

Analyse der Sedimentdynamik im Altausseer See anhand von sechs Kurzkernen

1. Bachelorarbeit

Institut für Geologie

Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften Leopold-Franzens-Universität Innsbruck

Verfasst von:

Maximilian Graf von Strachwitz-Helmstatt

Matrikelnummer: 01603558

Betreuer:

Ass.Prof. Dr. Jasper Moernaut

Co-Betreuer:

Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Erwin Heine

Marcel-Luciano Ortler, M.Sc.

Innsbruck, Februar 2021

Eigenständigkeitserklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel benutzt habe. Die Stellen der Arbeit, die dem Wortlaut oder dem Sinn nach anderen Werken (dazu zählen auch Internetquellen) entnommen sind, wurden unter Angabe der Quelle kenntlich gemacht.

Declaration of Originality

I hereby declare that this thesis and the work reported herein was composed by and originated entirely from me. Information derived from the published and unpublished work of others (including internet resources) has been acknowledged in the text and references are given in the list of sources.

Ort und Datum: Innsbruck 10.02.2020

(Place and date)

Matrikelnummer: 01603558

(Matriculation number)

Vorname, Nachname: Maximilian Graf von Strachwitz-Helmsstett

(First name, surname)

Unterschrift: M. v. Graf

(Signature)

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle bei allen bedanken, die mich beim Verfassen dieser Bachelorarbeit tatkräftig unterstützt haben. Besonderer Dank gilt dabei meinem Betreuer Ass.Prof. Dr. Jasper Moernaut und Marcel-Luciano Ortler M.Sc., die mit ihren Anregungen und Hilfestellungen die Entstehung dieser Arbeit stets gefördert haben und mich ebenfalls in die Laborarbeiten mit dem Mastersizer 3000 eingewiesen haben. Außerdem möchte ich Julia Rechenmacher danken, mit deren Zusammenarbeit die sechs Kurzkerne geöffnet worden sind. Darüber hinaus gilt mein Dank dem Leiter des Forschungsprojektes „Altaussee“, Ass.Prof. Dr. Erwin Heine, von der Universität für Bodenkultur (BOKU) Wien, für die Bereitstellung des Daten- und Probenmaterials zur Durchführung dieser Arbeit. Ein weiteres Dankeschön gilt Sebastian Wagner und Dipl.-Ing. Dr. Josef Gasch - ebenfalls BOKU - für die Unterstützung bei der Beschaffung der Sedimentkerne. Das Altaussee-Projekt umfasst eine breite Palette von Untersuchungen (Hydrogeologie, Mikroplastik, Hydroakustik, Geomorphologie, Sedimentologie), welche von nationalen und internationalen Kooperationspartnern durchgeführt und von der Walter Munk Foundation for the Oceans (WMFO) und der CHEOPS-Privatstiftung Wien finanziell unterstützt werden.

Inhalt

Abstract	1
1. Einleitung und Fragestellung	2
1.1 Motivation und Forschungsfrage	2
1.2 Geographische Lage und Geologischer Überblick.....	2
1.3 Sedimenttransport und Ablagerung.....	4
1.4 Bisherige Kenntnisse über subaquatische Karstquellen in alpinen Seen	4
2. Methodik	6
2.1 Sediment Kurzkern Entnahme.....	6
2.2 MSCL-S (Multi Sensor Core Logger).....	8
2.3 X-CT-Scanning.....	8
2.4 Makroskopische Beschreibung.....	8
2.5 Smartcube Camera Image Scanning.....	9
2.6 Mikroskopische Beschreibung (smear slides)	9
2.7 ITRAX XRF Core Scanner	9
2.8 Malvern Mastersizer 3000.....	10
2.9 Dating Methode	11
3. Ergebnisse.....	12
3.1 Makroskopische Beschreibung der Lithologien	17
3.2 Mikroskopische Beschreibung.....	18
3.3 ITRAX XRF Pattern	19
3.4 Korngrößenanalyse.....	20
3.4.1 Treated vs untreated Sediment.....	20
3.4.2 Unterscheidung der Lithologietypen anhand der Korngröße	21
4. Interpretation und Diskussion.....	24
4.1 Aktivität der Karstquellen und Fließgeschwindigkeit der austretenden Wasserströmungen	24
4.2 Interpretation der Lithologietypen	27
4.3 Ereignisfrequenz.....	28
5. Schlussfolgerung und Ausblick	30
6. Literaturverzeichnis.....	31
7. Anhang.....	33

Abstract

Ein zentrales Thema des Forschungsprojektes "Altausseer See" ist die Erforschung der subaquatischen Kraterformationen am Seeboden, welche Karstgrundwasser in das Gewässer leiten. Die größte dieser Formationen ist ein bis zu 20 m tiefer trichterförmiger Schlot (Quelltrichter), während sich in unmittelbarer Nähe ein großer, fast vollständig mit Sedimenten gefüllter Krater befindet. Über die Aktivität dieser Quellen ist noch wenig bekannt. Diese Arbeit soll einen Beitrag zur Rekonstruktion der Quellaktivität unter Betrachtung des Sedimentationsprozesses der letzten 1150 Jahre liefern. Dazu werden fünf Sedimentkurzkerne aus den Hängen beider Krater mit einem Referenzkern aus dem Seeboden verglichen. Für den Vergleich der Lithologien wurden verschiedene Daten generiert, um eine Korrelation der Kerne zu stützen, Ereignislagen der Kratersedimente zu identifizieren und diese vom Hintergrund und anderen Eventablagerungen zu trennen. Vor allem Korngrößenmessungen mit dem Malvern Mastersizer 3000 dienen als Grundlage für die Klassifizierung der Ereignisse. Es wurden auch makroskopische und mikroskopische (smear slides) Beobachtungen herangezogen. Zudem liefern Multi Sensor Core Logger, ITRAX-XRF Scanner und X-CT Scanning Dichte, magnetische Suszeptibilität und den elementaren Aufbau der einzelnen Lagen. Es wurden insgesamt vier verschiedene Eventlagen identifiziert, von denen drei im direkten Zusammenhang mit der Schüttung der Karstquellen stehen. Wie schon in vergleichbaren Studien festgestellt wurde, entstehen solche Sedimentabfolgen durch erhöhten Fluidfluss, ausgelöst durch bestimmte Ereignisse wie Schneeschmelze, Starkniederschläge und Erdbeben. Somit beeinflussen die jährliche Schneeschmelze, die sich durch die Typ A Ablagerung äußert, und unregelmäßig auftretende Starkniederschläge (Typ E Ablagerung) im nahe gelegenen Karstsystem des Totengebirges den Ausfluss und die Sedimentation an den Kratern des Altausseer Sees. Aber hier können Erdbeben Ereignisse wie subaquatische Rutschungen an den Kraterhängen triggern, die zu Sedimentationstyp C führen. Der Ablagerungstyp A tritt in allen kraternahen Kernen sehr häufig, periodisch (jedes Jahr) auf und erfährt dabei Fließgeschwindigkeiten bis zu 1 cm/s. Der Typ E kommt deutlich weniger vor und ausschließlich in den Kernen des tiefen Kraters (ALT20_10,11,12). Er wird episodisch zwischen die Typ A- und Hintergrundablagerungen geschaltet und wird bei Fließgeschwindigkeiten von bis zu 10 cm/s aus dem Krater transportiert. Der Ablagerungstyp C tritt in jedem Kern, auch im Referenzkern ALT20_17 genau einmal auf. Die Fließgeschwindigkeiten variieren dabei von 10 bis 30 cm/s (ALT20_11). Der Typ D mit Fließgeschwindigkeiten bis zu 3 cm/s tritt nur in den kraternahen Kernen direkt unterhalb der Turbiditablagerungen auf. An Hand der Häufigkeit der mit dem Quellausfluss zusammenhängenden Ereignisseablagerungen kann die Aktivität beider Karstquellen rekonstruiert werden. Dabei hat man festgestellt, dass die Karstquelle des tiefen Kraters eine erhöhte Aktivität gegenüber der Quelle des gefülltem Krater zeigt. Diese weist neben einer höheren Häufigkeit an Quellausflussereignissen auch einen stärkeren Ausfluss in Form höherer Ausflussfließgeschwindigkeiten auf.

1. Einleitung und Fragestellung

1.1 Motivation und Forschungsfrage

Das Projekt „Altausee 3D“ wurde im Jahr 2018 begonnen mit dem Ziel den See mit modernsten hydroakustischen Messmethoden zu vermessen und hydrobiologisch sowie mikrobiologisch zu untersuchen. Walter Munk, der die Idee für das Forschungsprojekt hatte, war es wichtig den geologischen Aufbau, das hydraulische System und die Biologie des Sees seiner Heimat intensiver zu erforschen. Das Projekt soll sowohl zur Erstellung eines präzisen, hochauflösenden vollvolumetrischen 3D-Modells des Seebeckens als auch zur Untersuchung von Mikroplastik bzw. Mikrofasern des Wasserkörpers und dessen Zuflüssen dienen. Mithilfe eines hochauflösenden Fächerecholots wurde ein präzises 3D-Modell des Seebeckens erstellt. Anhand des Modells hat man trichterförmige Krater (Karstquellen) am Boden des Sees festgestellt. Ein ferngesteuerter Unterseeroboter mit Greifarm wurde eingesetzt, um die geologische Situation des in 70 m Tiefe liegenden Quelltrichters zu kartieren und weitere, subaquatische Quellen zu untersuchen. (Heine, 2021)

Dass Wasser aus den Kratern in den Altauseer See fließt wurde von Harum, et al. (2014) bereits festgestellt, dessen Forschung sich intensiv mit den subaquatischen Zuflüssen des Sees beschäftigte. Mit dem Ziel der Detektierung von Karstwasserzutritten im See und den Nachweis für Karstwasserzutritte im Trichter wurden tiefengestaffelte Untersuchungen auf die stabilen Isotope ^{18}O und ^2H durchgeführt. Des Weiteren erfolgten Beprobungen der Zuflüsse und des Abflusses (Harum, et al., 2014). Dabei hat man im Bereich des Trichters ein Zutritt von Karstwasser mit hohen Schüttungsschwankungen festgestellt (Harum, et al., 2014). Diese Schüttungsschwankungen gilt es in der folgenden Arbeit zu untersuchen.

1.2 Geographische Lage und Geologischer Überblick

Der Altauseer See liegt mit $47^{\circ} 38' 30'' \text{ N}$ und $13^{\circ} 47' 10'' \text{ O}$ im Salzkammergut in Österreich (Abb.1 und 2) östlich der Ortschaft Altausee auf 712 m in den Nördlichen Kalkalpen. Die umliegenden Gipfel im Norden der Loser (1837 m), im Süden der Tressenstein (1201 m) und im Osten die Trisselwand (1754 m), sind hauptsächlich aus den Calcium-führenden Formationen Plassenkalk und Tressensteinkalk der Jura sowie aus dem Dachsteinkalk der Trias aufgebaut (Abb.1). Im Westen des Sees erstrecken sich einige Gesteine der Hallstätter Schichten, die durch eine Störung von den Einheiten der Jura getrennt sind (Abb.1). Außerdem befindet sich das Einzugsgebiet des Altauseer Sees im Karst des Toten Gebirges (Heine, 2021). Zudem flacht westlich des Sees die Topografie in Form einer sich ausbreitenden Moränenlandschaft ab und die Altauseer Traun ist der einzige Abfluss (Abb.1). Der oberirdische Zufluss des Sees beschränkt sich auf geringe Wasseraustritte an den Ufern, so dass davon ausgegangen wird, dass subaquatischen Karstquellen, die am Boden des Sees entdeckt wurden, einen Beitrag zum Wasserzufluss leisten. Diese Quellen äußern sich in trichterförmigen Kratern, die umgeben sind von sedimentgebildeten Hängen. Der westliche Krater erreicht eine Tiefe von 20 m und ist mit einem Durchmesser von ca. 70 m deutlich größer als der nordöstlich gelegene Krater, der kaum eine Vertiefung im Zentrum aufweist (Heine, 2021).

Die Entstehung des Sees ist auf die Gletscherentwicklung im Hochglazial und Spätglazial zurückzuführen. Die hochglazialen übertieften Zungenbecken wurden durch weitere Gletschervorstöße zunehmend geformt. Dementsprechend haben sich am Fuße der Plateaus im

Bereich der großen Eisströme übertiefte Talbereiche entwickelt, von denen einer als Seebecken des Altausseer Sees fungiert. (Mandl, et al., 1982)

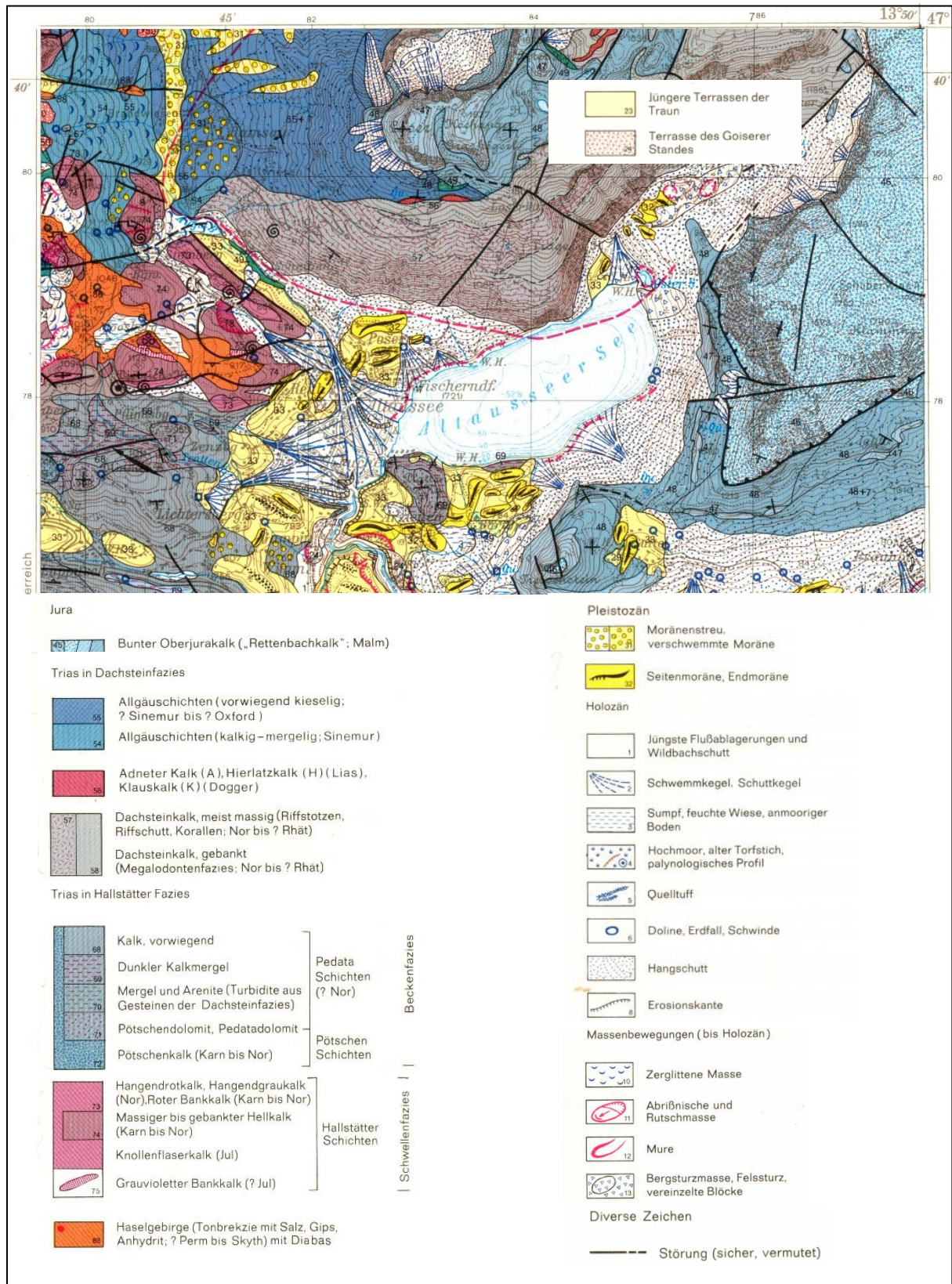


Abbildung 1: Geologische Karte des Altausseer Sees und Umgebung aus der geologischen Karte der Republik Österreich 1:50000 (Geologische Bundesanstalt, 1982)

1.3 Sedimenttransport und Ablagerung

Da es in dieser Arbeit hauptsächlich um die Analyse von Sedimentablagerungen geht, sollten die Prozesse Erosion, Transport und Sedimentation genauer erläutert werden. Das Hjulström-Diagramm stellt genau diese Prozesse in Bezug auf die Fließgeschwindigkeit und Korngröße dar (Hjulström, 1935). Die Grenzfließgeschwindigkeit, bei der eine bestimmte Korngröße erodiert wird, nimmt zunächst mit zunehmender Partikelgröße ab. Dies liegt an den zwischen kleinen Partikeln herrschenden hohen kohäsiven Kräften v.a. im Ton. In größeren Bereichen, gröber als Sand, nimmt die Erosionsgrenzgeschwindigkeit proportional zur Korngröße zu. Die Fließgeschwindigkeit, ab der die Sedimentation von einer gewissen Korngröße eintritt, steigt ebenfalls im Zusammenhang mit größeren Sedimentmaterial. Die Grenzfließgeschwindigkeiten für Sedimentation und Erosion der größeren Partikel (>Sand) führen dazu, dass nur in einem sehr kleinen Fließgeschwindigkeitsbereich das Material transportiert wird, ohne dass es abgelagert oder zusätzlich erodiert wird. Eine kleine Änderung der Strömung leitet somit Erosion oder Sedimentation ein. Feinere Korngrößen besitzen dagegen durch die hohe Grenzfließgeschwindigkeit für Erosion und die niedrige für Sedimentation einen deutlich größeren Bereich, in dem Material transportiert wird. Allein an Hand der unterschiedlichen großen Intervalle der Fließgeschwindigkeiten für Transport lässt sich sagen, dass feinere Partikel weitere Wege zurücklegen können als gröbere Fracht. Grundsätzlich gilt für die Sedimentation von Lockermaterial, dass sobald die Fließgeschwindigkeit abnimmt und das Wasser keine Transportkapazität mehr hat, das Material abgelagert wird (Baumhauer, 1956). Das Hjulström-Diagramm ist zwar ein Meilenstein auf diesem Gebiet gewesen, birgt allerdings auch einige Probleme und nicht berücksichtigte Aspekte. Es wird somit in der folgenden Arbeit nicht als physikalisch korrekte Interpretationsgrundlage verwendet, viel mehr ein Modell zu Erklärung der ablaufenden Prozesse und damit eine Schätzung erster Ordnung.

1.4 Bisherige Kenntnisse über subaquatische Karstquellen in alpinen Seen

Es gibt bereits vergleichbare Studien, die sich mit dem unterirdischen Fluidfluss in Seen beschäftigt haben. Dieser äußert sich meist durch sog. Pockennarben, kraterartige Vertiefungen, die weltweit auf schlammigen Meeres- und Seeböden mit Durchmessern von <1 bis zu Hunderten von Metern auftreten (King & MacLean, 1970; Hovland, et al., 2002). Im Neuenburger See, Schweiz, hat man Pockennarben (bis zu 160 m Durchmesser und 30 m Tiefe) entdeckt, die Grundwasser aus dem Karstgrundwasser des Jura Gebirges ableiten und episodische Schwankungen im Fluidfluss aufweisen (Reusch, et al., 2015; Reusch, et al., 2016; Wirth, et al., 2020). Im Neuenburger See wurden zwei verschiedenen Arten von Pockennarben festgestellt: Die mit Sediment gefüllten Krater und trichterförmige Pockennarben. In beiden Fällen konnte der Ausfluss von Karstgrundwasser durch Messungen der Temperatur, der elektrische Leitfähigkeit und der Kalziumkonzentration des Porenwassers festgestellt werden (Reusch, et al., 2015; Wirth, et al., 2020). Dabei kommt es auf den hydraulischen Druck des Karstwassers an, der den hydrostatischen Druck der Wassersäule des Sees und der Kraterschote überwinden muss, um einen Ausfluss zu erzeugen (Wirth, et al., 2020). Durch diesen aktiven lakustrinen Grundwasseraustritt besteht eine Verbindung des Karstsystems im Juragebirge mit dem Seesystem des Neuenburger Sees (Wirth, et al., 2020). Es wird davon ausgegangen, dass solche subaquatischen, kraterförmigen Karstquellen im Altausseer See ebenfalls Karstwasser aus dem Untergrund fördern, welches in diesem Falle im Karstsystem des Toten Gebirges gebildet wird (Heine, 2021). Im Neuenburger See sind die Sedimenthänge um die Quellen herum definiert durch Ablagerungen, die im Zusammenhang mit den Sedimentausflüssen aus den Pockennarben entstehen, aber auch durch Sedimentation von subaquatischen Rutschungen (Reusch,

et al., 2016). Diese beiden Prozesse, die Sedimentausflüsse sowie die gravitativen, subaquatischen Hangrutschungen, werden gesteuert durch außergewöhnliche Ereignisse wie z.B. Starkniederschläge oder Erdbeben, die den unterirdischen Fluidfluss und die Stabilität der Hänge beeinflussen (Reusch, et al., 2016). Beide Prozesse finden unabhängig voneinander statt und werden separat betrachtet. Generell ist bewiesen, dass es vor, während und nach Erdbeben zu einer erhöhten Aktivität der subaquatische Karstquellen kommen kann (Hasiotis, et al., 1996). Dabei soll seismische Aktivität mit einer Intensität von mindestens VII entscheidend sein, um den unterirdischen Fluidfluss anzuregen (Reusch, et al., 2016). Die Erschütterungen können hydrogeologische Eigenschaften wie die Permeabilität so verändern, dass es zu einer Zunahme der Fließgeschwindigkeit kommt, die in der Lage ist, Sediment aus dem Krater zu transportieren (Manga, et al., 2009). Aus diesem Grund ordnen sich subaquatische Krater wie im Neuenburger See entlang von tektonischen Störungszonen an, da die erhöhte Permeabilität nicht nur den Fluidfluss fördert, sondern teilweise das Leiten des Karstgrundwasser erst ermöglicht (Häuselmann, et al., 1999; Reusch, et al., 2015). Des Weiteren wird angenommen, dass sich an Grenzen zwischen glazialen Sedimenten, dem anstehendem Gestein sowie den postglazialen Seesedimenten die Wege der Grundwasserströme bilden (Reusch, et al., 2015). Es ist wahrscheinlich, dass solche subaquatischen Prozesse wie sie beispielsweise im Neuenburger See ablaufen auch in anderen Karbonat dominierenden Gebirge auftreten, wo verkarstetes Grundwasser in lakustrine Bereiche geleitet wird. (Reusch, et al., 2015).

In der folgenden Arbeit geht es darum, an Hand der Ablagerungen, die sich um zwei subaquatischen Quellen im Altausseer See herum befinden, herauszufinden, wovon die Aktivität der Karstquellen abhängt. Meine Arbeitshypothese besteht darin, dass das abgelagerte Sediment in den Hängen ein Archiv der Quellaktivität über mehrere Tausend Jahre bereitstellt. Eine Analyse der Sedimente soll klären, ob die Aktivität von saisonal auftretenden Umwelteinflüsse, wie beispielsweise der Schneeschmelze im Frühjahr, oder von unregelmäßigen Ereignissen, wie Starkniederschläge oder gar Erdbeben, gesteuert wird. Dabei werden die Sedimente der ca. letzten 500-1000 Jahre untersucht, indem kraternahe Sedimentkerne mit einem Referenzkern, der nicht in der Nähe der Krater entnommen wurde, verglichen werden. So soll die Aktivität der subaquatischen Karstquellen rekonstruiert werden.

2. Methodik

2.1 Sediment Kurzkern Entnahme

Die sechs Sedimentkerne wurden mit einem Kurzbohrsystem entnommen. Dieses ist aus einem Schwerkraft-Bohrsystem mit zusätzlichem Hammersystem aufgebaut und wird als BOB-Kernbohrer bezeichnet. Für die Kernentnahme wird dieses System an einem Kataraft befestigt. Auf dem Kataraft befindet sich ein Metallrohrsystem mit einem Hammergewicht, an dessen Unterseite ein Kunststoffliner mit bis zu 1,5 m angeschlossen ist. Ein Kernfänger auf dem Liner sichert den Kern, wenn größeres Sediment entkernt oder kein Sediment geborgen wurde. Das gesamte Entkernungssystem wurde an einer Seilwinde angebracht, damit das Auf- und Absteigen in der Wassersäule unterstützt wird. Für das Entkernen muss der Liner durch die Wassersäule abgesenkt werden und das Seil manuell festgehalten werden, damit der Liner nicht kippt. Anschließend wurde der Liner mit dem Hammergewicht manuell in das Sediment gehämmert. In Abbildung 2 sind alle Kernstandorte dargestellt, die für Analysen im Altausseer See entnommen wurden. Die Kernstandorte waren bereits vorab anhand der präzisen bathymetrischen Karte (Morphologie des Seebodens) und der Sub-Bottom-Profiler-Aufnahmen von 2019 und 2020 festgelegt worden. Die Navigation zum und die Positionierung am Kernstandort erfolgten mit einem speziell für diese Anwendung umgebauten Motorboot der BOKU, an welchem der Kataraft seitlich festgezurrert war. Während der Kernentnahme ist es wichtig, dass die Plattform nicht abdriftet, damit der Liner möglichst senkrecht unter dem Kataraft abgesenkt und eingehämmert werden kann. Zwei zueinander im rechten Winkel am Boot angeordnete Außenbordmotoren korrigieren hierbei kontinuierlich jede Positionsänderung (Abdrift), welche von den hochgenauen RTK-GNSS- und Bewegungssensor (± 5 cm Positionsgenauigkeit) ermittelt und in der an der BOKU entwickelten Software berechnet und am Navigationsbildschirm visualisiert wurde. Die für diese Arbeit relevanten Kerne sind in der Abbildung 2 rot markiert. Sowohl in der Nähe des gefüllten als auch in der des tiefen Kraters wurden Kernproben entnommen. Dabei wurde darauf geachtet, dass Material direkt aus den Hängen, die sich um die Krater herum gebildet haben, entkernt wird (ALT20_10-12 und ALT20_08). Den Kern ALT20_11 entnahm man distal und ALT20_12 proximal zum tiefen Krater (Abb.1). Außerdem wurde für den sedimentgefüllten Krater ein Kern direkt aus dem Inneren entnommen (ALT20_09). Der Kern ALT20_17 aus dem östlichen Seebeckens, wo wir den Einfluss der Quellaktivität in der Sedimentabfolge nicht erwarten, dient als Referenzkern (Abb.2).

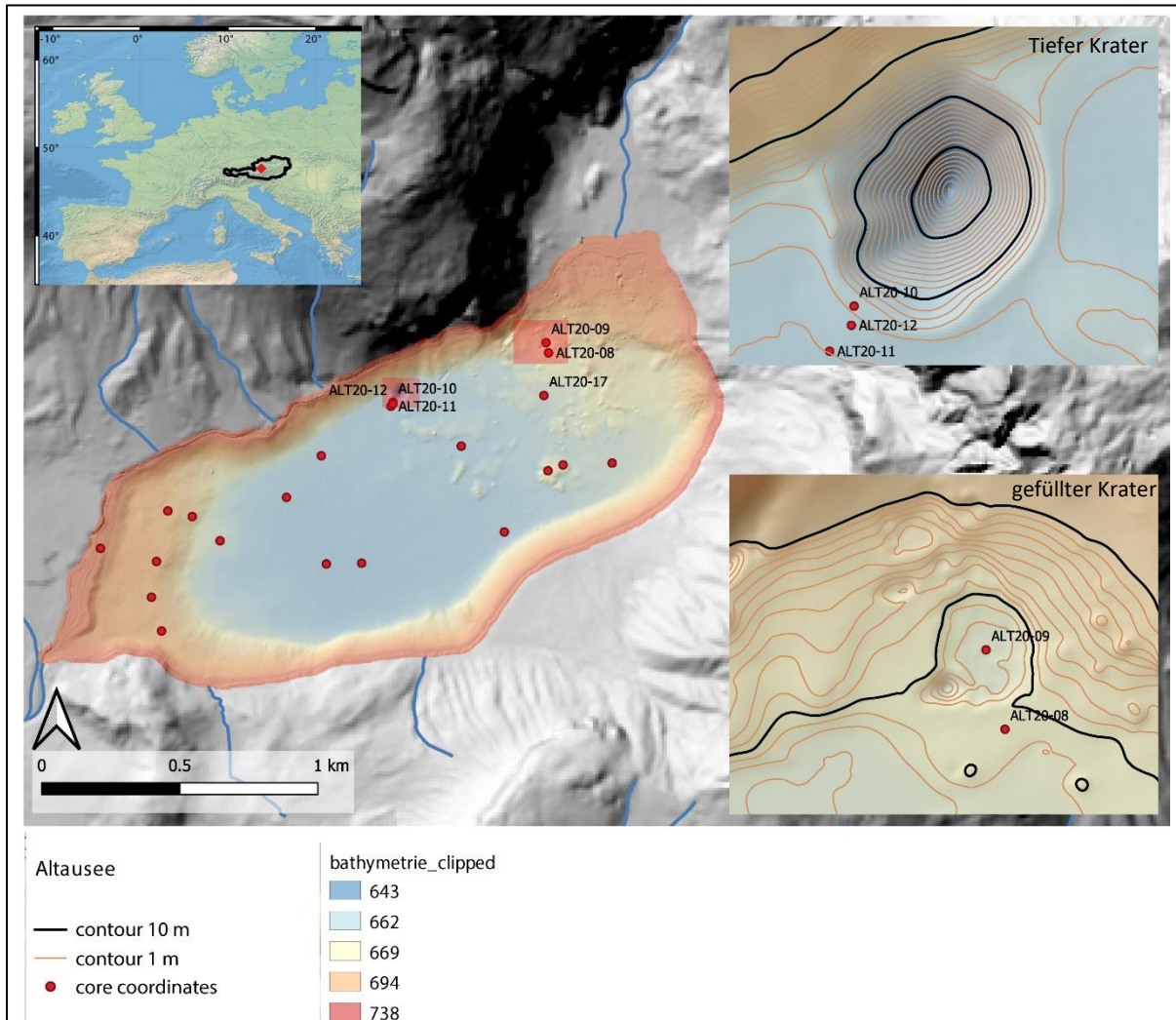


Abbildung 2: Kernstandorte aller Kampagnen am Altauseer See. Die für diese Arbeit relevanten Kerne beschränken sich auf ALT20_08-ALT20_12 und ALT20_17. Die Kerne decken den inneren Bereich und die Hänge des sedimentgefüllten nordöstlichen gefüllten Kraters und die Hänge des nicht gefüllten westlichen Kraters ab. Airborne-Laser-Scanning Datensätzen (2011 LRstm); Bathymetriedaten basierend auf Fächerecholotmessungen (Heine, 2021)

2.2 MSCL-S (Multi Sensor Core Logger)

Der Multi Sensor Core Logger misst neben der Magnetische Suszeptibilität (MS) und Dichte zusätzlich die Farbabweichung und die Geschwindigkeiten von P-Wellen, deren Daten im Zusammenhang mit dieser Arbeit nicht verwendet wurden. Für die MS Messungen erzeugt die Oszillatorschaltung im Sensor eine niedrige Intensität von ungefähr 80 Ampere pro Meter (GEOTEK, kein Datum). Die magnetisierbaren Teilchen ändern die Frequenz des Oszillators. Durch die Änderung der Frequenz kann auf die Stärke der Magnetischen Suszeptibilität geschlossen werden (GEOTEK, kein Datum). Die Dichte des Sediments wird mittels Gammastrahlen gemessen. Ein schmaler Strahl kollimierter Gammastrahlen wird von einer ¹³⁷Cäsium-Quelle emittiert. Die emittierten Photonen werden durch den Kern geleitet und auf einer Seite detektiert (GEOTEK, kein Datum). Die Compton-Streuung, bei der Photonen von den Elektronen im Kern mit Energieverlust gestreut werden, ist dabei hauptverantwortlich für eine Abschwächung der Gammastrahlung (GEOTEK, kein Datum). An Hand des Verhältnisses der detektierten Photonen, die den Kern durchlaufen, zu den ursprünglich emittierten Photonen kann auf die Dichte des Materials geschlossen werden. Je kleiner dieses Verhältnis, also je weniger Gammastrahlung das Material durchdringt, desto höher ist die Dichte des Materials.

2.3 X-CT-Scanning

X-ray-CT-Scans ermöglichen die Unterscheidung von Sedimentbändern durch Röntgenschwächung, die abhängig von der Materialzusammensetzung und Dichte ist (Van Daele, et al., 2014). So können geringe Differenzen in der Zusammensetzung weicher Sedimente dargestellt werden. Zum CT-Scannen von zwei der sechs Kerne, ALT20_08 und ALT20_11 (im geschlossenem Zustand), wurde der medizinische Röntgen-CT-Scanner (Siemens, Somatom Definition Flash) an der Universitätsklinik Innsbruck verwendet. Zur weiteren Analyse und Visualisierung der CT-Daten wurde die Software ImageJ verwendet.

2.4 Makroskopische Beschreibung

Alle sechs Kerne wurden geöffnet und in eine Archiv- bzw. eine Arbeitshälfte aufgeteilt. Die Hälften mit der geringsten Verformung dienten als Archivhälften. Die Lithologien wurden makroskopisch im Längsschnitt betrachtet und beschrieben. Die dabei angewendete Klassifikation nach Schnurrenberger et al. differenziert zunächst zwischen klastischen, biogenen und chemischen Sediment. Anschließend klassifiziert man die Sedimente an Hand von Farbe und Textur der Lagen, Dicke der Schichtmächtigkeit und anderen Eigenschaften, wie den sedimentären Strukturen, den Eigenschaften der Schichtgrenzen und der Störungen durch die Bohrkern-Entnahme (Schnurrenberger, et al., 2003). Das Farbsystem von Munsell (Munsell soil color chart) unterstützt dabei eine einheitliche farbliche Beschreibung der verschiedenen Lithologien.

2.5 Smartcube Camera Image Scanning

Sowohl Archiv- als auch die Arbeitshälfte wurden mit dem Smartcube Camera Image Scanner, einem hochauflösenden optischen Kamerasystem bis zu 1000 dpi, unmittelbar nach dem Öffnen gescannt, damit sich die Farbe durch mögliche Oxidation mit dem Sauerstoff aus der Luft nicht ändert. Der verwendete Aufbau unterstützt eine Auflösung von 500 dpi. Die Bilder der Kerne wurden mit der Software GIMP bearbeitet. Dabei wurden Sättigung, Kontrast und Helligkeit so angepasst, dass eine genauere Betrachtung der einzelnen Schichten möglich ist und deren Interpretation erleichtert.

2.6 Mikroskopische Beschreibung (smear slides)

Smear slides eignen sich für eine schnelle mikroskopische Analyse der einzelnen Lithologien. Es wird eine geringe Sedimentmenge entnommen und mit wenigen Wassertropfen auf einen Objektträger platziert. Nach dem Trocknen wird das Sediment mit Klebstoff und einem Deckplättchen auf dem Objektträger fixiert. Anschließend können die smear slides mit einem Durchlichtungsmikroskop auf Sortierung, Korngröße, auf die Mineralien und organische Bestandteile untersucht werden. Die smear slides dienen zu Charakterisierung von auffälligen Lagen bzw. zur Identifikation des Hintergrundsediments.

2.7 ITRAX XRF Core Scanner

Es wurde der COX Analytics ITRAX XRF-Core Scanner verwendet, ein RFA-Core Scanner, der die elementare Zusammensetzung durch energiedispersive Röntgenspektroskopie zeigt. Eine Probe wird mit einer Primärstrahlung aus einer Röntgenröhre angeregt und emittieren sekundäre Fluoreszenzstrahlung. Diese sekundären Emissionen zeigen charakteristische Peaks, welche mit den Haupt- und Spurenelementen der Proben in Verbindung stehen. Dies wird in Form des Röntgenfluoreszenzspektrums visualisiert und erlaubt spezifische Elemente zu identifizieren, die in der Probe vorhanden sind (Gill, 2014). Der RFA-Core Scanner verwendet eine Molybdän-Röhre und der Sedimentkern wurde in einem Intervall von 200 µm gescannt. Da das Scannen bis zu zehn Stunden andauern kann und um das damit verbundene Austrocknen des geöffneten Sedimentkerns zu reduzieren, wurde der Sedimentkern mit einer dünnen Plastikfolie abgedeckt. Mit der hochauflösenden Kamera des RFA-Core Scanner wurden die Kerne fotografiert. Ein radiographisches Bild wurde ebenfalls erstellt. Relevant sind aus dem ITRAX XRF-Datensatz auch die Informationen über das Verhältnis inkohärenter zu kohärenter Streuung. Dieses kann Informationen über den organischen Anteil enthalten, da leichte Elemente (niedrige Atommasse) inkohärenter streuen (Woodward & Gadd, 2019). Besonders die Intensitätpeaks der Fluoreszenzstrahlung von Calcium wurden verwendet, um die Korrelation der Sedimentkerne zu unterstützen und um die verschiedenen Lithologien voneinander zu unterscheiden. Die Intensität der Fluoreszenzstrahlung eines Elementes erlangt man durch Integration des Signals nach Abzug des Untergrundes. Der ITRAX Scan wurde mit den Kernen ALT20_08 und ALT20_11 durchgeführt.

2.8 Malvern Mastersizer 3000

Der Mastersizer 3000 ist ein Laserbeugungs-Partikelgrößenmessgerät, dessen Detektionsbereich zwischen 0,01-3500 μm liegt (Mastersizer 3000 User Manual, 2015). Grundsätzlich ist das Gerät aus drei Hauptkomponenten aufgebaut:

- Optische Einheit (Optical unit)
- Proben-Dispersions-Einheit (Sample dispersion unit)
- Software

Die optische Einheit ist der Messbereich, durch den die Probe in Dispersion geleitet wird. Die Partikel werden mittels rotem Laserlicht und blauem Licht bestrahlt. Die Detektoren generieren Daten über das von den Partikeln in der Probe verursachte Lichtstreuungsmuster (Intensität des gestreuten Lichts), welches von einer Software interpretiert werden und somit genaue Informationen über die Partikelgröße liefern. Der rote Laserstrahl detektiert die Streudaten bis Detektornummer 51, während der blaue Laserstrahl von 51 bis 63 detektiert (Mastersizer 3000 User Manual, 2015). Grundsätzlich gilt für das Streumuster: Je größer der Streuwinkel des Lichts, desto kleiner ist die Partikelgröße. Infolgedessen lässt sich sagen, dass die Streuung an kleinen Partikeln auf den höheren Detektornummern erkannt wird und die an größeren Partikeln wird mit den Detektoren niedrigerer Nummer gemessen. Das verwendete blaue Licht bietet eine Verbesserung der Messauflösung unterhalb einer Größe von 1 μm (Mastersizer 3000 User Manual, 2015). Es gibt zwei Arten von Proben-Dispersions-Einheiten: Nass- und Trockengeräte. Für die Korngrößenmessungen der Proben aus den sechs Sedimentkernen wurde ausschließlich das Nassgerät Hydro MV verwendet, das eine Suspension von Partikeln in Wasser oder anderen flüssigen Medien erzeugt. Außerdem ermöglicht der Hydro MV die Reinigung und Befüllung der Geräte als Teil einer SOP (Standard Operation Procedure) (Mastersizer 3000 User Manual, 2015). Es sorgt dafür, dass die richtige Menge einer Probe in einer stabilen Dispersion in den Messbereich geleitet wird. Die Mastersizer-Anwendungssoftware steuert die Hardware der optischen und der Dispersions-Einheit und verarbeitet außerdem die vom System gesammelten Rohdaten und bietet ausgiebige Datenanalyse- und Berichtsfunktionen. Sie hilft beim Einrichten eines Standardarbeitsablaufs (SOP), berechnet die Partikelgrößenverteilung und gibt Rückmeldung vor, während und nach der Messung. Die Berechnung des Streumusters wird hier durch die Anwendung der Mie-Theorie erlangt. Die optischen Eigenschaften des Materials, der Brechungs- und Absorptionsindex der Probe sowie der Brechungsindex der Dispersionsflüssigkeit müssen gegeben sein. Die Mie-Theorie kann für alle Partikelgrößen und alle Wellenlängen des Lichts verwendet werden und kann abhängig von der Partikelgröße die Streuintensität vorhersagen (Mastersizer 3000 User Manual, 2015).

Für diese Arbeit wurde die Korngrößenanalyse verwendet, um die Sedimentlithologien zu unterscheiden. Daher wurde eine SOP für den Altausseer See erstellt. Für die SOP wurde ein Bereich des Sediments mehrmals in verschiedenen Versuchsaufbauten gemessen. Dabei wurden die Messlänge und Verzögerungszeit zwischen den Messungen sowie die verschiedenen Intensitäten und Längen des Ultraschalls getestet und festgelegt. Die Ultraschallzeit einer Messrunde beträgt 30 Sekunden. Der berechnete Absorption- bzw. Brechungs-Index beträgt 0,002 bzw. 1,780. Dabei verwendet die Software das gemessene optische Modell der ersten Messungen und versucht, die beste Anpassung mit verschiedenen Werten für die optischen Eigenschaften zu finden. Der Mastersizer 3000 kann bei Korngrößen bis zu 2000 μm angewendet werden, ohne beschädigt zu werden. Somit wurde die Korngrößenverteilung der Proben, die größer waren als dieser Obergrenze, durch Sieben bestimmt.

Chemische Aufbereitung des Sediments für die Korngrößenanalyse

Seesedimente, auch die des Altausseer Sees, sind meist reich an organischem Material. Durch die Transparenz bzw. durch die geringe Dichte des organischen Materials kann die Korngrößenverteilung des Sediments stark verfälscht werden und zu Problemen in der späteren Interpretation in Bezug auf die abgelagerte Fließgeschwindigkeit führen. Um den Anteil an Organik möglichst gering zu halten, wird daher eine Wasserstoffperoxid- (H_2O_2 -) Vorbehandlung empfohlen (Triplett & Heck, 2013). Für diese chemische Aufbereitung wurden etwa 4 mg des Sediments schrittweise mit 33% H_2O_2 bis zu 50 ml behandelt. Dabei wurden die ersten 5 ml in 1 ml Schritten hinzugefügt, um eine zu starke Reaktion zu vermeiden. Anschließend wurden die in Bechergläsern befindenden 36 Proben aus den sechs Sedimentkernen in ein 80 °C heißes Wasserbad gegeben, welches die Reaktionsgeschwindigkeit erhöht. Die Menge des zugegebenen H_2O_2 wird dann erhöht, wenn die Stärke der Reaktion der vorherigen Dosis abgenommen hat. Somit wurde zunächst über drei Stunden 1 ml, dann 2,5 ml und schließlich über weitere drei Stunden 5 ml zugefügt bis die Proben im Wasserbad mit insgesamt 45 ml H_2O_2 behandelt worden sind. Wenn eine Probe zu stark reagiert hat, wurde ionisiertes Wasser beigemischt, um die Reaktion abzuschwächen. Anschließend wurden die Bechergläser mit destilliertem Wasser aufgefüllt, zentrifugiert und das klare Wasser über dem nach unten gepresste Sediment abgesaugt. Dies wurde dreimal wiederholt, wobei die Wassermenge mit jeder Wiederholung abnahm. Dadurch wird das gesamte Sediment auf dem Becherboden gesammelt und es wird sichergestellt, dass keine H_2O_2 -Reste in der Probe vorhanden sind. Die Korngrößenverteilung wurde mit dem Mastersizer 3000 sowohl für die chemisch aufbereiteten als auch für die aus demselben Horizonten entnommen unbehandelten Proben bestimmt. Für die Interpretation wurden ausschließlich die Ergebnisse der aufbereiteten Proben gewählt.

2.9 Dating Methode

Zur Erstellung eines Altersmodell und einer Frequenzkurve der Ereignisablagerungen für die Kerne ALT20_08 und ALT20_11 wurden die Event- und Hintergrundlagen mit der Software ImageJ identifiziert, um mit den erzeugten Positionsdaten die Event free depth und die Sedimentationsrate zu bestimmen. Mit deren Hilfe und unter der Verwendung der Datenbearbeitungs- und Analysefunktionen der Software Excel konnten die genannten Darstellungen erstellt werden. Eine Radioncarbon-Datierung des Material direkt oberhalb der Typ C Ablagerung hat ein kalibriertes Alter von 1267-957 cal yr BP ergeben. Dementsprechend wird das Alter 850 CE für diesen Horizont angenommen.

3. Ergebnisse

Zunächst wurden für die Kerne ALT20_08 und ALT20_11, die jeweils an den umliegenden Hängen (slopes) entnommen wurden, die zusätzlich generierten Daten aus den ITRAX-RFA- und Xray-CT-Scans (Abb. 3 und Abb.4) genutzt, um die auftretenden Lithologien in fünf Sedimentationstypen einzuteilen. Da die absoluten Korngrößenwerte zwar nicht übereinstimmen, allerdings relativ zueinander sehr wohl in Korrelation gesetzt werden können, dient die Korngröße als Parameter zur Unterteilung der Ablagerungstypen (Tabelle 1). Dichte und Calcium-Peaks werden dabei ebenfalls berücksichtigt sowie die Farbe auf den Smartcube-, CT- und ITRAX-Fotos (Abb.3 und Abb.4). Die Korngröße des Event C von ALT20_08 wurde nicht mit dem Mastersizer 3000 bestimmt, jedoch zeigt diese Lithologie eine dunkelgraue Farbe (4/1 2,5Y nach Munsell soil color chart) und wird makroskopisch als grobsiltiger Feinsand angesprochen.

Abbildungen 3 und 4 geben einen Überblick über die verschiedenen auftretenden Lithologien in den Kernen ALT20_08 bzw. ALT20_11 und zeigen deren Häufigkeit und Tiefe. Die Ablagerungstypen A-E unterscheiden sich in Korngröße, Farbe, Dichte und Calciumgehalt (Abb.2 und Abb.3). Horizonte, aus denen Korngrößenmessungen vorliegen, sind mit roten Punkten gekennzeichnet. Die Tiefe wird dabei inklusive der Steckmasse angegeben, die in den Abbildungen 3 und 4 mit einem grauen Kreuz dargestellt ist. Die gemessenen Horizonte ohne farbigen Balken sind zu dünn für eine solche Darstellung bzw. für eine Korrelation der Eventablagerungen irrelevant, da die Proben aus dem Hintergrundsediment entnommen wurden. Ereignisse, die mit einem horizontalen farbigen Balken dargestellt sind, aber keine Korngrößenmessung enthalten wurden an Hand der anderen genannten Kriterien definiert. Da der Eventablagerungstyp A sehr häufig und regelmäßig auftritt, wurden für diesen nur einige repräsentativen Lagen markiert. Die drei Kernbilder, bestehend aus dem Smartcube-Bild, das die reale Farbe des Sediments wiedergibt, dem Dichteinformationen enthaltende CT-Scan und dem ITRAX-Bild, das in sehr feiner Auflösung viele Eventlagen erkennen lässt, wurden zur Einteilung der Eventablagerungen herangezogen.

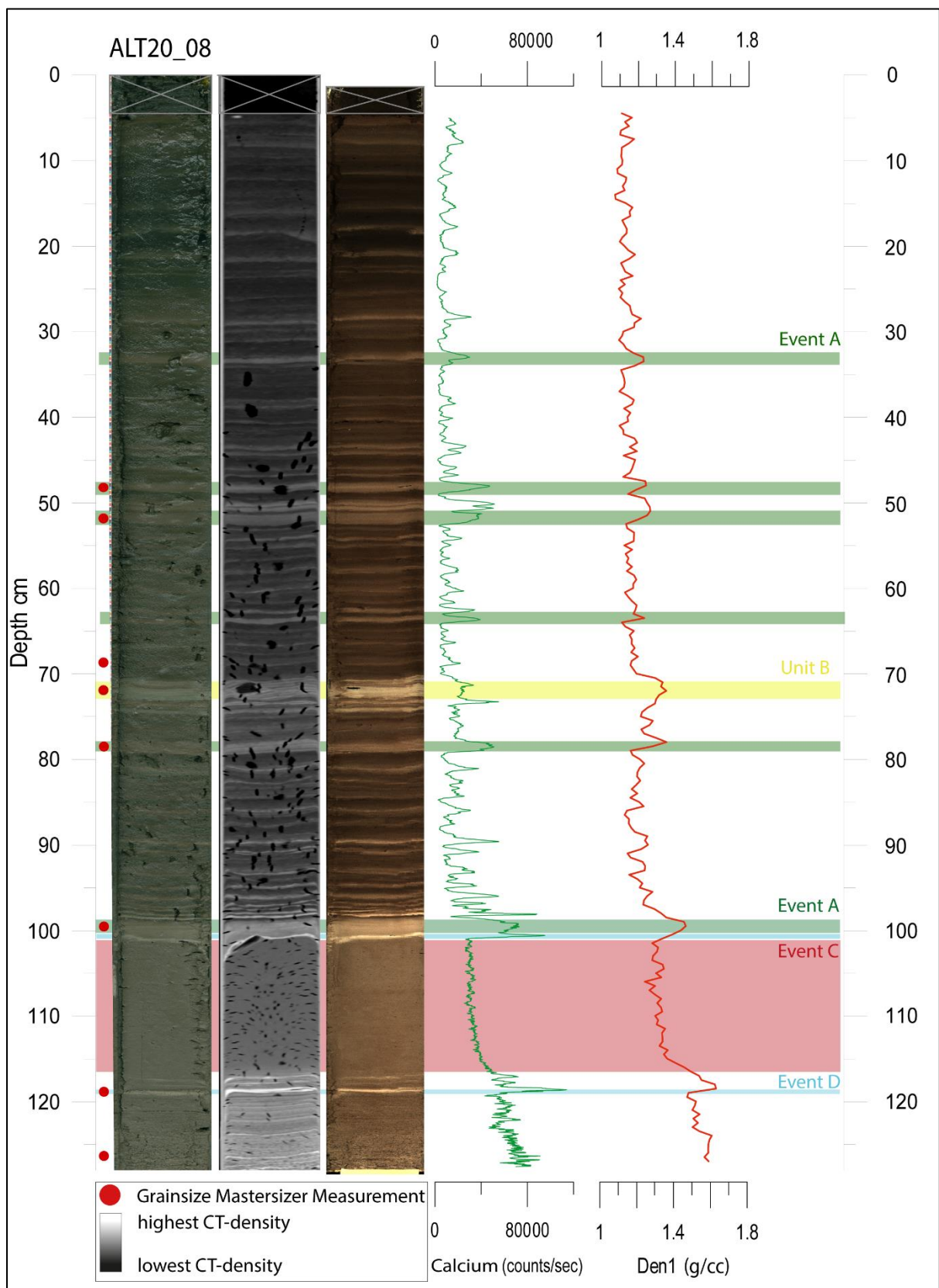


Abbildung 3: Überblick über die Eventlagen im Kern ALT20_08 (sediment outflow filled crater). Die einzelnen Eventtypen sind mit farbigen horizontalen Balken dargestellt und von A-D eingeteilt. Farbe, Dichte und Calciumgehalt dienen der Differenzierung der Eventlagen. Smartcube (l.), CT-Scan (m.) und ITRAX-Foto(r.) stellen den Kern dar. Die Steckmasse ist mit einem grauen Kreuz markiert und ist in der Gesamttiefe des Kerns mit inbegriffen.

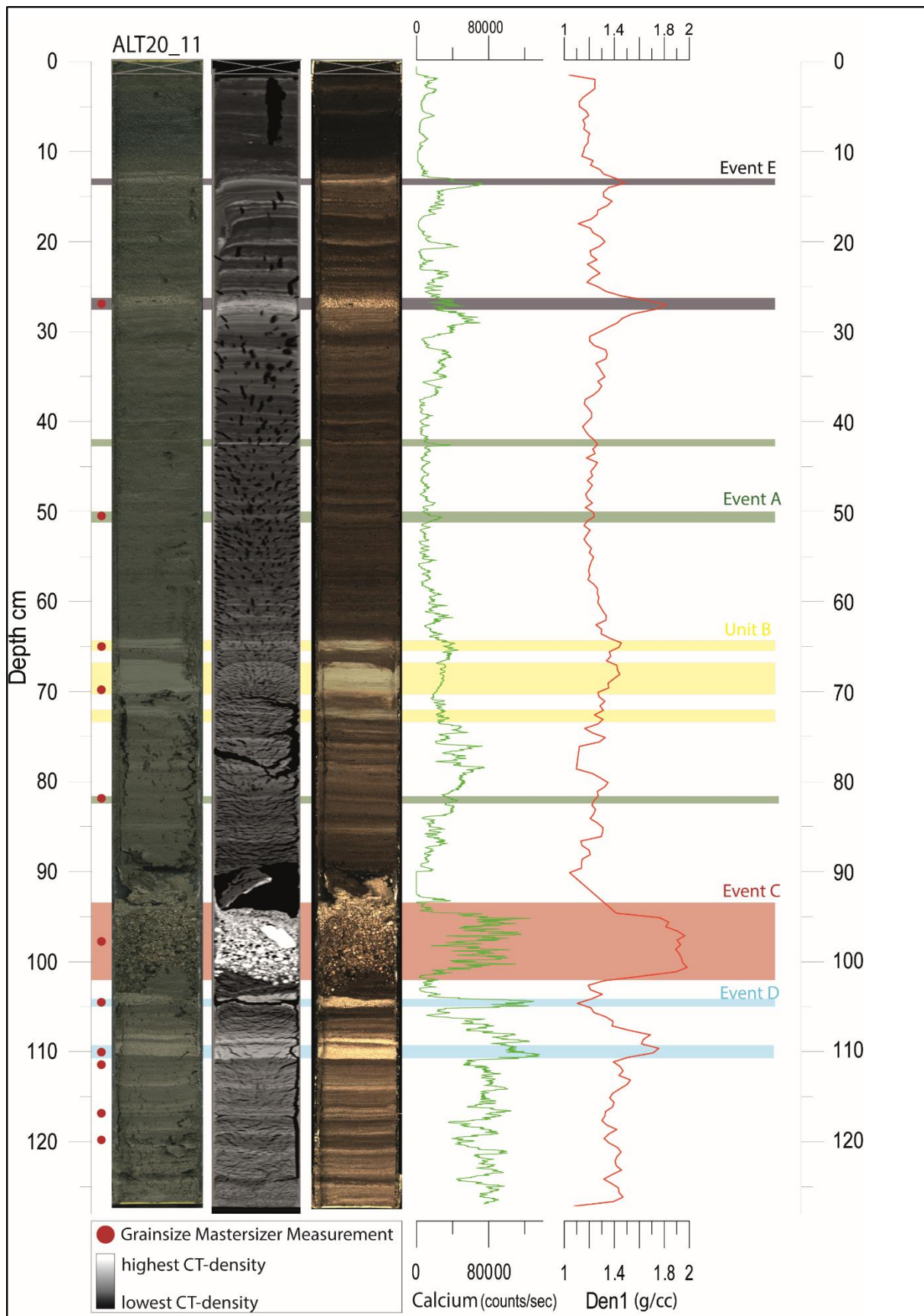


Abbildung 4: Überblick über die Eventlagen im Kern ALT20_11 (distal outflow deep crater). Die einzelnen Eventtypen sind mit farbigen horizontalen Balken dargestellt und von A-E eingeteilt. Farbe, Dichte und Calciumgehalt dienen der Differenzierung der Eventlagen. Smartcube (l.), CT-Scan (m.) und ITRAX-Foto(r.) stellen den Kern dar. Die Steckmasse ist mit einem grauen Kreuz markiert und ist in der Gesamttiefe des Kerns mit inbegriffen.

Die Hauptkernkorrelation (Abb.5) zeigt die drei Kerne ALT20_11, ALT20_12 und ALT20_10 in der Reihenfolge von distal(links) nach proximal (rechts) zum tiefen Krater entnommen, den Kern des flachen Kraters ALT20_08 und den Referenzkern ALT20_17. Der Kern ALT20_09 wurde bei dieser Korrelation nicht berücksichtigt und in realer Farbdarstellung an diese Arbeit angehängt. Die Sedimenttypen, die in ALT20_08 und ALT20_11 bereits klassifiziert wurden, sind auch in den anderen Kernen ALT20_10 und ALT20_12, in der Nähe der Kratern, wiederzufinden aber auch der Referenzkern ALT20_17 zeigt einiger dieser Lithologien (Abb.5). Typ A mit seinen feinen hellen Lagen, die teilweise schon als Lamination bezeichnet werden können, kommt ausschließlich in den kraternahen Kernen vor und ist sichtlich im Referenzkern nicht auffindbar (Abb.5). Es wurden bei weitem nicht alle Typ A Ablagerungen in der Abbildung 5 markiert, da viele dieser Lagen sehr dünn sind und mit zunehmender Tiefe stets wiederkehren. Die Lithologie D ist ebenfalls nur in den Kernen der Kraterhänge zu beobachten und tritt stratigraphisch unmittelbar unter dem Ablagerungstypen C auf bzw. im Falle des Kerns ALT20_08 auch unmittelbar darüber. Der Sedimenttyp E kommt dagegen ausschließlich in den Hängen des tiefen Kraters vor. Typ C ist in den kraternahen Kernen sowie im Referenzkern anzutreffen und kann bis zu 10 cm mächtig sein. Nur in dem kürzeren Kern ALT20_10 tritt dieser Sedimenttyp nicht auf. Die Einheit B ist wie der Ablagerungstyp C auf die Kerne verteilt und liegt stratigraphisch stets über dem von Typ C abgelagertem Material. (Abb.5)

Die in Abbildung 5 dargestellten Dichteinformationen unterstützen die Korrelationen der Lithologien.

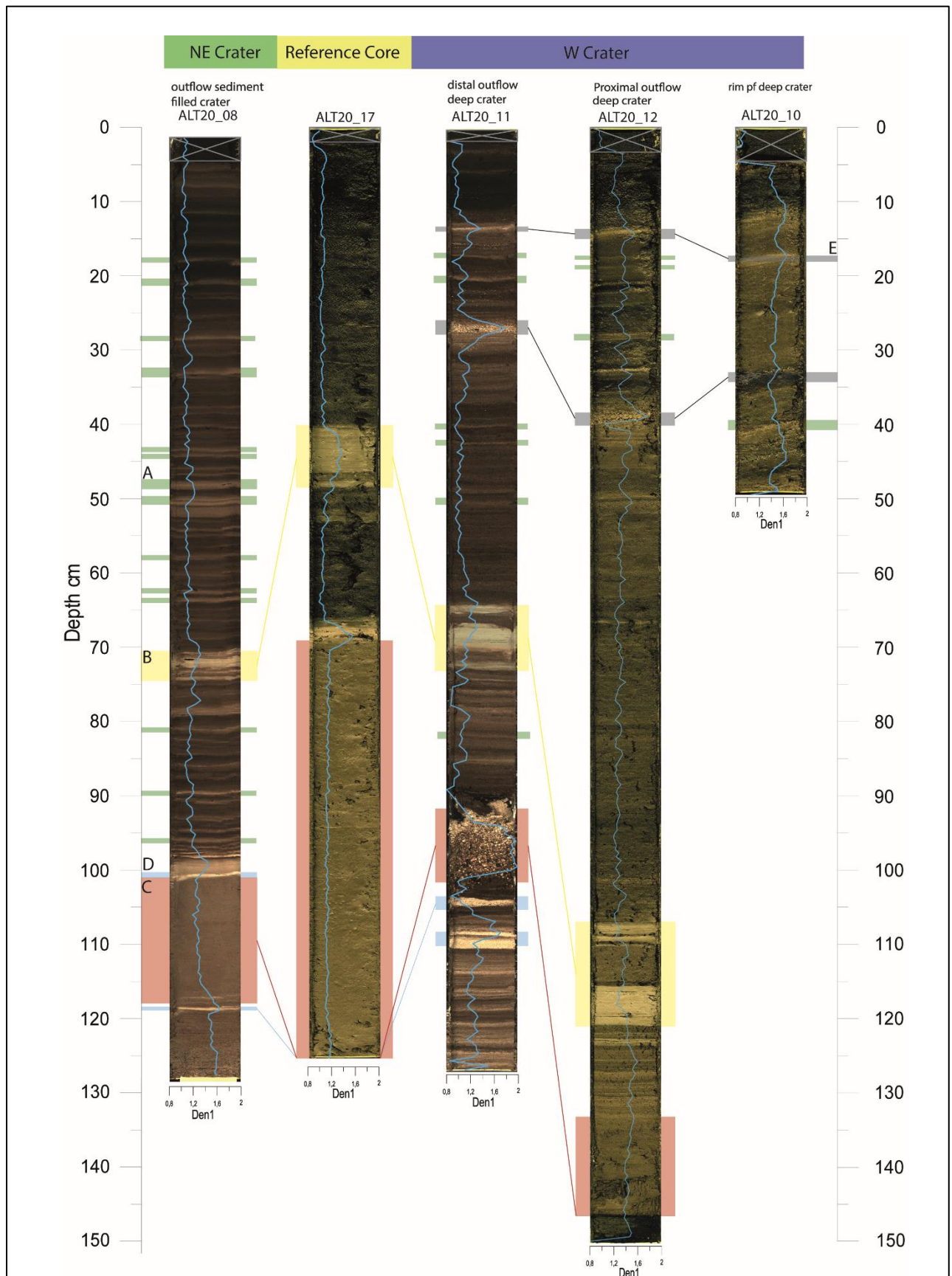


Abbildung 5: Korrelation der Kerne ALT20_08-12 und ALT20_17. Die Kernbilder bestehen aus Smartcubes (ALT20_10,12 und 17) und aus den ITRAX-Scans (ALT20_08,11). Es werden die auftretenden Sedimenttypen A-E, deren Häufigkeit und stratigrafische Lage sowie deren Dichte und Vorkommen in den verschiedenen Bereichen des Sees (Hang des W Kraters, Hang des NE Kraters und Referenzkern) dargestellt. Die Dichte ist in angegeben in g/cc.

3.1 Makroskopische Beschreibung der Lithologien

Die Makroskopische Beschreibung der Kerne stützt die Einteilung der Eventlagen in fünf Gruppen. Event A äußert sich zum Teil durch sehr dünne helle Laminationen, die eine dunkelgrau-braune Farbe zeigen (4/2 2,5Y nach Munsell solid color chart) und häufig wiederkehren. Diese liegen meist zwischen mächtigeren dunklen Organik-reichen Schichten und sind relativ feinkörnig. Die Einheit B dagegen ist feinkörniger als Typ A, hellgrau (5/1 bis 6/1 2,5Y) und weist bei genauerem Hinsehen eine sehr feine dunkle Lamination auf. Die Pakete können wenige Zentimeter mächtig sein. Typ C ist eine der grobkörnigeren Lagen im Kern und variiert von Kern zu Kern. Im distal zum tiefen Krater entnommen Kern ALT20_11 ist diese Eventlage durch eine feinkiesige Sandlage charakterisiert, die nach Munsell solid color chart als dunkelgrau (4/1 2,5Y) bezeichnet wird. In den anderen Kernen äußert sich der Sedimenttyp C durch einen leichten Braunstich (4/2 2,5Y) und die Korngröße ist etwas geringer. Die Ablagerungen können bis zu ca. 10 cm mächtig sein. Event D tritt unterhalb von Event C auf, im Fall des Kerns ALT20_08 auch direkt oberhalb und ist eine hellgraue (6/1 2,5Y) relativ feine bis zu ca. 1 cm mächtige Lage. Event E kommt ausschließlich in den Sedimenten der Hänge (slopes) des ungefüllten westlich liegenden Kraters vor und dessen Ablagerungen sind maximal 0,5 cm dick. Sie sind sandig und haben eine helle Farbe (5/1 2,5Y). Das Hintergrundsediment ist in sehr dunkel, reich an Organik und besteht zu Großteil aus Feinsilt.

In Tabelle 1 ist eine Gegenüberstellung der Korngröße und Anordnung der Eventlagen zu sehen.

Tabelle 1: Eventklassifikation der Kerne ALT20_08 und ALT20_11. Die Partikelgröße kann relativ gesehen als Parameter zur Einteilung der Sedimenttypen A-E für beide Kerne genutzt werden.

¹makroskopische Bestimmung der Korngröße

²Korngrößenverteilung durch Sieben

Sedimenttyp	ALT20_08	ALT20_11
Event A	Helle Mittel-Grobsiltlage regelmäßiges Auftreten	Helle, feinsandige Grobsiltlage regelmäßiges Auftreten
Einheit B	Helles, feinsiltiges Paket mit einigen dunklen Laminationen	Helles, feinsiltiges Paket mit einigen dunklen Laminationen
Event C	Grobsiltige Feinsand Lage ¹ über Event D ca. 17 cm mächtig	Feinkiesige Grobsand Lage ² über Event D ca. 17 cm mächtig
Event D	Feinsandige Grobsilt Lage unter bzw. über Event C	Feinsandlage unter Event C
Event E	-	Helle Mittelsandlage
Background	Feinsiltige Lamination Organik-reich	Feinsiltige Lamination Organik-reich

3.2 Mikroskopische Beschreibung

Die mikroskopische Betrachtung der Abstriche (Smear slides), die für markante Lagen und das Hintergrundsediment durchgeführt wurden, stützt die makroskopischen Beobachtungen der Korngröße der Lithologietypen A-E. Besonders wurde hierbei allerdings die Veränderung durch die chemische Aufbereitung mit H_2O_2 beobachtet. Generell konnte ein Rückgang des organischen Anteil im klastischen Sediment festgestellt werden. Die organischen Bereiche verschwinden bzw. werden kleiner. Die Veränderung wird besonders deutlich im Hintergrundsediment (Abb.6).

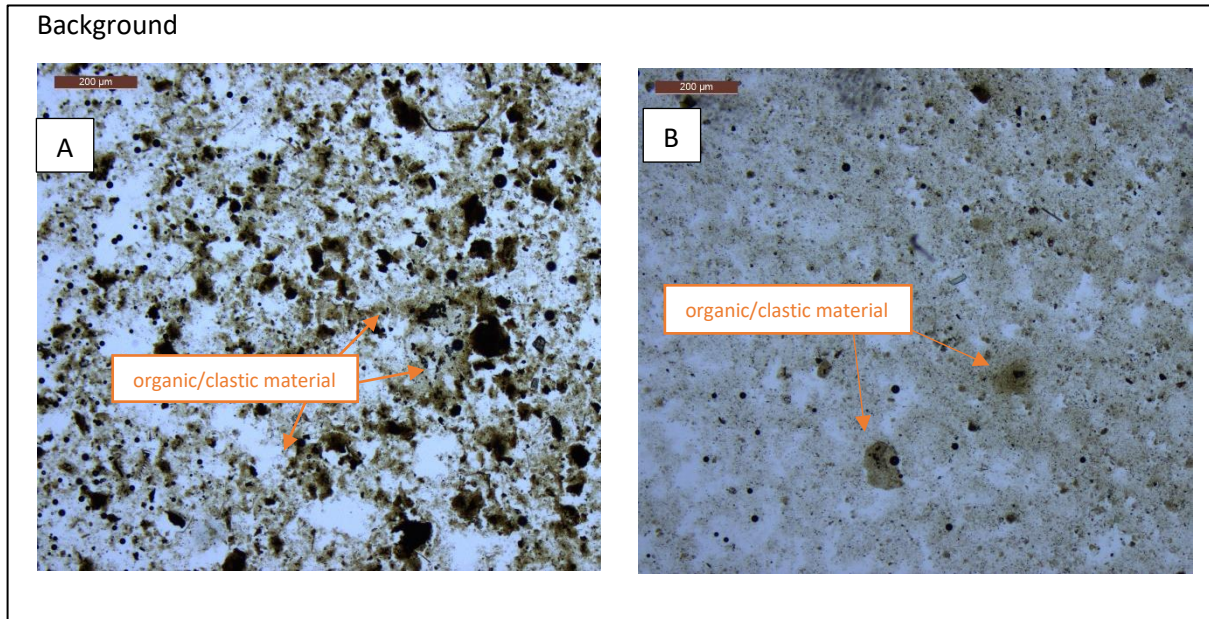
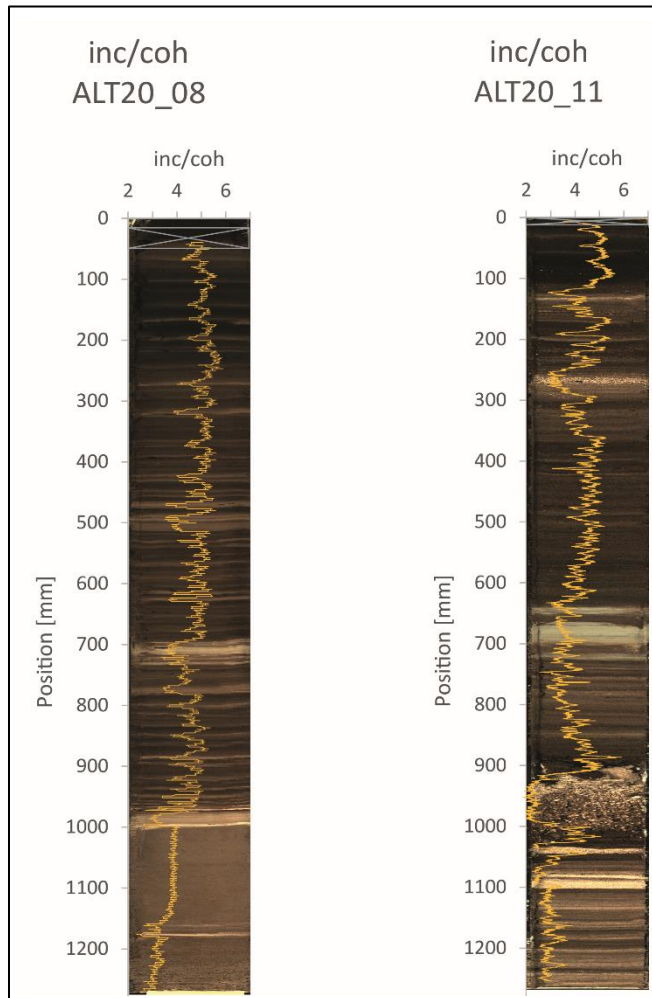


Abbildung 6: zwei smear slides des Hintergrundsediments aus dem Kern ALT20_17 aus dem Horizont 37 cm. A zeigt das Sediment in roher unbehandelten Form, B dagegen nach der H_2O_2 -Aufbereitung

3.3 ITRAX XRF Pattern



Das Verhältnis der Inkohärent- (Compton-) Strahlung, die stärker bei leichten Elementen ist, zu der Kohärent- (Rayleigh-) Strahlung, die stärker bei schweren Elementen ist, dient dazu Eventlagen von Hintergrundablagerung zu unterscheiden (Woodward & Gadd, 2019). Die inc/coh-Werte zeigen ein Muster, wobei niedrige Werte als Ereignisablagerungen und höhere Werte als Hintergrundsediment bezeichnet werden können. In Abbildung 7 ist deutlich zu sehen, dass die helleren Lagen sowohl in ALT20_08 als auch in ALT20_11 im inc/coh-Muster low peaks aufweisen, der dunkle Hintergrund zeigt dagegen deutlich höhere inc/coh-Werte. Die Werte der größeren Ereignisablagerungen C, D und sind kleiner als die von Typ A und B (Abb.7).

Abbildung 7: inc/coh-Werte für die Kerne ALT20_08 und ALT20_11 abgeleitet aus dem XRF-Pattern. Diese wurden im Verhältnis zur Kerntiefe geplottet. Tiefpunkte können Eventlagen repräsentieren, Hochpunkte dagegen Hintergrundsedimentation

3.4 Korngrößenanalyse

Der Fokus der Korngrößenanalyse lag auf den hellen Lagen, die möglicher Weise eine Eventablagerung verkörpern.

3.4.1 Treated vs untreated Sediment

Es wurden insgesamt 36 Proben aus den sechs Kernen entnommen, chemisch mit H_2O_2 aufbereitet und mit dem Mastersizer 3000 gemessen. Die Korngrößendaten der behandelten Samples wurden mit den Daten der unbehandelten Proben aus den gleichen Horizonten verglichen. In Abbildung 8 sind 34 der 36 Proben dargestellt, da zwei Proben beim Aufbereiten kontaminiert wurden. Der farbige Hintergrund zeigt welcher Lithologie die Proben zugeteilt sind. Neun Horizonte konnten nicht eindeutig einem Eventtypen zugeordnet werden, davon zwei aus dem sandigen Kern ALT20_09. Die Balken zeigen das Maß der Veränderung d50- bzw. der d90-Werte in Prozent an. Je höher der Wert, den der Balken erreicht, desto stärker hat sich die Korngröße der Probe verändert. Bei einem positiven Prozentwert wird das Sediment feiner, bei einem negativen gröber. In Summe lässt sich sagen, dass die Korngröße mit der chemischen Aufbereitung feiner wird, mit einigen wenigen Ausnahmen wie beispielweise eine Probe der Eventlage D. Außerdem zeigen das Hintergrundsediment und der Ablagerungstyp B im Schnitt die größte Veränderung zur feineren Korngröße. Das Sediment in Kern ALT20_09 erfährt dagegen kaum eine Änderung der Partikelgröße.

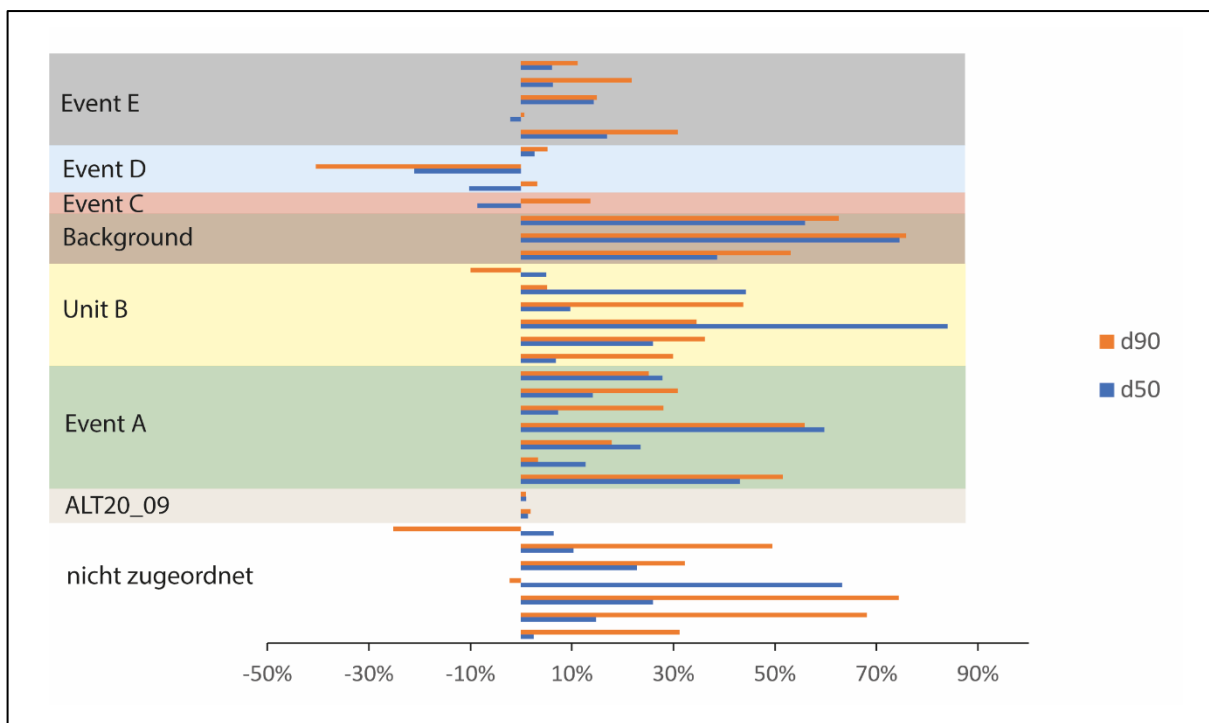


Abbildung 8: H_2O_2 behandelte Sedimentveränderung, verglichen mit unbehandeltem Sediment angegeben in Prozent. Die Orangen Balken zeigen Veränderung der d50 Werte für jede Probe und blau die dazugehörige Veränderung der d90 Werte.

3.4.2 Unterscheidung der Lithologietypen anhand der Korngröße

Die oben angeführte Einteilung in die Ablagerungstypen basiert v.a. auch auf die Korngrößen Messungen mit dem Mastersizer 3000. Es wurden 36 Proben chemisch aufbereitet, von denen 34 für die Analyse verwendet wurden. Eine Probe aus der Eventablagerung C aus dem Kern ALT20_11 wurde per Hand gesiebt. In Abbildung 9A sind die d50- und d90-Werte der Proben dargestellt, die eindeutig einem Eventablagerungstypen zugeordnet werden konnten. Somit sind Korngrößendaten aus acht Event A-, sechs Typ B-, drei Event D-, zwei Background-, fünf Event E- und einer Event C-Probe (plus eine Typ C handgesiebte Probe) vorhanden. Die d50/d90-Abbildung (Abb.9(A)) veranschaulicht zwei Hauptgruppen, eine feinere Fraktion (Hintergrund-, Typ A- und Typ B-Ablagerungen) und eine gröbere Fraktion (Typ D-, Typ E und Type C- Ereignisablagerungen). Außerdem zeigt in der feineren Fraktion Typ B einen deutlich steileren Gesamttrend als Typ A. Die Sortierung und die Schiefe der Proben sind in Abbildung 9B ablesbar. In der Abbildung 10 sind die Korngrößenwerte d50 und d90 für jeden Kern einzeln geplottet. Die farbigen Kreise zeigen dabei die chemisch aufbereiteten Proben, während die Dreiecke die rohen, unbehandelten Proben darstellen.

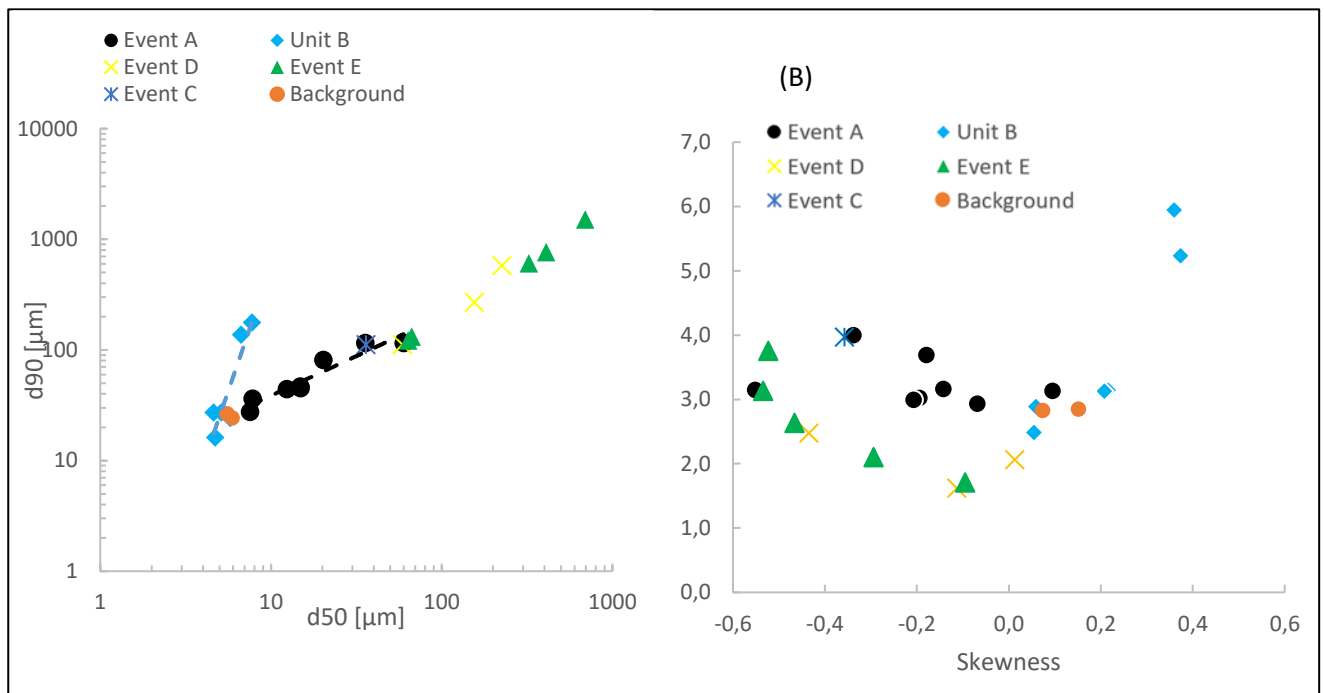


Abbildung 9: Links: d50/d90-Korngrößendiagramm mit logarithmischer Skala; Rote/schwarze Linie: Regressionslinie für Typ A/B; Rechts: Skewness-Sorting-Korngrößen-Diagramm mit linearer Skala

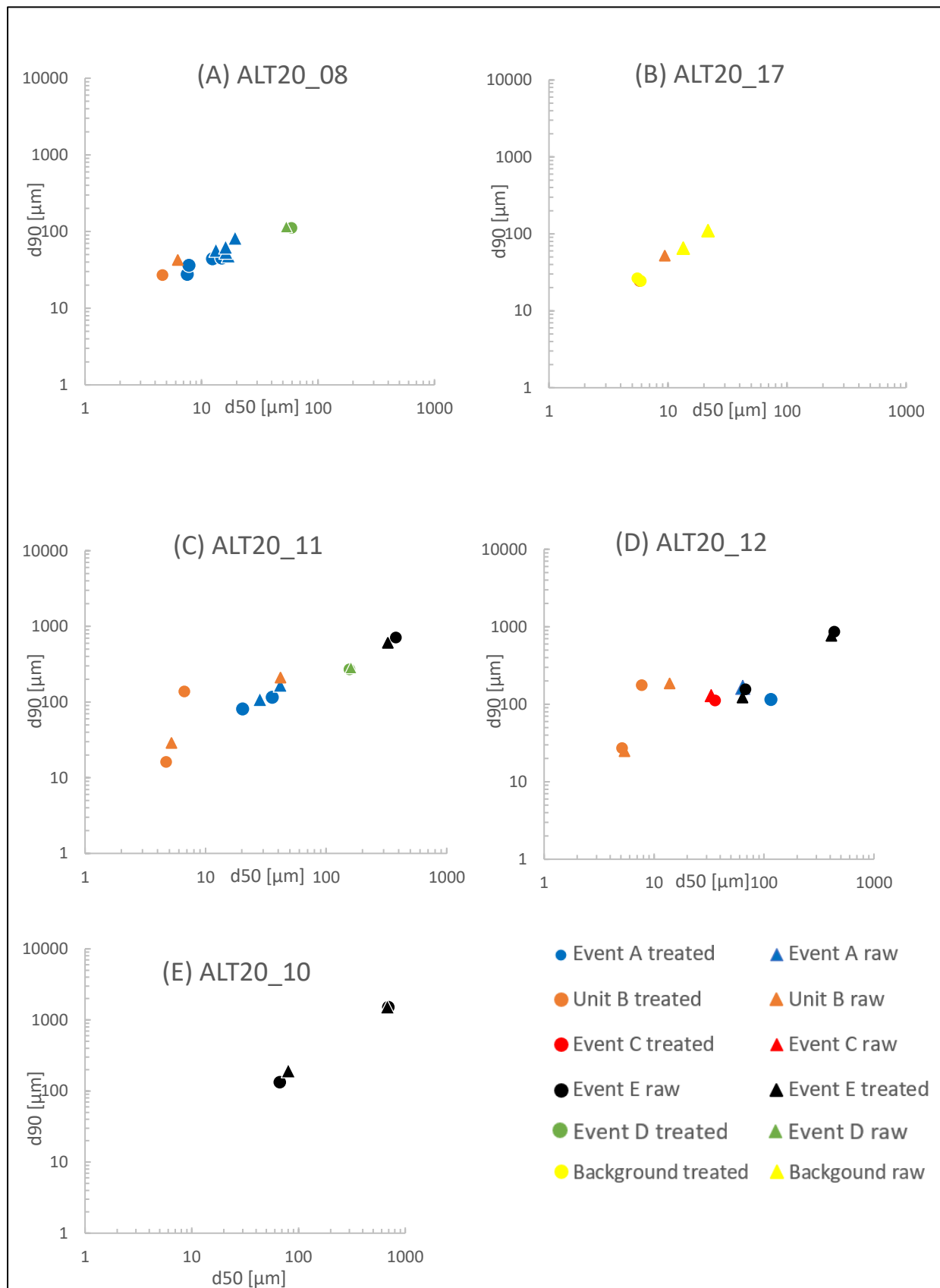


Abbildung 10: Korngrößenverteilung der unbehandelten und chemisch behandelten Proben aus jedem Kern (ALT20_08,10,11,12,17) im Verhältnis d_{50}/d_{90} .

Die Eventablagerungstypen unterscheiden sich von Kern zu Kern um einen gewissen Faktor. Der Kern ALT20_11 weist grundsätzlich eine etwas gröber Korngröße auf.

Backgroundsediment

Das Hintergrundsediment besteht im Schnitt aus 73,5 % Silt, 2,3 % Sand (v.a. Feinsand) und 23,3 % Ton. Im d50/d90-Plot zeigt das Hintergrundsediment mit die kleinsten d50/d90-Werte (Abb.9A und 10E). Die Sortierung ist mäßig und die Schliefe leicht positiv (Abb.9B). Außerdem ist anzumerken, dass das dunkle Hintergrundsediment niedrige Dichte und Calcium Werte aufweisen (Abb.3 und 4) und zudem eine relativ starke Änderung durch die chemische Aufbereitung erfahren (Abb.8).

Event A

Die durchschnittlichen Werte der Korngrößenverteilung des Typen A sind 78,7 % für Silt, 14,5 % für Sand und 6,8 % für Ton. Dies zeigen auch die d50/d90-Diagramme, in denen Typ A etwas gröber als das Hintergrundsediment eingestuft wird. Event A weist einen klaren Unterschied in der Korngrößenverteilung zwischen den Ablagerungen des Kerns ALT20_08 des gefülltem Kraters und des ALT20_11 des tiefen Krater auf (Abb.10A und 10C). Somit besteht dieser Sedimenttyp im Kern ALT20_11 zu 17,3 % weniger aus Silt dafür 20,4 % mehr aus Sand, weitestgehend Feinsand. In der Skewness/Sorting-Darstellung (Abb.9B) zeigt der Eventablagerungstyp A eine schlechte Sortierung und eine negative Schiefe.

Einheit B

Dieser Ablagerungstyp ist weniger stark von der Lokalität der Kernentnahme abhängig. Im Durchschnitt haben die Sedimente vom Typ B einen Siltgehalt von 68,2 %, einen Sandgehalt von 8,6 % und einen Tongehalt von 23,3 %. Demnach ist dieser Type die feinste auftretende Lithologie im Kern. Dies ist auch im d50/d90-Diagramm (Abb.9A und 10) zu sehen, in dem Werte im unteren linken Bereich eingenommen werden. Im Skewing/Sorting-Diagramm weisen die Proben des Typ-B Werte bei positiver Schiefe eine schlechte bis sehr schlechte Sortierung auf.

Event C

Eventablagerung C variiert wieder stark in der Korngröße je nach Lokalität der Kernentnahme. Im Kern ALT20_12 besteht die Ablagerung aus 62,2 % Silt, 32,9 % Sand und 4,6 % Ton. Im Kern ALT20_11 dagegen besteht diese Lithologie aus grobkörnigeren Partikeln, nämlich 63,2 % Kies (Größtenteils Feinkies), 30,1 % Sand und nur 6,7 % aus Silt und Ton.

Event D

Der Typ D ist ebenfalls im Kern ALT20_11 etwas gröber als im Kern ALT20_08 (Abb.10A und 10C). In Summe besteht diese Lithologie aus 78,7 % Sand (v.a. Feinsand), 19,1 % Silt und 2,2 % Ton. Die Skewness/Sorting-Darstellung beschreibt den Typ-C als schlecht sortiert mit einer negativen Schiefe.

Event E

Dieser Ablagerungstyp variiert mit der Tiefe und ist in Richtung Top vom Kern etwas feinkörniger als in Richtung Bottom. Er besteht aus 76,6 % Sand, 22,2 % Silt und 1,2 % Ton. Dabei ist der Grobsandanteil relativ hoch, weshalb im d50/d90-Diagramm höhere Werte angenommen werden als bei Eventtypen D. Im Skewness/Sorting-Plot verhält sich der Typ-E ähnlich wie der Eventablagerungstyp D und zeigt eine schlechte Sortierung und eine leicht negative Schiefe.

4. Interpretation und Diskussion

4.1 Aktivität der Karstquellen und Fließgeschwindigkeit der austretenden Wasserströmungen

Wie schon Hjulström 1935 festgestellt hat, steht die Korngröße eines Sediments in direkter Verbindung mit der erodierenden, transportierenden und ablagernden Fließgeschwindigkeit. Kennt man also die Korngrößenverteilung der auftretenden Lithologietypen A-E, kann man über die von Hjulström aufgestellten Beziehungen auf die Grenzfließgeschwindigkeiten der Prozesse für jedes Ereignis schließen. In den Abbildungen 11 und 12 sind die Korngrößenwerte d_{50} und d_{90} der auftretenden Ablagerungstypen A-E aus den Kernen ALT20_08 (gefüllter Krater) und ALT20_11 (tiefer Krater) geplottet. Generell lässt sich feststellen, dass die d_{50} -Werte kleinere Grenzfließgeschwindigkeiten aufweisen als die dazugehörigen d_{90} -Werte, da diese der Definition nach den feineren Bereich der Korngrößenverteilung abdecken. Innerhalb der Ablagerungstypen unterscheiden sich die Grenzfließgeschwindigkeiten teilweise deutlich voneinander. Die Ablagerungen des tiefen Kraters haben, wie in Abbildung 11 und 12 zu sehen ist, eine höhere Grenzfließgeschwindigkeit für Sedimentation erlebt als die des gefüllten Kraters. Dementsprechend kann man eine intensivere Aktivität der westlichen Quelle (tiefer Krater) erwarten. In der folgenden Analyse werden hauptsächlich die d_{90} -Werte verwendet, da diese einen größeren Bereich der Korngrößenverteilung abdecken. Außerdem muss bei der Analyse ebenfalls beachtet werden, dass die Fließgeschwindigkeit, die die Fracht erfahren hat, etwas über der Grenzfließgeschwindigkeit für Sedimentation liegt, da das Material auch aus den Kratern transportiert werden musste. Die Einheit B hat in den Fällen beider Krater eine sehr niedrige Fließgeschwindigkeiten von ca. 0,2-0,3 cm/s erfahren und kann auch als Ablagerung interpretiert werden, die im Zusammenhang mit den ebenfalls sehr niedrigen Strömungsgeschwindigkeiten des Sees und nicht durch den Ausfluss der Krater entstanden sind. Außerdem unterscheidet sich die Fließgeschwindigkeit der Einheit B des gefüllten Kraters kaum von der des tiefen Krater, was durch die festgestellte höhere Aktivität des tiefen Kraters ein Indiz ist für eine Ablagerung im Zusammenhang mit der konstanteren Strömungsgeschwindigkeit des Sees. Die Einheit B im Referenzkern ist dicker als in den kraternahen Kernen, was ebenfalls gegen eine Ablagerung durch Karstquellenaktivität spricht. Die Fließgeschwindigkeiten, denen der Ablagerungstyp A ausgesetzt war, liegen zwischen 0,5 und 1 cm/s für den Kern ALT20_08 und von 1 bis 2 cm/s für ALT20_11. Die deutlich höheren und von Krater zu Krater unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten sprechen für den Transport und die Sedimentation von Material aus dem Krater. Der Lithologietyp D weist Fließgeschwindigkeiten von ca. 3 cm/s (gefüllter Krater) bzw. 4 bis 8 cm/s (tiefer Krater) auf und kann analog zur Ablagerung A als Folge erhöhter Quellaktivität gesehen werden. Allerdings muss der Typ D durch ein anderes Ereignis beeinflusst worden sein, um einen Fluidfluss zu erzeugen, der die oben genannten Werte der Fließgeschwindigkeit erreicht. Der nur am tiefen Krater vorkommende Typ E wird wie Typ A und D als Ablagerung der Krateraktivität interpretiert, war allerdings nochmals höhere Strömungsgeschwindigkeiten bis zu 10 cm/s ausgesetzt und muss dementsprechend einen anderen Auslöser gehabt haben. Der Ablagerungstyp C zeigt eine sehr große Differenz zwischen den Werten der Fließgeschwindigkeit, die das Material am gefüllten Krater (8-10 cm/s) und am tiefen Krater (30-40 cm/s) gezeigt hat. Diese hohe Abweichung und die Tatsache, dass dieser Lithologietyp auch im Referenzkern ALT20_17 auftritt (siehe Abb.4), spricht gegen eine Ablagerung als Folge der Quellaktivität.

Grainsize im Hjulstöm Diagramm

ALT 20_08

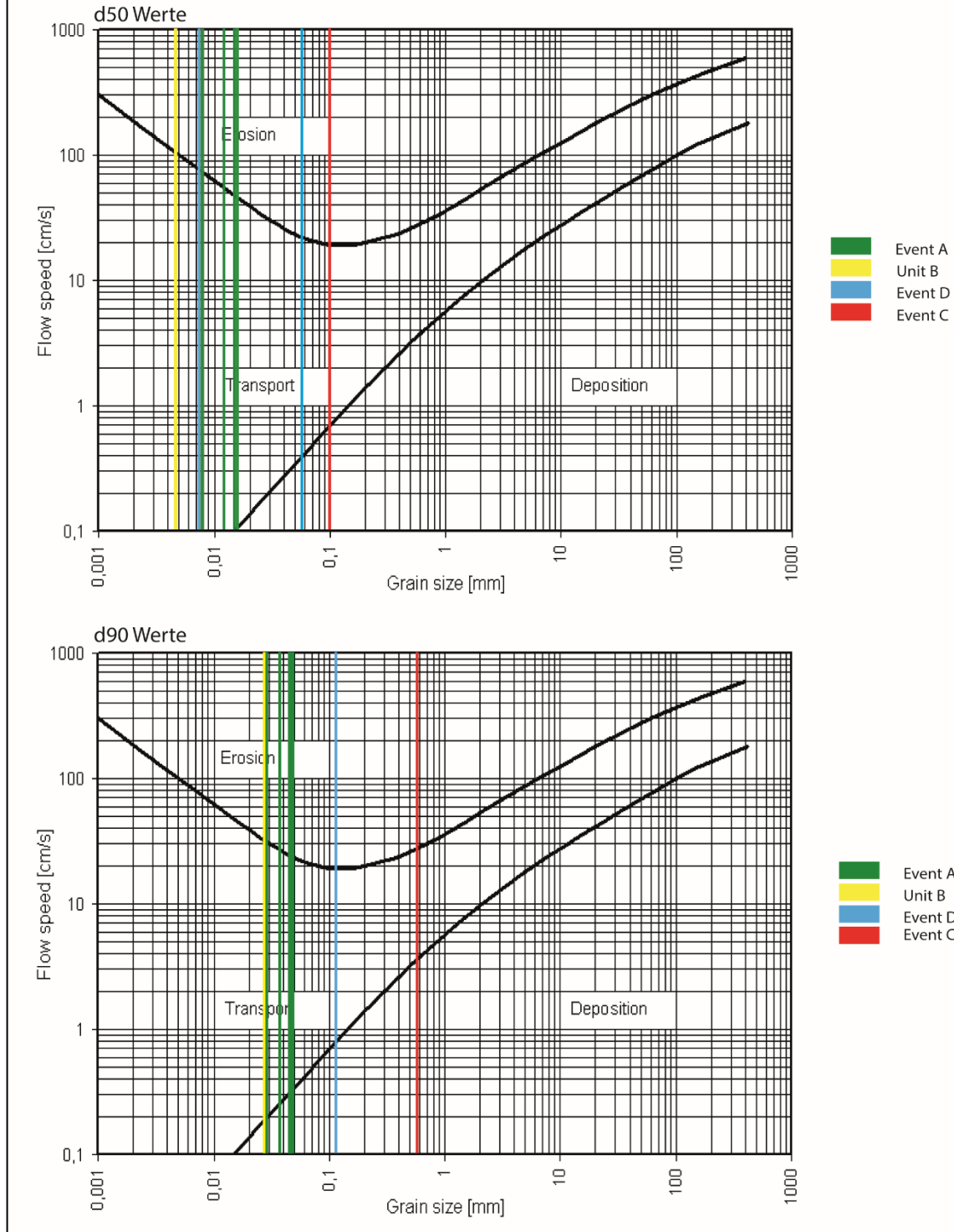


Abbildung 11: Hjulström-Diagramm mit den geplotteten d50 und d90 Werten der verschiedenen Lithologien des Kerns ALT20_08. An Hand des Hjulström-Diagramms können die ungefähren Strömungsgeschwindigkeiten für die Prozesse Sedimentation, Transport und Erosion im Zusammenhang mit der Korngröße der jeweiligen Lithologie festgestellt werden. (Hjulström, 1935)

Grainsize im Hjulström Diagramm

ALT20_11

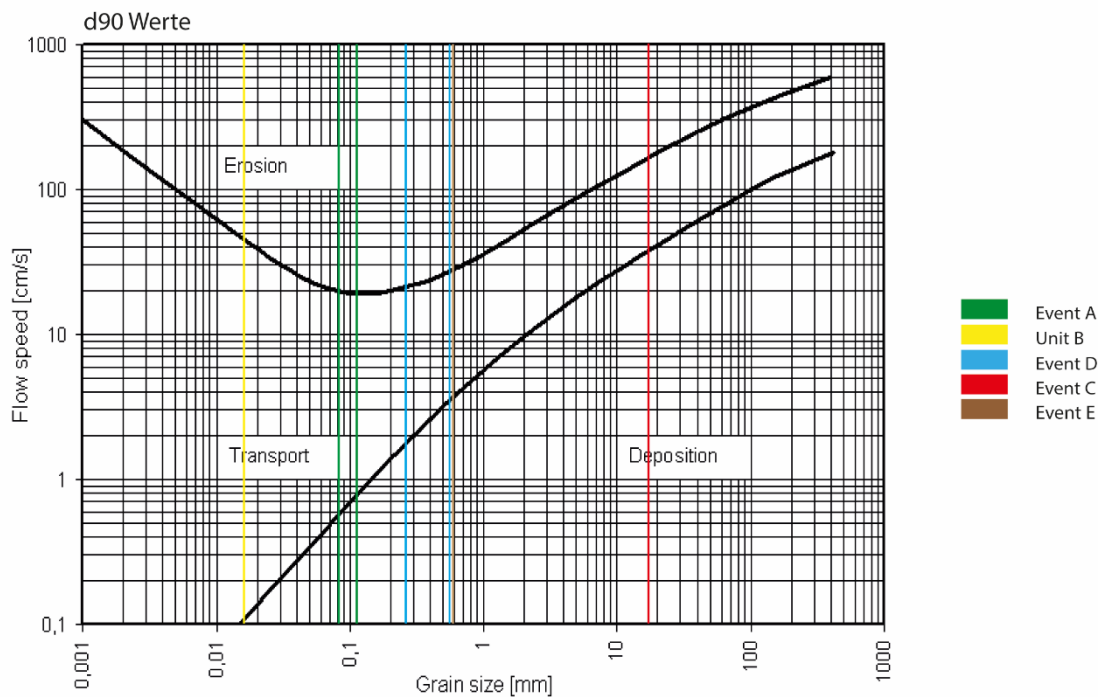
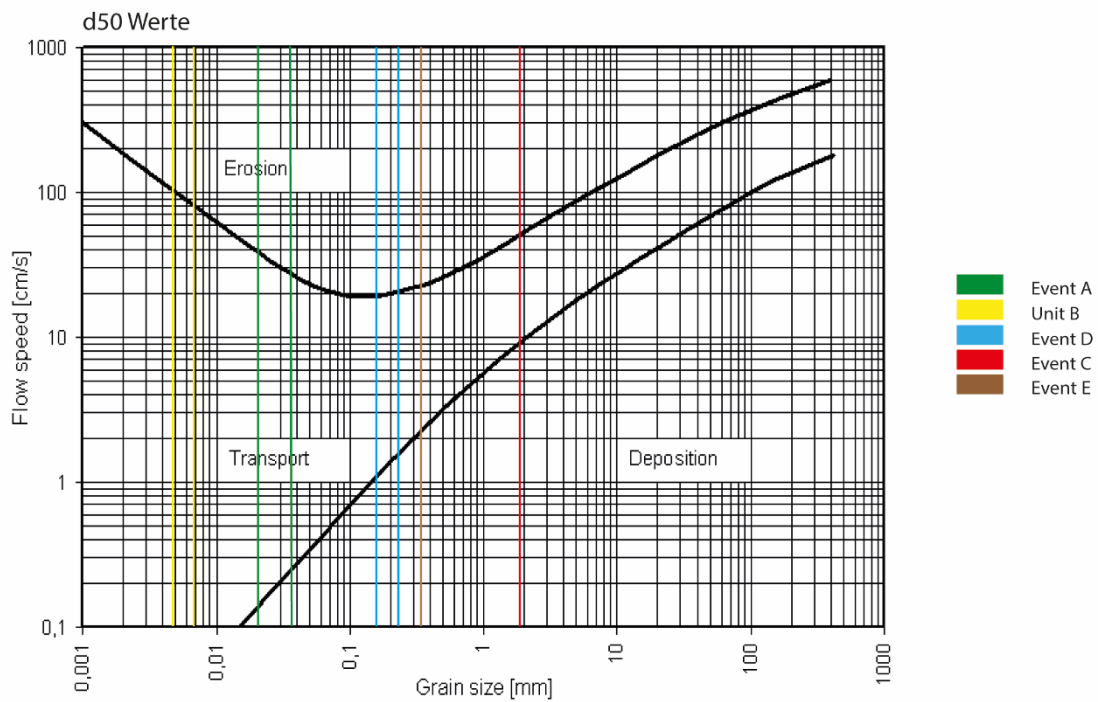


Abbildung 12: Hjulström-Diagramm mit den geplotteten d50 und d90 Werten der verschiedenen Lithologien des Kerns ALT20_11. An Hand des Hjulström-Diagramms können die ungefähren Strömungsgeschwindigkeiten für die Prozesse Sedimentation, Transport und Erosion im Zusammenhang mit der Korngröße der jeweiligen Lithologie festgestellt werden. (Hjulström, 1935)

4.2 Interpretation der Lithologietypen

Neben dem Hintergrundsediment gibt es fünf unterschiedliche Lithologietypen: Typ A, Typ B, Typ C, Typ D und Type E. Das Hintergrundsediment besteht aus dunklem hemipelagischen Organik-reichen Schlamm und repräsentiert die konstante Sedimentation des Sees sowohl an den subaquatischen Karstquellen als auch am Seeboden (Abb.5 ALT20_17). Der Lithologietyp B ist fein laminiert und unterscheidet sich im Calciumgehalt und im organischen Anteil deutlich von diesem. Diese sedimentologische Einheit kommt in den Ablagerungen der Kraterhänge sowie im Referenzkern ALT20_17 aus dem Seeboden vor, weshalb davon ausgegangen werden kann, dass Typ B nicht im Zusammenhang mit der Krateraktivität steht, was die sehr niedrige Fließgeschwindigkeit (Kapitel 4.1) ebenfalls belegt. Die Lamination deutet auf einen längeren Ablagerungszeitraum über wenige 100 Jahre hin und der Unterschied zum Hintergrundsediment im Kalziumgehalt sind auf veränderte Umweltbedingungen zurückzuführen. Nach dem erstellten fiktiven Altersmodell startete die Ablagerung der Einheit B um ca. 1200 CE und könnte im Zusammenhang eines Zuflusses entstanden sein. Typ A, Type D und Typ E kommen ausschließlich in den Sedimenten der Kraterhänge vor und repräsentieren in Form von Ereignisablagerungen die Krateraktivität der letzten ca. 1150 Jahre. Der Ablagerungstyp A ist an beiden Kratern zu beobachten und kehrt stets alle ca. 30-40 Jahre wieder. Die Wiederholungen sowie der erhöhte Kalziumgehalt und die etwas gröber Korngröße im Vergleich zum Hintergrundsediment sprechen dafür, dass dieser Sedimenttyp durch erhöhte Karstwasserbildung und -förderung im Toten Gebirge und durch subaquatische Quellen entstanden ist. Die Ursache könnten extreme Schneeschmelzereignisse im Frühjahr sein, die alle 30-40 Jahre das Karstsystem und die damit verbundenen Quellen mit hohen Wassermengen speisen und zu einem Ausfluss an den Kratern mit den entsprechenden Fließgeschwindigkeiten von 0,5 bis 1 cm/s (Kapitel 4.1) führt. Durch die Verbindung von Karstsystem und See könnte die Schneeschmelze ähnlich wie z.B. Starkniederschläge den Fluidfluss aus dem Karstsystem durch die subaquatischen Quellen in den See fördern (Wirth, et al., 2020). Der Ereignisablagerungstyp E kommt nur in den Sedimenten des tiefen Kraters vor und muss durch Ereignisse hervorgerufen werden, die seltener und unregelmäßiger auftreten als der Ablagerungstyp A. Der Fluidfluss ist auf Grund der hohen d_{50} - und d_{90} -Werte, die mit der Tiefe im Kern variieren und erst bei höheren Fließgeschwindigkeiten von 2-4 cm/s abgelagert werden (siehe Abb.12), ebenfalls deutlich höher als bei den Prozessen der Typ A-Ablagerung. Ein mögliches Ereignis, das die Krater unregelmäßig mit leicht abweichendem Fluidfluss steuert, könnten Starkniederschläge im Bereich des Toten Gebirges sein. Diese gelangen über das Karstsystem und die Krater durch erhöhten Fluidfluss in den See und bewirken somit den Ereignisablagerungstyp E an den Kraterhängen. Solche Beziehungen zwischen Starkniederschlägen und der Sedimentation an den subaquatischen Karstquellen konnten schon an den Pockennarben des Neuenburger Sees festgestellt werden (Wirth, et al., 2020). Die leichte Varianz in der Korngröße ist dementsprechend abhängig von der Wassermenge des Niederschlagsereignisses. Der Lithologietyp C unterscheidet sich stark von den Ereignisablagerungen A und E, da dieser nicht nur an den Hängen der Krater vorkommt, sondern auch im Referenzkern ALT20_17. Im diesem Kern sowie in den Kernen ALT20_08 und ALT20_12 äußert sich dieser Typ als Turbiditablagerung und unterscheidet sich v.a. in der Korngrößenverteilung vom Typ C in ALT20_11. Die Ereignisablagerung C kann das Produkt von subaquatischen Rutschungen sein, die durch Erdbeben verursacht werden können (Reusch, et al., 2016). Die auf der bathymetrischen Karte (Abb.2) zu sehenden großen Gesteinskörper nordöstlich im See, weisen möglicherweise auf einen Felssturz hin, der ebenfalls in Verbindung mit einem solchen Erdbeben stehen und auch in Kombination von einer oder mehreren subaquatischen Rutschungen im See auftreten kann (Schnellmann, et al., 2006). Gleichermäßen spricht das Vorhandensein von Kies in ALT20_11 für eine Sedimentquelle außerhalb des Sees und unterstützt dementsprechend die Theorie des Felssturzes. Um diese These zu beweisen müssten, Datierungen sowohl vom Felssturz als auch von den Ereignisablagerungen C erstellt und

verglichen werden. Es könnte auch ein Kern entnommen werden, um zu sehen ob der Typ C direkt über dem Block liegt. Abgesehen von Erdbeben gibt es allerdings auch andere Auslöser für Felsstürze wie Frostsprengungen und Starkniederschläge. Der Ablagerungstyp D spiegelt dagegen wie schon Typ A und E die Aktivität der Krater wieder und erfährt dabei ähnliche Bedingungen wie Typ E. Auffällig ist allerdings, dass die Lagen des Typ D direkt unterhalb bzw. auch oberhalb von den Ablagerungen der subaquatischen Rutschung bzw. der Turbidite auftreten (Abb.5). In der Erdbeben­theorie könnten der Typ D dementsprechend die Folge des erhöhten Fluidflusses vor und nach dem Erdbeben, das den Ereignisablagerungstyp C verursacht hat, sein (Hasiotis, et al., 1996).

4.3 Ereignisfrequenz

Die Ablagerungstypen A, D und E hängen von der Schüttung und Strömungsgeschwindigkeit der Karstquellen ab. Die Laminationen des Typ A treten dabei in den Sedimentkernen bis zu 50-mal auf. Der Typ E kommt nur in den Kernen des tiefen Kraters ALT20_11 vor und kehrt pro Kern ca. 5-mal wieder. Direkt unterhalb der Typ C-Ablagerung befindet sich der Typ D (in ALT20_08 auch direkt darüber). Für die Darstellung der Ereignishäufigkeit (Abb.13) wurden ausschließlich die Eventablagerungen A, C, D und E gezählt. Dabei wurde ein Grenzwert von 0,1 cm festgelegt, unter welchem die Ereignisse nicht gezählt wurden. In Abbildung 13 sind sie unter Verwendung eines 51-jährigen gleitenden Mittelwert dargestellt. Es ist die Ereigniswahrscheinlichkeit über den Zeitraum von 850 CE bis heute angegeben. Es ist klar zu sehen, dass die Aktivität beider subaquatischen Karstquellen über weite Strecken übereinstimmen, so dass sich sie zu gleicher Zeit ähnlich aktiv waren wie in den in Abbildung 10 markierten Bereichen 1, 3 und 4. Andererseits gibt es Zeiträume, in denen sich Ausflüsse des tiefen Kraters häufiger ereigneten als des Gefülltem (5;2) bzw. auch Intervalle, die eine höhere Aktivität des flachen Kraters zeigen (6). Die ersten datierten Ereignisablagerungen, die den Peak 1 verursachen, sind hauptsächlich die Sedimente der subaquatischen Rutschungen bzw. der Turbidite (Typ C). Diese stehen nicht im direkten Zusammenhang der Krateraktivität und wurden auf 683-993 CE datiert. In Kombination mit den Events der Ablagerung D, die unmittelbar vor und nach Typ C stattgefunden hat und den ständig auftretenden Ereignissen von Typ A kommen die hohen Eventwahrscheinlichkeiten im Zeitabschnitt (1) zustande. Da die Ereignisse von A, D und C an beiden Kratern auftreten, hat sowohl die Quelle des tiefen als auch den gefüllten Kraters ein Häufigkeits-Maximum. Die Bereiche (3) und (4) in Abbildung 10 weisen ebenfalls einen gemeinsamen Peak der Quellaktivität beider Krater auf. In diesen Fall kommen die hohen Wahrscheinlichkeitswerte nur durch Event A zustande, das in diesen Zeiträumen an beiden Karstquellen für eine ähnliche Aktivität gesorgt hat. Die Typ A-Ablagerungen direkt oberhalb der Einheit B repräsentieren diesen Zeitraum. In den Bereichen (2) von ca. 950-1100 CE und (5) zwischen 1580 und 1700 CE sind die Wahrscheinlichkeiten, dass Ereignisse am tiefen Krater auftreten deutlich höher als beim gefüllten Krater. Im Zeitabschnitt (5) kann diese Differenz mit dem zusätzlichem Auftreten des Events E in Verbindung gebracht werden. Dieses Ereignis tritt nur am tiefen Krater auf und repräsentiert in diesem Zeitintervall eine deutlich intensivere Aktivität. Die hohen Fließgeschwindigkeiten, die der Ablagerungstyp E erfahren hat (Abb.9) und die dementsprechend in diesem Zeitraum phasenweise im tiefen Krater geherrscht haben, weisen ebenfalls auf eine erhöhte Quellaktivität des tiefen Kraters hin. Die Abweichung zwischen 950 und 1100 CE kann nur mit der unterschiedlichen Fließgeschwindigkeit zusammenhängen, mit der das Material von Event A transportiert und sedimentiert wird. Eine erhöhte Permeabilität am tiefen Krater kann einen stärkeren aber auch häufigeren Fluidfluss bewirken, ähnlich wie dies bei den Pockennarben des Neuenburger Sees der Fall war. (Häuselmann, et al., 1999; Reusch, et al., 2015). Die Permeabilität in den Grundwassergängen des tiefen Kraters wurde eventuell durch das Erdbeben, das auch die subaquatischen Rutschungen verursacht hat, und durch die Lage zur Störungszone stärker beeinflusst

als die des gefüllten Kraters. Im Zeitabschnitt (6) überschreitet die Eventwahrscheinlichkeit des gefüllten Kraters zum einzigen Mal die des tiefen Kraters. In Summe lässt sich sagen, dass Häufigkeit der Ereignisse am tiefen Krater über den gesamten Zeitraum der letzten 1150 Jahre höher ist. Somit stellt der tiefe Krater die deutlich aktivere Quelle dar. Diese These wird auch durch die höheren Fließgeschwindigkeiten (Kapitel 4.1) gestützt.

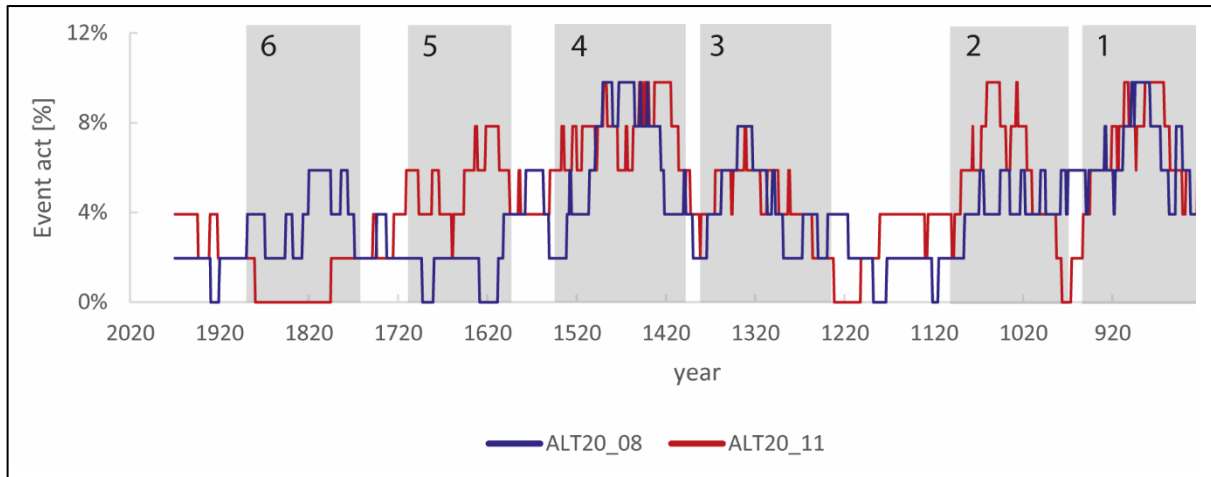


Abbildung 13: Eventhäufigkeitskurve: 51-jähriges gleitendes Mittel

5. Schlussfolgerung und Ausblick

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Sedimente der Kraterhänge durch Ablagerungen des erhöhten Quellausflusses definiert sind. Diese sind sehr kalziumreich und haben eine gröbere Korngröße als das Hintergrundsediment. Durch die Krater fördern Karstquellen das im Toten Gebirge entstehende Grundwasser. Die Aktivität ist dabei abhängig von der Wassermenge, die durch das Karstsystem fließt und das Grundwasser bildet. Ebenso wie von der Menge des Grundwasser hängt die Aktivität von der Permeabilität ab. Die Änderungen der Permeabilität und der Grundwassermenge können den hydraulischen Druck im Krater so erhöhen, dass dieser den hydrostatischen Druck des Sees übersteigt und ein Ausflussereignis erzeugt. Somit ist die Quellaktivität auch von der hydrostatischen Wassersäule des Sees abhängig. Durch die extreme Schneeschmelze im Frühjahr, die das Karstsystem des Toten Gebirges alle 30-40 Jahre mit so viel Wasser speist, dass es zu einer regelmäßigen Aktivität der Karstquellen kommt, könnten den Ablagerungstypen A verursachen. Die Wassermenge hängt dabei von der Niederschlagsmenge im Winter ab. Dies kann dazu führen, dass niederschlagsarme Winter einen Rückgang der Aktivität bewirken. Schneereiche Winter wiederum sorgen für eine erhöhten Quellausfluss und den Sedimenttyp A. Des Weiteren können längere Kältephasen die Menge an Karstwasser beeinflussen. Diese durch die Schneeschmelze verursachte relativ konstante Aktivität (Typ A) kann durch weitere Ereignisse wie Starkniederschläge (Typ E) aber auch Erdbeben (Typ D) zusätzlich angeregt werden. In beiden Fällen wird der hydraulische Druck im Inneren der Krater erhöht, da Starkniederschläge eine die geförderten Wassermassen positiv beeinflussen und Erdbeben für einen besseren Grundwasserfluss sorgen können. Die Aktivität beider Quellen unterscheidet sich leicht voneinander, indem der tiefe Krater eine leicht intensivere und häufigere Aktivität aufweist (Kapitel 4.1 und 4.3). Dieser Unterschied in der Schüttung der Quelle und die Häufigkeit der Ausflüsse können der Grund dafür sein, dass der nordöstliche Krater mit Sediment gefüllt ist. Eine mögliche Erklärung für die Ungleichheit der Quellaktivität ist, dass die Grundwassergänge am tiefen Krater permeabler sind als die des gefüllten Kraters. Um allerdings genaueres über die Unterschiede der beiden Krater herauszufinden müssten noch mehrere Forschungen durchgeführt werden. Hierbei sollten v.a. die Ursachen für unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten des Ausflusses und die Variationen in der Frequenz im Vordergrund stehen. Abgesehen von den Unterschieden der Krater wäre eine relative Datierung der Gesteinskörper im nordöstlichen Teil des Sees und des Ablagerungstypen C durchzuführen, um eine Verbindung zwischen den möglichem Felssturz und einem subaquatischen gravitativen Ereignis zu belegen bzw. zu widerlegen.

6. Literaturverzeichnis

- Baumhauer, R., 1956. *Physische Geographie*. Darmstadt: WBG, Wiss. Buchges..
- Geologische Bundesanstalt, 1982. (Hrsg.). *Blatt 96 Bad Ischl. Wien*.
- GEOTEK, kein Datum Multi-Sensor Core Logger. *Handbuch Version 14-04-14*.
- Gill, R., 2014. *Modern Analytical Geochemistry*. 1 Hrsg. London: Routledge.
- Harum, T. et al., 2014. Hydrologische Untersuchung Altausseer See. *Published report, 51 S, Graz*.
- Hasiotis, T., Papatheodorou, G., Kastanos, N. & Ferentinos, G., 1996. A pockmark field in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 14/7/93 seismic event. *Marine Geology (130)*, p. 333–344.
- Häuselmann, P., Jeannin, P.-Y. & Bitterli, T., 1999. Relationships between karst and tectonics: Case-study of the cave system north of Lake Thun (Bern, Switzerland). *Geodin Acta*, 12(6), p. 377–388.
- Heine, E., 2021. Altausseer See 3D –Bathymetrie und Objektkartierung mittels Fächerecholot und Unterwasserroboter. In: T. Weinhold, Hrsg. *21. internationale Geodätische Woche Obergurgl 2021*. Heidelberg: Wichmann, pp. 42-50.
- Hjulström, F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala (25)*, p. 221–527.
- Hovland, M., Gardner, J. V. & Judd, A. G., 2002. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids 2*, p. 127–136.
- King, L. H. & MacLean, B., 1970. Pockmarks on the Scotian shelf. *Geological Society of America bulletin (81)*, pp. 3141-3148.
- Mandl, G. W., Husen, D. v. & Lobitzer, H., 1982. Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl.
- Manga, M., Brumm, M., Rudolph & M.L., 2009. Earthquake triggering of mud volcanoes. *Marine and Petroleum Geology (26)*, p. 1785–1798.
- Manga, M. & Wang, C. 2., 2015. *Earthquake Hydrogeology*. 4 Hrsg. Amsterdam: in Schubert, G., ed., *Treatise on Geophysics (second edition)*.
- Mastersizer 3000 User Manual, 2015. *Malvern Instruments Ltd.*
- Reusch, A. et al., 2015. Giant lacustrine pockmarks with subaqueous groundwater discharge and subsurface sediment mobilization. *Geophysical research letters (42)*, pp. 3465-3473.
- Reusch, A., Moernaut, J., Anselmetti, F. S. & Strasser, M., 2016. Sediment mobilization deposits from episodic subsurface fluid. *Geology Vol.Pre-Issue Publication (4)*, pp. 243-246.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D. & McKenzie, J. A., 2006. 15,000 Years of mass-movement history in Lake Lucerne: Implications for seismic and tsunami hazards. *Eclogae Geologicae Helvetiae, 99(3)*, pp. 409-428.
- Schnurrenberger, D., Russell, J. & Kelts, K., 2003. Classifikation of lacustrine sediments based on. *Journal of Paleolimnology 29*, p. 141 – 154.
- Swierczynski, T., Lauterbach, S., Dulski, P. & Brauer, A., 2009. Die Sedimentablagerungen des Mondsees (Oberösterreich) als ein Archiv extremer Abflussereignisse. *Enthalten in, Klimawandel in Österreich ; Roland Schmidt ; Christoph Matulla ; Roland Psenner (Hrsg.), Innsbruck*, pp. 115-

Triplett, L. & Heck, J., 2013. LacCore Grain Size Pretreatment SOP.

Van Daele, M. et al., 2014. Multidirectional, synchronously-triggered seismo-turbidites and debrites revealed by X-ray computed tomography (CT). *Wiley Subscription Services*, 61 (4), pp. 861-880.

Wirth, S., Bouffard, B. & Zopfi, J., 2020. Lacustrine Groundwater Discharge Through Giant Pockmarks (Lake Neuchatel, Switzerland). *Frontiers in Water* (2).

Woodward, C. A. & Gadd, P. S., 2019. The potential power and pitfalls of using the X-ray fluorescence molybdenum incoherent: coherent scattering ratio as a proxy for sediment organic content. *Quaternary International* 514, pp. 30-43.

7. Anhang

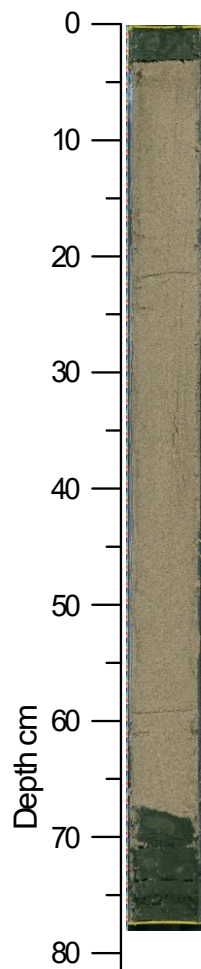


Abbildung 1: Smartcube Foto von Kern ALT20_09, entnommen aus dem flachen Krater