustand +4 vor, in dem es wasserunlöslich ist. Durch Verwitterung kann sich der Oxidationszustand jedoch zu +6 ändern, wodurch Uran wasserlöslich wird (Ivanovich und Harmon, 1992). Dieses uranangereicherte Wasser versickert in Karstgesteinen und löst dabei Kalkstein auf, wodurch zusätzlich Uran in das Wasser

gelangt. Thorium hingegen ist nicht wasserlöslich und bleibt im Gestein gebunden. Das Wasser, das später zur Bildung von Speläothemen führt, enthält daher kein initiales Thorium.

Die Uran-Thorium-Datierung basiert auf der Ungleichgewichtsmethode. Die Elemente befinden sich in einem säkularen Gleichgewicht, bei dem die durch Zerfall der Mutterisotope (^{238}U) produzierten Tochterisotope (^{234}U , ^{230}Th) im Gleichgewicht mit den durch Zerfall verlorenen Atomen stehen. Dies ist möglich, da ^{238}U eine viel größere Halbwertszeit, als seine Tochternuklide besitzt. Dieses Gleichgewicht bleibt über die gesamte Zerfallskette konstant. Bei der Bildung eines Speläothems wird dieses Gleichgewicht jedoch unterbrochen, da das Wasser, aus dem der Speläothem entsteht, kein Thorium enthält. Die Zerfallskette beginnt sich neu aufzubauen, wobei nach etwa sieben Halbwertszeiten des Tochterisotops, also etwa 530.000 Jahren, wieder ein Gleichgewicht erreicht wird (Bourdon, 2003). Dies markiert die Obergrenze für Altersbestimmungen mit der Uran-Thorium-Methode, wobei mit hochpräzisen Messmethoden Datierungen bis zu 600.000 Jahren möglich sind (Edwards et al., 2003).

Die Altersbestimmung erfolgt durch die Messung der Aktivitätsverhältnisse von ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$) und ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$). Für eine korrekte Datierung müssen jedoch zwei Voraussetzungen erfüllt sein: Erstens darf während der Bildung des Speläothems kein initiales Thorium vorhanden gewesen sein, und zweitens muss die Bildung in einem geschlossenen System stattgefunden haben, sodass weder Uran noch Thorium hinzugefügt oder entfernt worden ist (Scholz und Hoffmann, 2008). Das Alter lässt sich durch folgende Gleichungen bestimmen (Ivanovich und Harmon, 1992):

$$\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)(t) = \left(\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_{\text{init}} - 1\right) e^{-\lambda_{234}t} + 1 \quad (7)$$

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}}\right)(t) = \left(1 - e^{-\lambda_{230}t}\right) + \left(\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)(t) - 1\right) \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \left(1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t}\right) \quad (8)$$

2.3 Massenspektrometer

Die Messung von Isotopen mithilfe eines Massenspektrometers basiert auf der Messung des Masse zu Ladung Verhältnisses. Es besteht aus drei Bauteilen, welche in der Regel frei kombinierbar sind: der Ionenquelle, einem Analysator und einem Detektor. Grundsätzlich werden die Isotope in der Ionenquelle ionisiert, mithilfe einer sehr hohen Potenzialdifferenz beschleunigt und schließlich aufgrund ihres Masse zu Ladung Verhältnisses getrennt (Scholz and Hoffmann, 2008).

2.3.1 MC-ICP-MS

Ein MC-ICP-MS (Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) ist ein Massenspektrometer, welches zur Ionisation eine Plasmaquelle nutzt und die Möglichkeit bietet verschiedene Isotopensignale simultan zu detektieren. In der Ionenquelle des Systems befindet sich die Torch, in der ein Argon-Plasma mittels eines RF-Coil erzeugt wird. Die Proben werden in der Sprühkammer mit Argon und einem Probengas vermischt und anschließend dem Plasma zugeführt, das eine Temperatur von etwa 8000 K erreicht. Unter diesen Bedingungen werden die Atome der Probe zu über 90 % ionisiert. Die erzeugten Ionen werden in das Massenspektrometer geleitet, in dem ein hohes Vakuum herrscht. Innerhalb der Interface-Region des Geräts kommt es zu einem Verlust von rund 90 % der Ionen, was typisch für diesen Prozess ist. Im Inneren des Massenspektrometers werden die verbliebenen Ionen durch eine elektrische Potenzialdifferenz beschleunigt und anschließend über elektronische Linsensysteme in den Massenanalysator geleitet. Dort werden die Ionen nach ihrem Masse zu Ladung Verhältnisses getrennt. Der Detektor des MC-ICP-MS besteht aus einer Kombination von Faraday-Cups und einem Ionenzähler. Die Zerfallsprodukte ^{234}U und ^{230}Th werden aufgrund ihrer geringen Häufigkeit mit dem Ionenzähler gemessen. Alle anderen Isotope werden mit den Faraday Cups gemessen (Scholz und Hoffmann, 2008).

2.4 Jüngere Dryas

Die Jüngere Dryas war eine etwa 1,20 ka andauernde Kaltzeit, die von ca. 12.87 ka BP bis 11.70 ka BP andauerte (Cheng et al., 2020). Während dieser Periode herrschten in Mitteleuropa klimatische Bedingungen, die vergleichbar mit denen einer Eiszeit waren. Der Name leitet sich von der Pflanze *Dryas octopetala* (Silberwurz) ab, einer Art, die besonders unter kalten Bedingungen gedeiht.

Ursache für die Jüngere Dryas war ein Zusammenbruch der Atlantischen Meridionalen Umwälzzirkulation (AMOC). Dieser wurde durch den massiven Schmelzwasserzufluss in den Nordatlantik ausgelöst, der aus dem Abschmelzen des nordamerikanischen Eisschildes resultierte (Schenk et al., 2018). Die Erwärmung im Boiling-Allerød-Intervall führte zu diesem Gletscherschmelzen und damit zu den drastischen Folgen für die Ozeanzirkulation. Der Zusammenbruch der AMOC lässt sich anhand von $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Isotopenverhältnissen in Tiefseesedimenten nachweisen (McManus et al., 2004).

Für die Klimaforschung ist die Jüngere Dryas eine besonders wichtige Phase, da sie Einblicke in abrupte Klimaänderungen ermöglicht. Sie zeigt deutlich, wie Veränderungen der Ozeanzirkulation, ausgelöst durch Schmelzwasserzufluss, das Klima in Mitteleuropa beeinflussen können. Die Jüngere Dryas ist durch zahlreiche Klimarekonstruktionen wissenschaftlich gut belegt. Niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Eiskernen wie NGRIP und GISP2 aus Grönland weisen auf die kalten Temperaturen hin, während Seesedimente in Mitteleuropa klimatische Veränderungen dokumentieren (Lauterbach et al., 2011).

Die Jüngere Dryas hatte große Auswirkungen auf Klima und Vegetation, insbesondere in Mitteleuropa. Europa und Nordamerika erlebten starke Abkühlungen. Diese Veränderungen beeinflussten die Vegetation stark: Wälder zogen sich zurück, und große Teile der Region verwandelten sich in Tundralandschaften (Litt und Stebich, 1999). Gletscher breiteten sich vor allem in Gebirgen und nördlichen Regionen aus.

Während sich die Sommertemperaturen im Vergleich zu heute nur wenig verändert haben, sanken die Winter- und Frühjahrstemperaturen deutlich (Schenk et al., 2018). In Norddeutschland bildete sich stellenweise Permafrost. Im Gegensatz dazu blieben andere Regionen wie die Tropen vergleichsweise unverändert, was die regionale Variabilität der Klimaveränderungen während der Jüngeren Dryas zeigt.

3 Lokation und Material

3.1 Lokation

Die Bleßberghöhle befindet sich am südlichen Rand des Thüringer Schiefergebirges (Abbildung 2). Sie wurde im Zuge von Tunnelbauarbeiten für die ICE-Strecke der Deutschen Bahn entdeckt. Die Höhle liegt nahe der Stadt Eisfeld ($50^{\circ}25'28''$ N, $11^{\circ}01'13''$ E) in einer Höhe von etwa 500 m über dem Meeresspiegel. Die Höhle ist von der Außenwelt abgeschnitten, weshalb sie nicht durch menschliche oder tierische Aktivitäten beeinflusst worden ist. Während des Tunnelbaus wurde jedoch versucht, die Höhle mit Zement zu verfüllen, was zu einer Flutung und einer Störung des Höhlensystems führte. Der Tunnel teilt die Höhle in einen östlichen und einen westlichen Bereich, wobei der östliche Bereich nicht mehr zugänglich ist (Klose et al., 2024).



Abbildung 2: Übersichtskarte und Lokation der Bleßberghöhle (roter Stern) (Breitenbach et al.,).

Über der Höhle liegt eine 12 bis 50 Meter mächtige Schicht aus mergeligem Kalkstein, der aus der Trias stammt (unterer und mittlerer Muschelkalk). Der Boden oberhalb der

Höhle ist relativ dünn und wird als ein veränderter Leptosol (Rendzina, Ap-Ah-(T)-Cv-Cn) beschrieben (Boden, 2006). Die Vegetation über der Höhle ist stark durch anthropogene Landwirtschaft geprägt (Breitenbach et al.,).

Die klimatischen Bedingungen in der Region sind gemäßigt und werden im Köppen-Geiger System als Cfb klassifiziert.

Die Jahresdurchschnittstemperatur beträgt etwa 6 °C, gemessen an der nahegelegenen Wetterstation Neuhaus am Rennweg, die etwa 12 km nordöstlich der Höhle liegt. Der durchschnittliche jährliche Niederschlag beträgt 862 mm. Die höchsten monatlichen Durchschnittstemperaturen werden im Juni mit etwa 14,6 °C erreicht, während die tiefsten Werte im Januar bei -3,2 °C gemessen werden.

3.2 Probenbeschreibung

Die Probe BB-15 ist ein etwa 21 cm langer Flowstone. Im unteren Abschnitt der Probe sind zwei deutlich sichtbare Hiaten zu erkennen, die sich bei einer Tiefe von 18 cm und 19,5 cm befinden. Der obere Bereich der Probe besteht aus hellem, beigefarbenem Kalzit, während der untere Bereich zwischen den Hiaten eine eher weiße Färbung aufweist. Einzelne Wachstumslagen sind in der Probe nicht erkennbar. Am unteren Ende der Probe ist das Grundgestein sichtbar (Abbildung 3).



Abbildung 3: Scan der Probe BB-15.

Die Probe wurde bereits für die Doktorarbeit in Klose (2024) untersucht. Dabei wurden bereits $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen vorgenommen.

4 Methodik

Die Proben wurden an der Johannes Gutenberg-Universität Mainz bearbeitet und analysiert. Zu Beginn wurden auf dem Flowstone Punkte markiert, die sinnvoll zwischen die bereits datierten Stellen passen. Insgesamt wurden 14 Proben in zwei Sätzen bearbeitet. Der Großteil der Proben wurde mit einem Handbohrer entnommen, während drei Proben mithilfe einer Mikromill gebohrt wurden. Letztere wurden jedoch nicht in dieser Arbeit verwendet. Es wurden etwa 50 mg Material pro Probe entnommen und anschließend mit Transparentpapier in 4-ml-Vials umgefüllt. Ein Skalpell wurde verwendet, um sicherzustellen, dass sämtliche Pulverreste vollständig gesammelt und übertragen wurden.

Im Chemielabor wurden zu Beginn Teflonbecher mit entsprechenden Sample-IDs beschriftet und anschließend gewogen. Danach wurden die Proben in diese Becher übertragen und erneut gewogen. Zudem wurden ebenfalls zwei Standards mit bekanntem Alter und ein Blank in jedem Satz mitgemessen. Bei den Standards handelt es sich um NG02, ein Speläothem aus der Herbslabyrinth-Höhle (Dorsten et al., 2007), welcher ca. 2500 Jahre alt ist und um WM1, ein Flowstone aus der Wilder-Mann-Höhle (Meyer et al., 2009), dieser hat bereits das Säkulare Gleichgewicht erreicht. Bei einem Blank handelt es sich um eine „leere“ Probe, womit die Arbeit im Chemielabor auf ihre Richtigkeit überprüft wird. Um die Proben zu lösen, wurden sie zunächst mit etwas Wasser benetzt, um alle Partikel im Becher zu sammeln. Daraufhin wurden die Proben mit 7 N HNO₃ gelöst. Im nächsten Schritt wurde ein Spike hinzugefügt – eine kalibrierte Lösung aus künstlichen Isotopen (²²⁹Th, ²³³U, ²³⁶U) – und erneut gewogen.

Um organische Bestandteile der Probe zu entfernen, wurde konzentrierte HCl und HNO₃ hinzugegeben, gefolgt von einer schrittweisen Zugabe von H₂O₂. Danach wurden die Proben eingedampft. Anschließend wurden sie erneut mit 7 N HNO₃ gelöst und die Säulen wurden vorbereitet. Diese wurden zunächst mit H₂O gespült und mit Harz befüllt. Das Harz wurde mit 0,5 N HCl gereinigt und erneut mit H₂O und 7 N HNO₃ gespült (Klose et al., 2024).

Die Uran und Thorium-Fraktion wurde auf die Säulen geladen. Thorium wurde mit 8 N HCl ausgefällt, Uran hingegen mit 0,5 N HCl. Beide Fraktionen wurden auf einer Heizplatte eingedampft, erneut gelöst und der gesamte Prozess einmal wiederholt. Abschließend wurden Uran und Thorium getrennt in 0,26 ml 7 N HNO₃ gelöst und mindestens über Nacht stehen gelassen. Die Lösungen wurden in beschriftete Probenröhrchen umgefüllt und mit 1,99 ml eines 0,1%-igen H₂O/HF-Gemischs aufgefüllt (Klose et al., 2024).

Die Probenmessungen wurden mit einem Thermo Fisher Neptune Plus MC-ICP-MS durchgeführt, an das ein Apex Omega HF-Desolvator angeschlossen war. Um die bestmöglichen Messintensitäten zu erzielen, wurde das Gerät vor den Scans und den eigentlichen Messungen getunt. Dies wurde mithilfe eines hausinternen Standards mit bekannten Isotopenverhältnissen für Uran gemacht. Das Ar-Sweep-Gas und N₂ wurde verwendet, um den Ionenstrahl zu stabilisieren, Hintergrundrauschen zu minimieren und Oxidbildungen zu verringern, die die Signalintensität reduzieren können. Zusätzlich wurden die Spannungen der Ionen-Linsen angepasst, um eine optimale Peak-Form zu gewährleisten. Die Torch-Position, Gasflüsse und die Ionen-Linsen wurden insgesamt so eingestellt, dass die höchstmöglichen Intensitäten erreicht wurden und der Ionenstrahl optimal fokussiert wird (Hoffmann et al., 2007).

Die richtige Messmethode wurde im Vorfeld durch Testmessungen ermittelt. Das Standard-Bracketing-Verfahren wurde angewendet, um Massenfraktionierung, Ion-Counter-Gain und Tailing zu korrigieren. Uran und Thorium wurden getrennt voneinander gemessen. Das Massenspektrometer ist mit acht verschiebbaren Faraday-Cups sowie einem fixierten Center-Cup ausgestattet. Zudem kann ein Ionenzähler zugeschaltet werden.

Die Altersbestimmung wurde mithilfe von Korrekturen berechnet. Die Stärke der Detrituskorrektur wird mithilfe des ²³²Th-Gehaltes bestimmt. Außerdem wurden Korrekturen für die Massenfraktionierung vorgenommen. Die Rohdaten wurden nach der Messung bereinigt und verarbeitet, um konkrete Alterswerte zu erhalten. Ein in-

house R-Skript wurde verwendet, um die Daten zu analysieren. Mit Excel wurden aufgetretene Ausreißer lokalisiert und entfernt.

StalAge ist ein Algorithmus, der speziell für die Berechnung von Altersmodellen für Speläotheme, auf Basis von $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Daten und deren Messunsicherheiten entwickelt wurde (Scholz und Hoffmann, 2011). Der Algorithmus ist in der Lage Ausreißer, Altersinversionen und große Unterschiede der Wachstumsgeschwindigkeit zu modellieren. Um ein Altermodell zu erstellen sind mindestens drei Alter notwendig. Dieser Algorithmus wurde in der Software R verwendet. Die Altersdaten wurden in drei Wachstumsphasen unterteilt, da StalAge nicht in der Lage ist Wachstumstopps von selbst einzubauen. Zusätzlich wurden Altersdaten aus einer früheren Arbeit integriert. Die bearbeiteten Daten wurden mithilfe der Software R visualisiert.

5 Ergebnisse

Im Folgenden werden die Ergebnisse der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierung des Flowstones BB-15 dargestellt. In Tabelle 1 sind die ausgewerteten und bereinigten Daten der MC-ICP-MS-Messung zusammengefasst. Sie enthält die entnommenen Proben, angegeben durch ihre Sample IDs, sowie die jeweilige Tiefe, in der sie entnommen wurden. Darüber hinaus sind die von der Neptune ermittelten Ergebnisse aufgeführt, einschließlich der Konzentrationen von ^{238}U und ^{232}Th , der Aktivitätsverhältnisse ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) und ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$) sowie des berechneten initialen Verhältnisses ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$). Abschließend zeigt die Tabelle das berechnete Alter der Proben sowie die korrigierten Altersangaben.

Die gemessenen ^{238}U -Konzentrationen des Flowstones schwanken zwischen 0,238 und 0,512 $\mu\text{g/g}$, der Mittelwert liegt bei 0,440 $\mu\text{g/g}$. Die ^{232}Th -Konzentrationen sind insgesamt sehr niedrig, was auf eine saubere Probe hinweist. Drei Proben weisen jedoch erhöhte ^{232}Th -Werte auf, was auf Verunreinigungen durch Detritus hindeutet. Diese Proben wurden am unteren Ende des Flowstones entnommen, wo Detritusschichten sichtbar sind. Der mittlere Altersfehler der Proben beträgt ± 30 Jahre. Ein auffälliger Wert ist SP11, der ein ungewöhnlich hohes Alter von 11,04 ka BP anzeigt, was vermutlich auf einen Messfehler zurückzuführen ist. Aufgrund dieser Abweichung wurde SP11 bei der Altersmodellierung nicht berücksichtigt. Der Datenpunkt SP17 fällt zeitlich in das MIS 3 und wird deshalb nicht in dieser Arbeit verwendet.

Die Altersspanne der erlangten Alter reicht von 8,96 ka BP bis 13,62 ka BP. Sie deckt also einen Zeitraum von 4,66 ka ab. Der Flowstone BB-15 zeigt insgesamt drei Wachstumsphasen, die zeitlich zwischen 14,05 ka BP und 12,69 ka BP, 11,98 ka BP und 11,89 ka sowie 11,64 ka BP und 6,50 ka BP liegen. Zwischen diesen Wachstumsphasen treten zwei Wachstumsstopps auf: Der erste Stopp liegt zwischen 12,79 ka BP und

11,98 ka BP und der zweite zwischen 11,89 ka BP und 11,64 ka BP. Diese beiden Wachstumsunterbrechungen liegen am Anfang und am Ende der Jüngerer Dryas.

Tabelle 1 : Ergebnisse der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - Datierung, mit entsprechendem zwei Sigma Fehler. Aktivitätsverhältnisse sind durch Klammern gekennzeichnet.

Sample ID	Tiefe [cm]	^{238}U [$\mu\text{g}/\text{g}$]	^{232}Th [ng/g]	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})$	$(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{initial}}$	Unkorrigierte Alter [ka BP]	Korrigierte Alter [ka BP]
SP1	2,2	0,387 \pm 0,002	0,506 \pm 0,003	2,8841 \pm 0,0008	0,2313 \pm 0,0007	2,9334 \pm 0,0009	8,97 \pm 0,03	8,96 \pm 0,03
SP2	5,3	0,381 \pm 0,002	0,336 \pm 0,002	3,1108 \pm 0,008	0,2887 \pm 0,0009	3,1749 \pm 0,0008	10,44 \pm 0,03	10,43 \pm 0,03
SP3	7,8	0,497 \pm 0,003	0,230 \pm 0,002	3,202 \pm 0,001	0,3100 \pm 0,0007	3,272 \pm 0,001	10,91 \pm 0,03	10,91 \pm 0,03
SP4	9,6	0,478 \pm 0,003	0,217 \pm 0,001	3,231 \pm 0,001	0,3182 \pm 0,0006	3,302 \pm 0,001	11,11 \pm 0,02	11,10 \pm 0,02
SP5	10,8	0,561 \pm 0,003	0,441 \pm 0,003	3,2556 \pm 0,0008	0,3249 \pm 0,0009	3,3294 \pm 0,0009	11,26 \pm 0,03	11,25 \pm 0,03
SP6	12,2	0,586 \pm 0,004	0,128 \pm 0,001	3,218 \pm 0,001	0,3383 \pm 0,0006	3,294 \pm 0,001	11,89 \pm 0,02	11,89 \pm 0,02
SP7	14,9	0,388 \pm 0,002	0,675 \pm 0,004	3,442 \pm 0,001	0,4118 \pm 0,0009	3,5397 \pm 0,001	13,63 \pm 0,03	13,62 \pm 0,03
SP8_WM1	–	0,0788 \pm 0,0005	0,0581 \pm 0,0003	0,9994 \pm 0,0003	0,999 \pm 0,001	–	Out of range	Out of range
SP9_NG02	–	0,0244 \pm 0,0001	0,0032 \pm 0	1,6693 \pm 0,0008	0,0394 \pm 0,0004	1,6743 \pm 0,0008	2,60 \pm 0,03	2,60 \pm 0,03
SP11	1,7	0,374 \pm 0,003	0,256 \pm 0,002	2,952 \pm 0,003	0,289 \pm 0,001	2,953 \pm 0,003	11,05 \pm 0,05	11,04 \pm 0,05
SP12	4,6	0,302 \pm 0,002	0,567 \pm 0,004	3,126 \pm 0,005	0,272 \pm 0,001	3,127 \pm 0,005	9,76 \pm 0,04	9,74 \pm 0,04
SP13	6,2	0,299 \pm 0,002	0,251 \pm 0,002	3,182 \pm 0,004	0,297 \pm 0,001	3,183 \pm 0,004	10,49 \pm 0,04	10,48 \pm 0,04
SP14	12	0,511 \pm 0,004	1,72 \pm 0,01	3,240 \pm 0,005	0,3338 \pm 0,0007	3,241 \pm 0,005	11,64 \pm 0,03	11,62 \pm 0,04
SP15	13	0,404 \pm 0,003	0,601 \pm 0,004	3,307 \pm 0,002	0,3505 \pm 0,0006	3,308 \pm 0,002	12,99 \pm 0,02	11,98 \pm 0,03
SP16	13,3	0,437 \pm 0,003	1,85 \pm 0,01	3,364 \pm 0,002	0,3772 \pm 0,0007	3,367 \pm 0,002	12,72 \pm 0,02	12,69 \pm 0,03
SP17	19,5	0,434 \pm 0,004	1,12 \pm 0,01	2,538 \pm 0,003	0,994 \pm 0,003	2,539 \pm 0,003	51,3 \pm 0,2	51,3 \pm 0,2
SP18_WM1	–	0,0755 \pm 0,0005	0,0595 \pm 0,0004	1,0155 \pm 0,0007	0,995 \pm 0,001	1,016 \pm 0,002	399,4 \pm 6,3	399,4 \pm 6,5
SP19_NG02	–	0,0235 \pm 0,0001	0,0076 \pm 0,0001	1,678 \pm 0,003	0,0361 \pm 0,0004	1,678 \pm 0,003	2,37 \pm 0,03	2,36 \pm 0,03

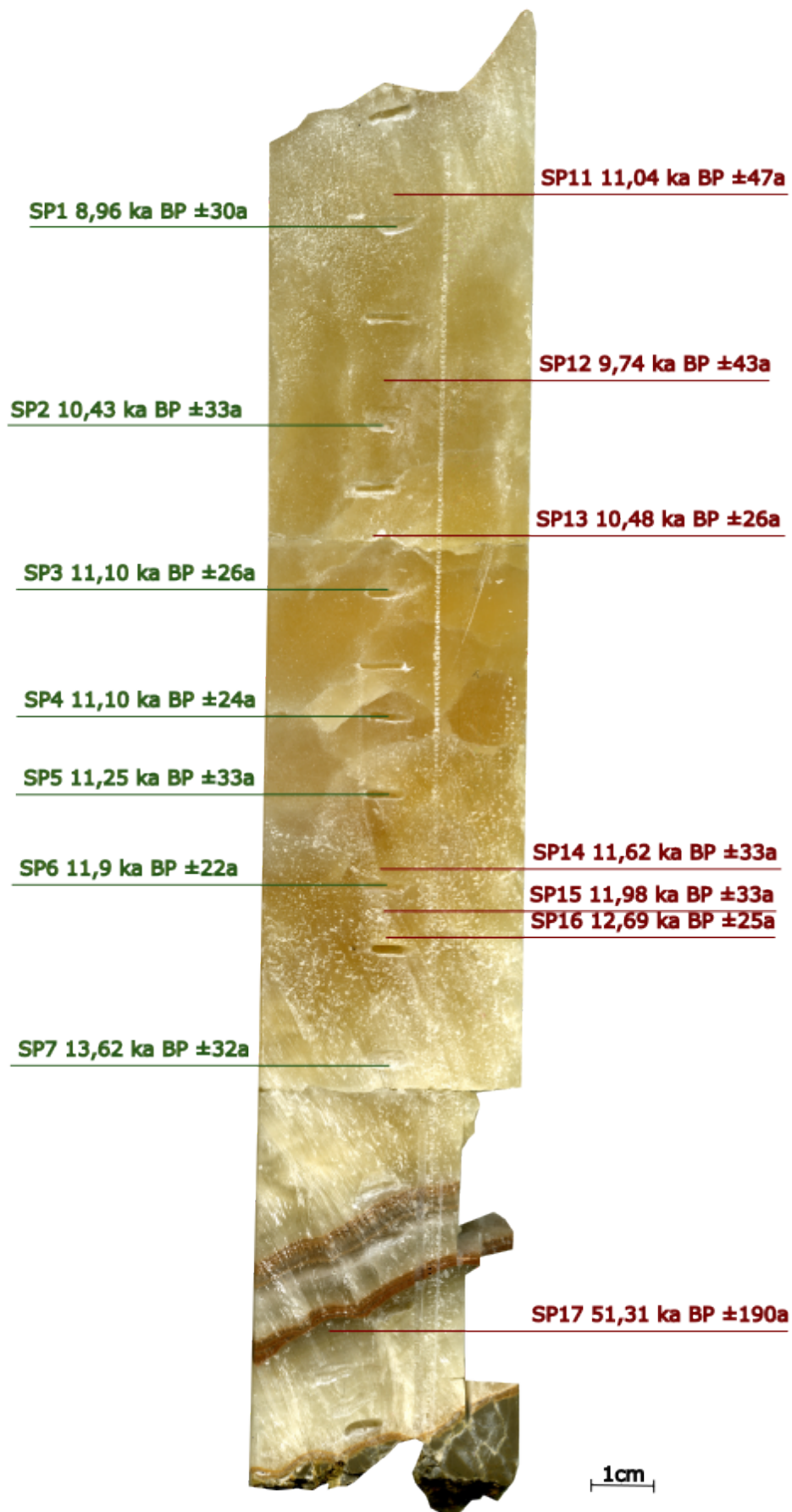


Abbildung 4: Scan der Probe BB-15, mit Angabe der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Alter und dazugehörigen Messfehlern. In Grün der 1. Satz und in Rot der 2. Satz.

Es mussten drei Altersmodelle berechnet werden, da StalAge nicht selbständig Wachstumsstopps einbauen kann. In diesen sieht man anhand der Steigung des Altersmodells unterschiedliche Wachstumsgeschwindigkeiten in den einzelnen Wachstumsphasen. Mit Hilfe von R wurden die drei Modelle zusammengeführt und in einem Altersmodell dargestellt (Abbildung 5).

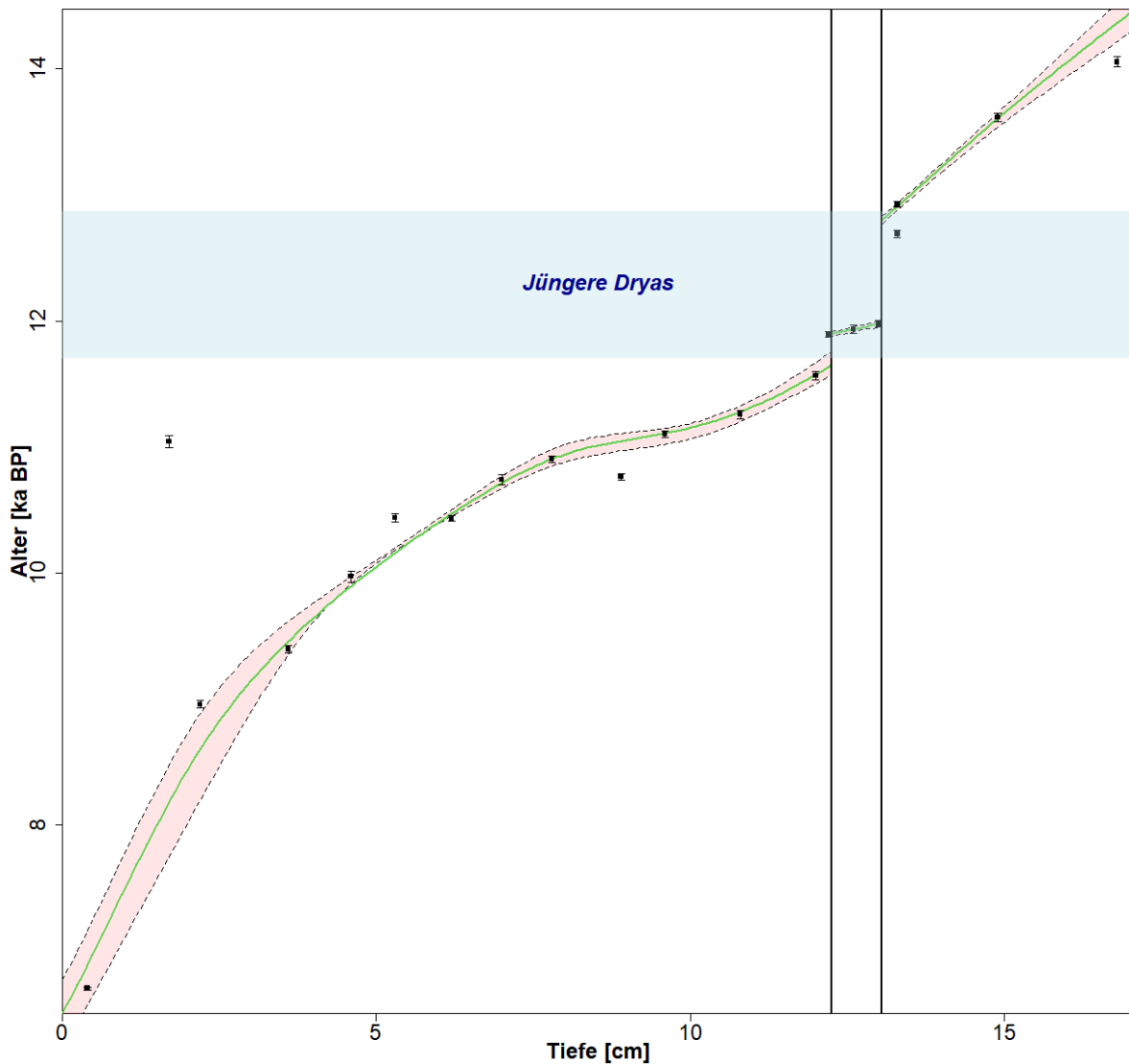


Abbildung 5: Altersmodell der Probe BB-15. Das Altersmodell ist durch die grüne Linie dargestellt, die absoluten Alter der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierung durch die schwarzen Quadrate, mit individuellen Fehlern. Der 95% - Fehlerbereich ist durch die rote Färbung dargestellt. Der blau eingefärbte Bereich markiert die Jüngere Dryas. Die senkrechten schwarzen Balken entsprechen den Hiatus.

6 Diskussion

6.1 Zeitpunkt der Wachstumsphasen

Die Ergebnisse der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierung des Flowstones BB-15 ermöglichen eine Unterteilung in drei verschiedene Wachstumsphasen. Die erste Wachstumsphase begann am Ende des letzten Glazials und umfasst das Bølling-Allerød-Event. Sie setzte bei 14,47 ka BP ein und endete bei 12,79 ka BP, mit einer Gesamtdauer von 1680 Jahren. Die zweite Wachstumsphase fällt in die Jüngere Dryas (12,87 ka BP – 11,70 ka BP). Während dieses Zeitraums kam es über eine Dauer von ca. 90 Jahren zu Wachstum, beginnend bei 11,98 ka BP und endend bei 11,89 ka BP. Die letzte Wachstumsphase liegt bereits zu Beginn des Holozäns vor. Sie erstreckt sich von 11,64 ka BP bis 6,50 ka BP und ist damit die längste Phase durchgehenden Wachstums mit einer Dauer von 5140 Jahren.

Die unterschiedlichen Wachstumsphasen des Flowstones BB-15 unterscheiden sich vor allem in ihrer Wachstumsrate. Während des Holozäns liegt die durchschnittliche Wachstumsrate bei $25 \mu\text{m}/\text{a}$, in der Jüngeren Dryas bei $112 \mu\text{m}/\text{a}$ und im Bølling-Allerød bei $23 \mu\text{m}/\text{a}$. Auffällig ist ein sehr hoher Peak der Wachstumsrate bei etwa 11 ka BP (Abbildung 6). Die hohe Wachstumsrate während der Jüngeren Dryas ist ungewöhnlich, da für diesen Zeitraum normalerweise eine deutliche Abnahme der Wachstumsraten erwartet wird. Um genauere Aussagen über die Jüngere Dryas treffen zu können, wäre eine größere Anzahl absoluter Altersdatierungen und damit eine höhere Auflösung erforderlich. Es ist möglich, dass die beobachtete Wachstumsphase länger andauerte oder dass ein langsames, kontinuierliches Wachstum während der gesamten Jüngeren Dryas stattfand. Insgesamt wuchs der Flowstone während der Jüngeren Dryas um etwa 0,8 cm. Im Bølling-Allerød-Interstadial beträgt die Wachstumsrate etwa $23 \mu\text{m}/\text{a}$. Generell ist die Wachstumsrate in allen untersuchten Phasen relativ hoch. Dies ist bemerkenswert, da Flowstones in den meisten Fällen ein langsames und episodisches Wachstum vorweisen.

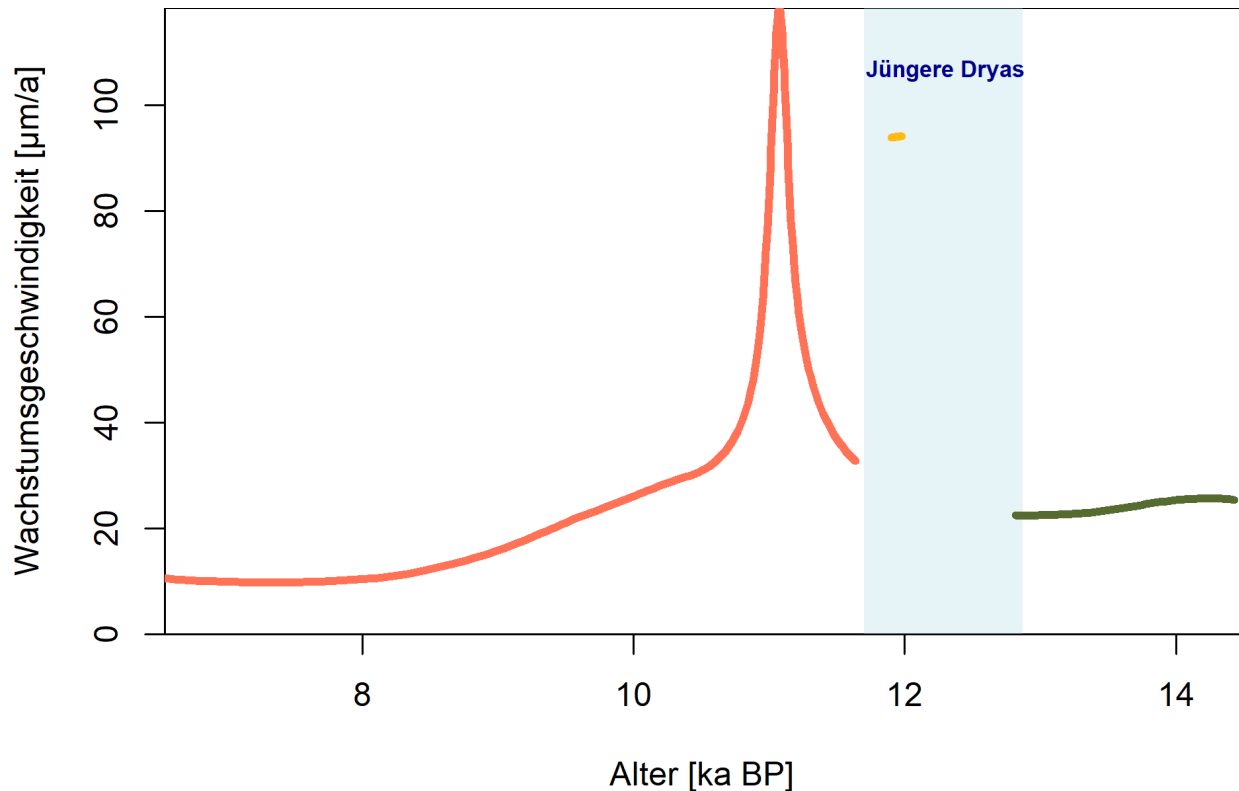


Abbildung 6: Wachstumsraten der Probe BB-15, während der unterschiedlichen Klimaphasen. In Orange die Wachstumsrate während des Holozän. In Gelb die Wachstumsrate während der Jüngeren Dryas. In Grün die Wachstumsrate während des Bølling-Allerød-Interstadials.

Die Wachstumsphase des Flowstones BB-15 in der Jüngeren Dryas beginnt bei 11,98 ka BP, was mit der Annahme übereinstimmt, dass die Jüngere Dryas in zwei Phasen unterteilt werden kann. Der Beginn der Jüngeren Dryas, in dem es nicht zu einem Wachstum des Flowstones kommt, wird als kühl und trocken charakterisiert. In der zweiten, wärmeren und feuchteren Phase beginnt die Probe wieder zu wachsen. Diese klimatische Entwicklung hängt mit einer nach Norden verschobenen Polarfront zusammen, ausgelöst durch Veränderungen im AMOC. (Pearce et al., 2013).

Diese Verschiebung und die damit verbundenen Veränderungen können auch in Seesedimenten beobachtet werden (Bakke et al., 2009). Der Übergang zur wärmeren Phase der Jüngeren Dryas wird dabei um etwa 12 ka BP datiert, was sich mit den beobachteten Wachstumsphasen des Flowstones überschneidet.

6.2 Bedingungen für Wachstum von Späleothenen

Das Wachstum von Späleothenen erfordert gewisse Umweltbedingungen, da diese nur unter bestimmten Temperaturen, CO₂-Gehalten, mikrobieller Aktivität und ausreichender Feuchtigkeit wachsen können (Fairchild et al., 2006). Während der Jüngeren Dryas sind diese Bedingungen nicht immer gegeben. Ein Wachstumsstopp kann aber auch durch andere Ursachen ausgelöst werden. Zum Beispiel könnte es daran liegen, dass das Wasser einen anderen Weg in den Aquifer genommen hat oder auch lokale äußere Einflüsse, wie Überschwemmungen oder Veränderungen der Vegetation, können das Wachstum unterbrechen. Wird ein solches System durch kurzzeitige Permafrostbildung oder aride Bedingungen gestört, dauert es in der Regel eine gewisse Zeit, bis das Wachstum im Flowstone wieder einsetzt.

Im Flowstone BB-15 und dem zugehörigen Altersmodell zeigt sich Wachstum im Bølling-Allerød-Interstadial, während der Jüngeren Dryas und zu Beginn des Holozäns. Aufgrund des während der Jüngeren Dryas nachgewiesenen Wachstums können in dieser Zeit keine durchgängigen Permafrostbedingungen in Zentraldeutschland geherrscht haben.

6.3 Vergleich mit anderen Proxy Daten der Probe BB-15

An der Probe BB-15 wurden neben den absoluten ²³⁰Th/U-Altersdatierungen auch die stabilen Isotope von Kohlenstoff und Sauerstoff gemessen (Klose, 2024). Darüber hinaus ermöglicht die Berechnung des initialen (²³⁴U/²³⁸U)-Verhältnisses mithilfe von Formel (7) Rückschlüsse auf die Verweilzeit des Wassers im Aquifer zu ziehen. Dieses Verhältnis dient als Proxy, um zwischen trockenen und feuchten Klimabedingungen zu unterscheiden (Oster et al., 2023).

Die δ¹³C-Werte von Späleothenen bieten wichtige Informationen über die Art und Dichte der Vegetation, die mikrobielle Bodenaktivität und das Eindringen von Wasser in den Boden und können deshalb als Proxy für die Feuchtigkeit genutzt werden. Dabei wird der δ¹³C-Wert von mehreren Faktoren beeinflusst. Dichtere C3-Pflanzen,

wie sie in Wäldern vorkommen, sowie eine bessere Bodenentwicklung führen zu niedrigeren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, während karge Landschaften und dünnere Böden höhere Werte entwickeln (Scholz et al., 2012). Auch die mikrobielle Aktivität spielt eine entscheidende Rolle, da sie den Kohlenstoffgehalt im Boden beeinflusst.

Ein weiterer Einfluss auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte könnte die Ventilation der Höhle sein. Im Fall der Bleißberghöhle ist dies jedoch eher unwahrscheinlich, da sie erst durch die Tunnelarbeiten im Jahr 2008 geöffnet wurde (Breitenbach et al.,).

Die Messungen an der Probe BB-15 zeigen, dass niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf feuchte Bedingungen mit dichter Vegetation und gut entwickelten Böden hindeuten, wohingegen höhere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte trockenere, weniger bewachsene Landschaften mit einer geringeren Bodenentwicklung anzeigen (Breitenbach et al.,).

Der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert kann sowohl durch regionale als auch durch lokale Faktoren beeinflusst werden. Der Ursprung des Niederschlags, der den $\delta^{18}\text{O}$ -Wert prägt, liegt im Nordatlantik. Dabei hängt der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Niederschlags stark von der Lufttemperatur sowie dem Zustand der Nordatlantischen Oszillation (NAO) ab (Baldini et al., 2008).

Lokal wird der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im Boden, im Epikarst und in der Höhle zusätzlich beeinflusst. Wichtige Einflussfaktoren sind die Verdunstung von Bodenwasser und Tropfwasser, das Entgasen von CO_2 aus dem Tropfwasser sowie die Mischung von jungem und altem Wasser im Epikarst (Breitenbach et al.,). Diese Prozesse können die ursprünglichen Signale des Niederschlags verändern und zu Variationen in den aufgezeichneten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Speläotheme führen.

In Zentraleuropa spiegeln negativere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Niederschlag und in Speläothemen kalte und trockene Klimabedingungen wieder, während positivere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf ein warmes und feuchtes Klima hinweisen (Breitenbach et al.,).

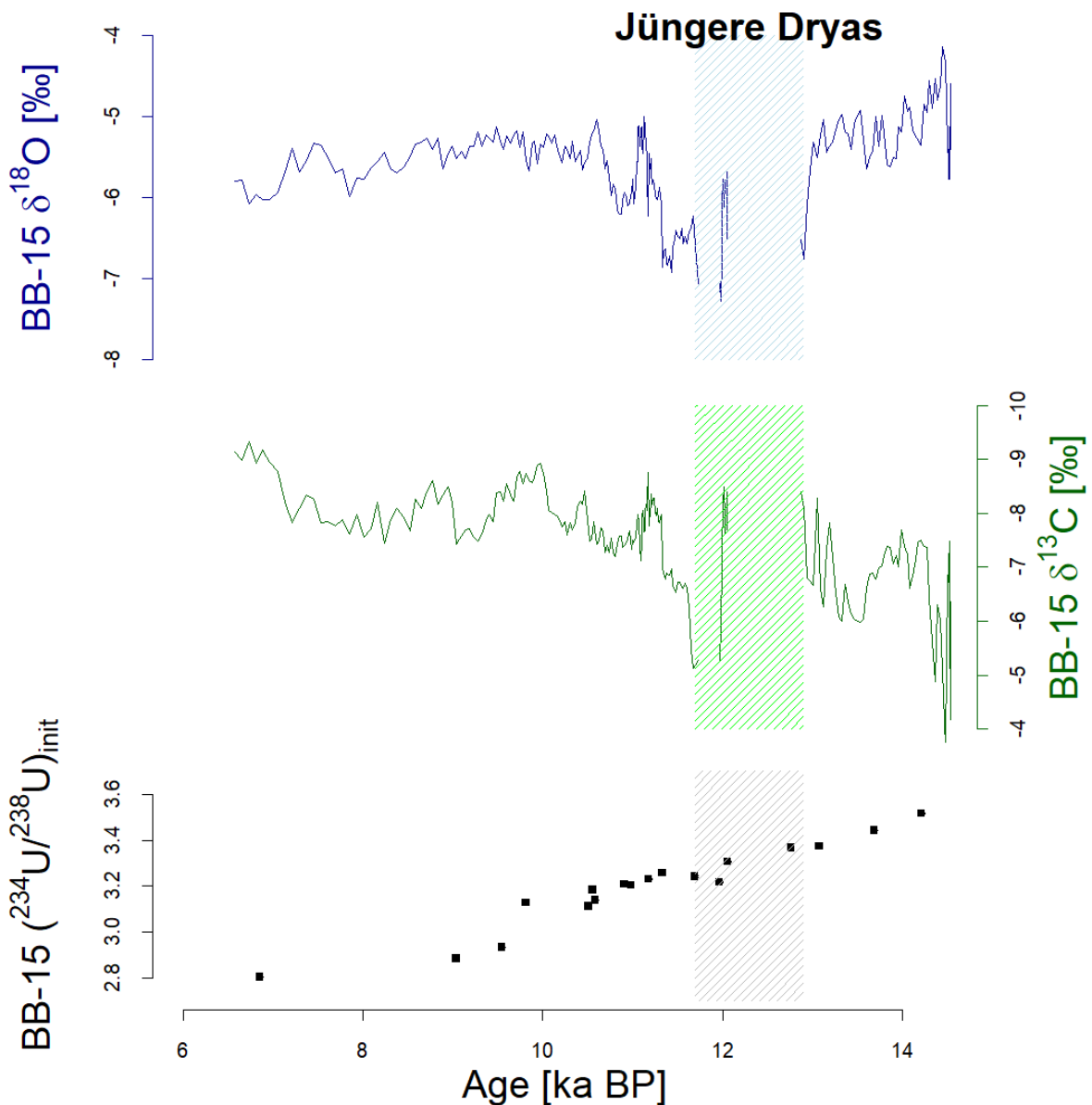


Abbildung 7: Vergleich der Proxy Daten, der Probe BB-15. (Blau) $\delta^{18}\text{O}$ und (Grün) $\delta^{13}\text{C}$. Die schwarzen Quadrate markieren die initialen $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{init}}$ Verhältnisse mit ihren dazugehörigen Fehlern. Der schraffierte Bereich, markiert die Jüngere Dryas.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in der Probe BB-15 liegen in einem Bereich von -4 bis -8 ‰. Während der Bølling-Allerød-Phase sind die Werte erhöht, was auf ein warmes und feuchtes Klima hinweist. Mit dem Beginn der Jüngeren Dryas nehmen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte abrupt ab, was auf eine deutliche Klimaänderung mit kühleren und trockeneren Bedingungen hindeutet. Dieser Wechsel könnte den ersten Wachstumstopp des Flowstones verursacht haben, da die geänderten Klimabedingungen das Wachstum von Speläothemen nicht mehr ermöglichen.

In der zweiten Wachstumsphase ist ein deutlicher Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zu sehen, der nahezu auf dem Niveau des frühen Holozäns liegt. Diese kurzfristige Erhöhung deutet darauf hin, dass während der Jüngerer Dryas zeitweise klimatische Bedingungen herrschten, die das Wachstum von Speläothemen ermöglichten. Gegen Ende dieser Phase sinken die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte jedoch erneut ab, was eine Rückkehr zu kühleren und trockeneren Bedingungen anzeigt und zu einer weiteren Wachstumsunterbrechung des Flowstones führt. Erst zu Beginn des Holozäns kommt es wieder zu einem Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, sowie zu Wachstum des Flowstones, was auf ein wärmeres und feuchteres Klima hindeutet.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Probe BB-15 liegen in einer Spanne von -4 bis -10 ‰ und zeigen einen ähnlichen Verlauf wie die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit einer Ausnahme: Zu Beginn der Jüngerer Dryas sinken die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Dieser Rückgang könnte auf eine dichtere Vegetation oder erhöhte Feuchtigkeit hinweisen, was durch mikrobielle Aktivität oder eine bessere Bodenentwicklung verursacht sein könnte. Während der Wachstumsphase in der Jüngerer Dryas bleiben die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte niedrig, was ebenfalls auf feuchtere Bedingungen hinweist. Gegen Ende dieser Phase steigen die Werte jedoch wieder an, was auf eine Rückkehr zu trockeneren Bedingungen hindeutet und möglicherweise das Ende des Wachstums erklärt. Zu Beginn des Holozäns fällt der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert erneut ab, was auf eine deutliche Erhöhung der Feuchtigkeit hinweist und mit der Wiederaufnahme des Wachstums zusammenfällt.

Die initialen ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) - Werte können durch eine Änderung der Infiltration infolge anderer Fließwege bei stärkeren Niederschlägen erhöht werden (Oster et al., 2023). Vergleicht man den Langzeittrend mit den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, so ist eine Korrelation zu erkennen und lässt sich durch die Zunahme der Vegetation erklären. In der Wachstumsphase der Jüngerer Dryas sind die Werte auch relativ hoch, was sinn ergibt da der Speläothem, gewissen Mengen an Niederschlag für sein Wachstum benötigt.

6.4 Vergleich mit anderen Klimarekonstruktionen

Um genauere Aussagen über die klimatischen Bedingungen zu treffen, die direkten Einfluss auf das Wachstum von Speläothemen nehmen, wurden die Ergebnisse aus der Untersuchung des Flowstones BB-15 mit anderen Klimarekonstruktionen verglichen. Dabei wurden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Probe BB-15, Pollendaten (Litt und Stebich, 1999), $\delta^{18}\text{O}$ -Werte eines Sedimentbohrkerns aus dem Ammersee (Grafenstein et al., 1999), drei weitere $\delta^{18}\text{O}$ -kurven von Speläothemen (Bernal-Wormull et al., 2021; Cheng et al., 2020; Li et al., 2021) sowie die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Eisbohrkerns NGRIP (Rasmussen et al., 2006) verglichen (Abbildung 8).

In Zentraleuropa existieren nur wenige Speläothem-Datensätze, die die Jüngere Dryas abdecken. Der Hauptgrund dafür liegt in den eingeschränkten Wachstumsbedingungen während dieser Zeit, da Speläothemwachstum nur unter bestimmten Klimabedingungen möglich ist. Dennoch konnte in drei Höhlen zumindest zeitweise Wachstum festgestellt werden: in der Seso-Höhle in Nordspanien (Cheng et al., 2020), in der Ostolo-Höhle ebenfalls in Nordspanien (Bernal-Wormull et al., 2023) und in der Höllach-Höhle, die sich in den Nördlichen Alpen befindet (Li et al., 2021).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Probe BB-15, die für die Jüngere Dryas einen deutlichen Rückgang zeigen und sind vergleichbar mit ähnlichen Signalen in den $\delta^{18}\text{O}$ -Daten des Ammersee-Bohrkerns und des NGRIP-Eisbohrkerns. Dieser Rückgang deutet auf kältere und trockenere Bedingungen hin, die während dieser Zeit in der Region herrschten. Außerdem liefern die Pollendaten Hinweise auf Veränderungen der Vegetation, die ebenfalls durch das Klima beeinflusst ist.

Der Vergleich mit diesen Klimarekonstruktionen zeigt, dass das Wachstum des Flowstones BB-15 während der Jüngeren Dryas eng mit regionalen und globalen Klima verknüpft ist.

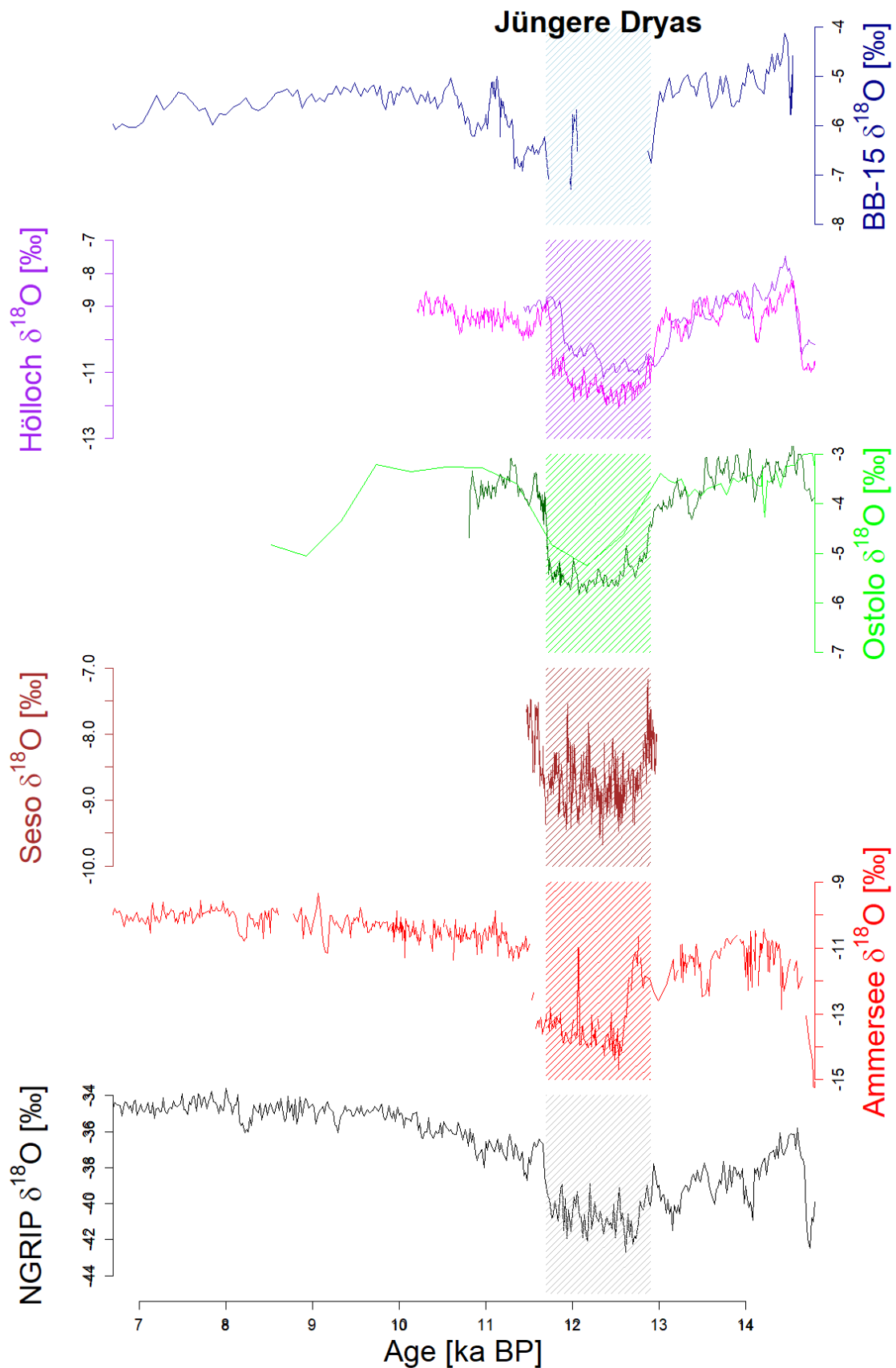


Abbildung 8: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Probe BB-15 mit anderen Klimarekonstruktionen. (Blau) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Probe BB-15, (Lila) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Stalagmiten aus der Hölloch-Höhle (Nördliche Alpen) (Li et al., 2021), (Grün) Ostolo-Höhle (Nordspanien) (Bernal-Wormull et al., 2021), und (Braun) aus der Seso-Höhle (Nordspanien) (Cheng et al., 2020). In (Orange) sieht man die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, gemessen an Ostrakoden aus dem Ammersee (Süddeutschland) (Grafenstein et al., 1999). In (Schwarz) sieht man die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des NGRIP-Eisbohrkern (Rasmussen et al., 2006).

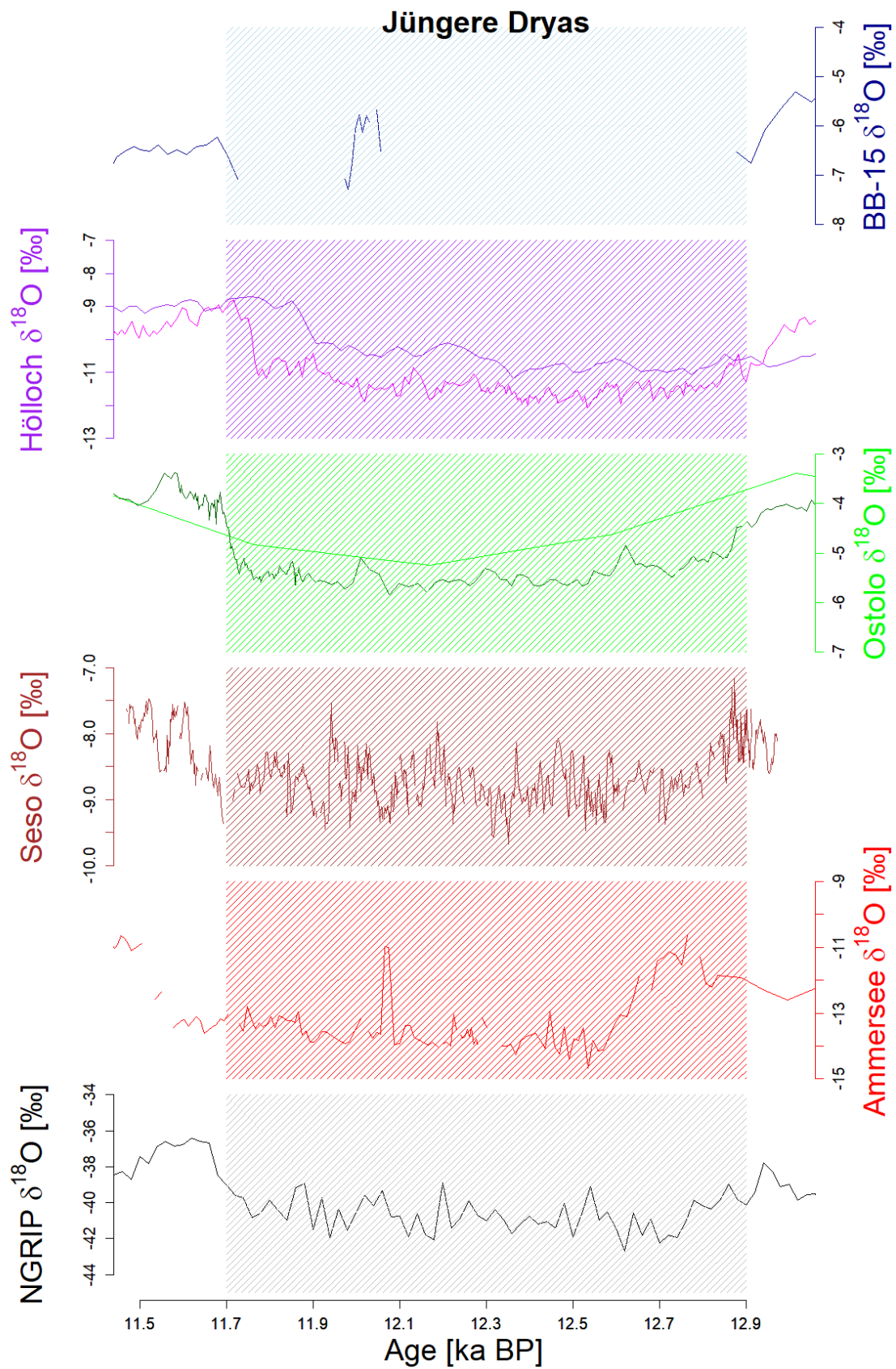


Abbildung 9: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Probe BB-15 mit anderen Klimarekonstruktionen, allerdings nur der Bereich der Jüngeren Dryas. (Blau) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Probe BB-15, (Lila) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Stalagmiten aus der Hölloch-Höhle (Nördliche Alpen) (Li et al., 2021), (Grün) Ostolo-Höhle (Nordspanien) (Bernal-Wormull et al., 2021), und (Braun) aus der Seso-Höhle (Nordspanien) (Cheng et al., 2020). In (Orange) sieht man die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, gemessen an Ostrakoden aus dem Ammersee

(Süddeutschland) (Grafenstein et al., 1999). In (Schwarz) sieht man die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des NGRIP-Eisbohrkern (Rasmussen et al., 2006).

Die These, dass die Jüngere Dryas in zwei Phasen unterteilt ist – eine kühle und trockene Anfangsphase sowie einen zweiten Abschnitt mit wärmeren und feuchteren Bedingungen – ist auch in den Daten des Flowstone BB-15 zu finden. Zu Beginn der Jüngeren Dryas kommt es zu einem langen Wachstumstopp, der etwa 0,85 ka anhält. Dieser kann allerdings auch durch lokale Einflüsse in und oberhalb der Höhle entstanden sein. Erst bei 11,98 ka BP setzt das Wachstum wieder ein, wird jedoch durch einen weiteren kurzen Wachstumstopp am Ende der Jüngeren Dryas unterbrochen.

In marinen Seesedimenten lassen sich ebenfalls diese drei unterschiedlichen Phasen erkennen. Die erste Phase, gekennzeichnet durch kalte und trockene Bedingungen, markiert den Beginn der Jüngeren Dryas. Ab etwa 12,3 ka BP tritt eine zweite Phase mit wärmeren und feuchteren Bedingungen ein, gefolgt von einer dritten Phase mit erneut kalten und trockenen Bedingungen, die in den Übergang zum Holozän endet (Naughton et al., 2019). Diese Dreiteilung wird auch in einem Speläothem aus Nordspanien beobachtet (Bernal-Wormull et al., 2023).

Im Flowstone BB-15 lassen sich ebenfalls drei unterschiedliche Abschnitte während der Jüngeren Dryas feststellen. Obwohl diese zeitlich leicht versetzt zu den Beobachtungen aus dem NGRIP-Eisbohrkern auftreten, könnten sie dennoch damit zusammenhängen. Zeitverzögerungen können auftreten, da Klimasignale erst nach einer gewissen Verzögerung in Speläothemen sichtbar werden und es dauern kann, bis sich globale Klimaveränderungen auf das regionale Klima in Mitteleuropa übertragen.

Die klimatischen Veränderungen im NGRIP-Eisbohrkern werden durch die Verschiebung des Jetstreams, die Bildung von Meereis und Änderungen in der Stärke der Atlantischen Meridionalen Umwälzzirkulation (AMOC) erklärt (Naughton et al., 2019). Diese Prozesse beeinflussten auch die Bedingungen in Mitteleuropa, was sich im Flowstone BB-15 durch die beschriebenen Wachstumsunterbrechungen und Variationen in den Isotopensignalen zeigt.

Ein auffälliges Signal zeigt sich in den $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der Probe BB-15 während der Wachstumsphase in der Jüngeren Dryas (Abbildung 9). In diesem Zeitraum ist ein hoher Peak in den stabilen Isotopenwerten zu erkennen, der ein Niveau erreicht, das dem des Holozäns entspricht. Ein ähnlicher Peak wird in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten des Ammersees in Süddeutschland beobachtet, die an Ostrakoden gemessen wurden. Diese Änderung wird vermutlich durch einen kurzfristigen Eintrag von warmem Wasser aus dem Nordatlantik in das eisbedeckte Norwegisch-Grönländische Meer verursacht. Ein vergleichbarer Mechanismus könnte auch für das Ende der Jüngeren Dryas verantwortlich gewesen sein (Grafenstein et al., 1999).

In anderen Speläothemen ist während der Jüngeren Dryas ebenfalls Wachstum nachweisbar. So kam es in der Seso-Höhle und Ostolo-Höhle in Nordspanien und der Höllach-Höhle in den Nördlichen Alpen zu Speläothem-Wachstum, wobei sich die Isotopensignale aus diesen Höhlen gut mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -Profil des NGRIP-Eisbohrkerns überschneiden. Im Gegensatz dazu zeigt die Herbstlabyrinth-Höhle, die etwa 200 km westlich der Bleißberghöhle liegt, kein Wachstum während der Jüngeren Dryas (Mischel et al., 2017).

Um Rückschlüsse auf die Vegetation während der Jüngeren Dryas zu ziehen, wurden Pollenablagerungen des Meerfelder Maars in der Eifel untersucht. Die Ergebnisse zeigen einen Rückgang von Baumarten und einen Zuwachs an Gräsern. Diese Veränderung ist auf die niedrigen Temperaturen zurückzuführen, die während der Jüngeren Dryas herrschten (Litt und Stebich, 1999).

7 Fazit

Der Speläothem BB-15 aus der Bleißberghöhle zeigt, dass während der Jüngeren Dryas zumindest zeitweise Bedingungen in Zentraldeutschland herrschten, die das Wachstum des Speläothem ermöglichten. Die Phase der Jüngeren Dryas lässt sich in drei Abschnitte unterteilen. Zu Beginn und am Ende der Jüngeren Dryas kommt es nicht zu Wachstum. In der mittleren Phase hingegen wuchs der Flowstone. Diese Wachstumsphase ist durch erhöhte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte gekennzeichnet. Diese Werte sind auf erhöhte Niederschläge, höhere Temperaturen sowie eine ausgeprägtere Vegetation zurückzuführen. Sie veranschaulichen die klimatischen Veränderungen, die zu diesem Zeitpunkt stattgefunden haben. Diese Veränderungen lassen sich auch in anderen Klimarekonstruktionen erkennen.

Diese Erkenntnisse bestätigen die These, dass die Jüngere Dryas mindestens in zwei Phasen unterteilt ist.

Literaturverzeichnis

- Bakke, J., Lie, Ø., Heegaard, E., Dokken, T., Haug, G.H., Birks, H.H., Dulski, P., Nilsen, T., 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nat. Geosci.* 2, 202–205. <https://doi.org/10.1038/ngeo439>
- Baldini, L.M., McDermott, F., Foley, A.M., Baldini, J.U.L., 2008. Spatial variability in the European winter precipitation $\delta^{18}\text{O}$ -NAO relationship: Implications for reconstructing NAO-mode climate variability in the Holocene. *Geophys. Res. Lett.* 35. <https://doi.org/10.1029/2007GL032027>
- Bernal-Wormull, J.L., Moreno, A., Bartolomé, M., Arriolabengoa, M., Pérez-Mejías, C., Iriarte, E., Osácar, C., Spötl, C., Stoll, H., Cacho, I., Edwards, R.L., Cheng, H., 2023. New insights into the climate of northern Iberia during the Younger Dryas and Holocene: The Mendukilo multi-speleothem record. *Quat. Sci. Rev.* 305, 108006. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108006>
- Bernal-Wormull, J.L., Moreno, A., Pérez-Mejías, C., Bartolomé, M., Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Cacho, I., Spötl, C., Edwards, R.L., Cheng, H., 2021. Immediate temperature response in northern Iberia to last deglacial changes in the North Atlantic. *Geology* 49, 999–1003. <https://doi.org/10.1130/G48660.1>
- Bourdon, B., 2003. Introduction to U-series Geochemistry. *Rev. Mineral. Geochem.* 52, 1–21. <https://doi.org/10.2113/0520001>
- Breitenbach, S.F.M., Plessen, B., Waltgenbach, S., Tjallingii, R., Leonhardt, J., Jochum, K.P., Meyer, H., Goswami, B., Marwan, N., Scholz, D., Holocene interaction of maritime and continental climate in Central Europe: New speleothem evidence from Central Germany. *Glob. Planet. Change* 176, 144–161. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.03.007>
- Cheng, H., Zhang, H., Spötl, C., Baker, J., Sinha, A., Li, H., Bartolomé, M., Moreno, A., Kathayat, G., Zhao, J., Dong, X., Li, Y., Ning, Y., Jia, X., Zong, B., Ait Brahim, Y., Pérez-Mejías, C., Cai, Y., Novello, V.F., Cruz, F.W., Severinghaus, J.P., An, Z., Edwards, R.L., 2020. Timing and structure of the Younger Dryas event and its underlying climate dynamics. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 117, 23408–23417. <https://doi.org/10.1073/pnas.2007869117>
- Dorsten, I., Hülsmann, T., Hüser, A., 2007. Das Herbstlabyrinth-Adventhöhle-System Neue Forschungsergebnisse aus der größten hessischen Höhle.

- Edwards, R.L., Gallup, C.D., Cheng, H., 2003. Uranium-series dating of marine and lacustrine carbonates, in: *Uranium-Series Geochemistry*. De Gruyter Mouton, pp. 363–405. <https://doi.org/10.2113/0520363>
- Fairchild, I.J., Baker, A., 2012. *Speleothem Science: From Process to Past Environments*, 1st ed. Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781444361094>
- Fairchild, I.J., Smith, C.L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D., McDermott, F., E.I.M.F., 2006. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Sci. Rev.* 75, 105–153. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.08.003>
- Grafenstein, U.V., Erlenkeuser, H., Brauer, A., Jouzel, J., Johnsen, S.J., 1999. A Mid-European Decadal Isotope-Climature Record from 15,500 to 5000 Years B.P. *Science* 284, 1654–1657. <https://doi.org/10.1126/science.284.5420.1654>
- Hans Wedepohl, K., 1995. The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1217–1232. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)
- Henderson, G.M., 2006. Caving In to New Chronologies. *Science* 313, 620–622. <https://doi.org/10.1126/science.1128980>
- Hendy, C.H., Wilson, A.T., 1968. Palaeoclimatic data from Speleothems. C.H. Hendy, A.T. Wilson, *Nature*, (1968), 216, 48 - 51. *Nature* 219. <https://doi.org/10.1038/219048a0>
- Hoffmann, D.L., Prytulak, J., Richards, D.A., Elliott, T., Coath, C.D., Smart, P.L., Scholz, D., 2007. Procedures for accurate U and Th isotope measurements by high precision MC-ICPMS. *Int. J. Mass Spectrom.* 264, 97–109. <https://doi.org/10.1016/j.ijms.2007.03.020>
- Ivanovich, M., Harmon, R.S., 1992. *Uranium-series disequilibrium: applications to earth, marine, and environmental sciences*. 2. ed.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., Essling, A.M., 1971. Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of ^{235}U and ^{238}U . *Phys. Rev. C* 4, 1889–1906. <https://doi.org/10.1103/PhysRevC.4.1889>
- Kaufmann, G., 2003. Stalagmite growth and palaeo-climate: the numerical perspective. *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 251–266. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00369-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00369-8)
- Klose, J. (Verfasser), 2024. Quantitative multi-proxy climate reconstruction for MIS 3 in Central Europe based on precisely dated speleothems from Bleßberg Cave, Germany. Mainz.

- Klose, J., Weber, M., Scholz, D., 2024. Central European warm phases recorded by episodic speleothem growth during MIS 3. *Commun. Earth Environ.* 5, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s43247-024-01863-0>
- Lane, C.S., Brauer, A., Blockley, S.P.E., Dulski, P., 2013. Volcanic ash reveals time-transgressive abrupt climate change during the Younger Dryas. *Geology* 41, 1251–1254. <https://doi.org/10.1130/G34867.1>
- Lauterbach, S., Brauer, A., Andersen, N., Danielopol, D.L., Dulski, P., Hüls, M., Milecka, K., Namiotko, T., Obremaska, M., Von Grafenstein, U., Participants, D., 2011. Environmental responses to Lateglacial climatic fluctuations recorded in the sediments of pre-Alpine Lake Mondsee (northeastern Alps). *J. Quat. Sci.* 26, 253–267. <https://doi.org/10.1002/jqs.1448>
- Li, H., Spötl, C., Cheng, H., 2021. A high-resolution speleothem proxy record of the Late Glacial in the European Alps: extending the NALPS19 record until the beginning of the Holocene. *J. Quat. Sci.* 36, 29–39. <https://doi.org/10.1002/jqs.3255>
- Litt, T., Stebich, M., 1999. Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany. *Quat. Int.* 61, 5–16. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00013-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00013-0)
- McDermott, F., 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quat. Sci. Rev.* 23, 901–918. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.021>
- McManus, J.F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L.D., Brown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834–837. <https://doi.org/10.1038/nature02494>
- Meyer, M.C., Cliff, R.A., Spötl, C., Knipping, M., Mangini, A., 2009. Speleothems from the earliest Quaternary: Snapshots of paleoclimate and landscape evolution at the northern rim of the Alps. *Quat. Sci. Rev.* 28, 1374–1391. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.01.010>
- Mischel, S.A., Scholz, D., Spötl, C., Jochum, K.P., Schröder-Ritzrau, A., Fiedler, S., 2017. Holocene climate variability in Central Germany and a potential link to the polar North Atlantic: A replicated record from three coeval speleothems. *The Holocene* 27, 509–525. <https://doi.org/10.1177/0959683616670246>
- Moore, 1952. Speleothem—a new cave term. *Natl. Speleol. Soc. News* 10, 2.
- Naughton, F., Costas, S., Gomes, S.D., Desprat, S., Rodrigues, T., Sanchez Goñi, M.F., Renssen, H., Trigo, R., Bronk-Ramsey, C., Oliveira, D., Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., Abrantes, F., 2019.

- Coupled ocean and atmospheric changes during Greenland stadial 1 in southwestern Europe. *Quat. Sci. Rev.* 212, 108–120. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.03.033>
- Oster, J.L., Ronay, E.R., Sharp, W.D., Breitenbach, S.F.M., Furbish, D.J., 2023. Controls on Speleothem Initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ Ratios in a Monsoon Climate. *Geochem. Geophys. Geosystems* 24, e2023GC010899. <https://doi.org/10.1029/2023GC010899>
- Pearce, C., Seidenkrantz, M.-S., Kuijpers, A., Massé, G., Reynisson, N.F., Kristiansen, S.M., 2013. Ocean lead at the termination of the Younger Dryas cold spell. *Nat. Commun.* 4, 1664. <https://doi.org/10.1038/ncomms2686>
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M. -L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 111, 2005JD006079. <https://doi.org/10.1029/2005JD006079>
- Richards, D.A., Dorale, J.A., 2003. Uranium-series Chronology and Environmental Applications of Speleothems. *Rev. Mineral. Geochem.* 52, 407–460. <https://doi.org/10.2113/0520407>
- Schenk, F., Väliranta, M., Muschitiello, F., Tarasov, L., Heikkilä, M., Björck, S., Brandefelt, J., Johansson, A.V., Näslund, J.-O., Wohlfarth, B., 2018. Warm summers during the Younger Dryas cold reversal. *Nat. Commun.* 9, 1634. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04071-5>
- Scholz, D., Frisia, S., Borsato, A., Spötl, C., Fohlmeister, J., Mudelsee, M., Miorandi, R., Mangini, A., 2012. Holocene climate variability in north-eastern Italy: potential influence of the NAO and solar activity recorded by speleothem data. *Clim. Past* 8, 1367–1383. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1367-2012>
- Scholz, D., Hoffmann, D., 2008. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating of fossil corals and speleothems. *Eur. J. Quat. Sci.* 57, 52–76. <https://doi.org/10.3285/eg.57.1-2.3>
- Scholz, D., Hoffmann, D.L., 2011. StalAge – An algorithm designed for construction of speleothem age models. *Quat. Geochronol.* 6, 369–382. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.02.002>

Erklärung

Johannes Gutenberg-Universität Mainz
Institut für Geowissenschaften

Name Priester Vorname Samuel

Matrikelnummer 2765271

Selbstständigkeitserklärung zur

- Bachelorarbeit (§ 15, Abs. 9)**
 Masterarbeit (§ 15, Abs. 9)

Ich erkläre ausdrücklich, dass es sich bei der von mir eingereichten schriftlichen Arbeit mit dem Titel

²³⁰Th/U Datierung eines Speleothems aus Zentraldeutschland
zeigt Hochstamm während der Jüngerer Dryas

um eine von mir selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasste Arbeit handelt.

Ich erkläre ausdrücklich, dass ich sämtliche in der oben genannten Arbeit verwendeten fremden Quellen, auch aus dem Internet (einschließlich Tabellen, Grafiken u. Ä.) als solche kenntlich gemacht habe. Insbesondere bestätige ich, dass ich ausnahmslos sowohl bei wörtlich übernommenen Aussagen bzw. unverändert übernommenen Tabellen, Grafiken u. Ä. (Zitaten) als auch bei in eigenen Worten wiedergegebenen Aussagen bzw. von mir abgewandelten Tabellen, Grafiken u. Ä. anderer Autorinnen und Autoren (Paraphrasen) die Quelle angegeben habe.

Ich erkläre hiermit weiterhin, dass die vorgelegte Arbeit zuvor weder von mir noch – soweit mir bekannt ist – von einer anderen Person an dieser oder einer anderen Hochschule eingereicht wurde.

Darüber hinaus ist mir bekannt, dass die Unrichtigkeit dieser Erklärung eine Benotung der Arbeit mit der Note "nicht ausreichend" zur Folge hat und dass Verletzungen des Urheberrechts strafrechtlich verfolgt werden können.

Datum 05.02.2025 Unterschrift Samuel Priester

Danksagung

Zu Beginn möchte ich mich natürlich bei Denis für das Bereitstellen des Themas und der Betreuung bei dieser Arbeit bedanken, außerdem für die Hilfe bei Fragen. Auch Micha möchte ich für die Unterstützung, unter anderem beim Messen der Proben an der Neptune sowie bei der Hilfe bei weiteren Fragestellungen danken. Außerdem ist Jenny zu jedem Zeitpunkt, für Rücksprachen für mich dagewesen ohne sie wäre nicht alles so einfach und reibungslos verlaufen. Vielen Dank auch für die genommene Zeit und Hilfestellung, bei der Bedienung der Micromill. Viktoria hat mir mit Null Vorwissen, die Arbeit im Chemielabor beigebracht, danke für die tollen fünf Tage! Außerdem möchte ich der gesamten Arbeitsgruppe danken, diese hat einen immer unterstützt. Tim, Luca und Yannic danke ich für das Korrekturlesen der Arbeit.