

Universität Potsdam
Institut für Erd- und Umweltwissenschaften
Fachbereich: Geowissenschaften

BACHELORARBEIT

zum Thema

„Einflussfaktoren auf
Sedimentationsraten in Seen in Asien
in Raum und Zeit“

Name: Felix Keßler
E-Mail: fkessler@uni-potsdam.de
Matrikelnummer: 770829

Erstgutachter: Dr. Ulrike Herzsuh
Zweitgutachter: Dr. Thomas Laepple
Abgabe: September 2016

Danksagung

Mein primärer Dank für diese Arbeit gilt Dr. Thomas Laepple und Maria Reschke, die die direkte Betreuung übernommen haben. Außerdem danke Ich besonders Dr. Ulrike Herzsuh, die mir die Möglichkeit gegeben hat, diese Arbeit bei ihr zu schreiben.

Großer Dank gilt auch Xianyong Cao, der mir die grundlegenden Radiokarbonaten zur Verfügung gestellt hat und Kira Rehfeld, die mich mit den Klimadaten unterstützte.

Außerdem möchte ich Dr. Birgit Heim danken, welche mir die Einführung in die Fernerkundungsmethodik zur Bestimmung der Greeness gegeben hat und mir so die Erschließung und Betrachtung dieses Parameters ermöglichte.

Zuletzt möchte ich der gesamten Arbeitsgruppe von Fr. Dr. Herzsuh danken, welche mich in der Anfangszeit bei allem unterstützt hat.

Selbstständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, Felix Keßler, dass die vorliegende Arbeit selbstständig von mir und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln und Quellen angefertigt wurde. Zitate – wort- oder sinngemäß – sind als solche markiert.

Ort, Datum

Unterschrift

Kurzzusammenfassung

Bisherige Arbeiten haben gezeigt, dass die Sedimentationsrate in Seen von morphologischen Eigenschaften und auf langen Zeiträumen von Klimawechseln und dem Klima selbst abhängt.

In dieser Arbeit wird der Einfluss unterschiedlicher Parameter (Temperatur, Niederschlag, Fläche und Greeness) auf die Sedimentationsrate in 117 Seen in Asien bestimmt und sowohl räumlich als auch zeitlich statistisch analysiert und verglichen. Die Sedimentationsraten wurden mittels Bacon-Modellierung aus Radiokarbonatierungen rekonstruiert.

Neben der Untersuchung mittels linearer Regression im räumlichen Vergleich werden auch die räumlichen und zeitlichen Ergebnisse verglichen.

Die Ergebnisse zeigen, dass die Sedimentationsrate in den Seen primär von den klimatischen Bedingungen vor Ort abhängt und die Abhängigkeit in Raum und Zeit sehr ähnlich ist. Dabei scheint der Niederschlag einen höheren Einfluss zu haben, da eine größere Signifikanz vorliegt, was allerdings auch den Daten geschuldet sein kann. Verändert sich einer der Parameter, ob räumlich oder zeitlich, ändert sich die Sedimentationsrate in ähnlichen Verhältnissen.

Limitiert wird die Studie aufgrund der Anzahl der Seen, der Anzahl vorhandener C-14 Datenpunkte und der Anzahl der betrachteten Parameter.

Gliederung

Danksagung.....	2
Selbstständigkeitserklärung.....	2
Kurzzusammenfassung.....	2
1 Einleitung.....	4
2 Daten.....	5
2.1 C14-Daten.....	5
2.2 Klimadaten	6
2.3 Flächendaten.....	8
2.4 Greeness-Daten/Landsatdaten.....	8
3 Methodik.....	9
3.1 Bacon-Modellierung.....	9
3.2 Bestimmung der Sedimentationsraten.....	11
4 statistische Analysen und Ergebnisse.....	11
4.1.1 Hauptkomponentenanalyse.....	11
4.1.2 räumliche Analysen.....	13
4.1.3 zeitliche Analysen.....	19
4.1.4 Verknüpfung von räumlichen und zeitlichen Ergebnissen.....	22
5 Diskussion.....	24
5.1 Interpretation räumlicher Ergebnisse.....	24
5.2 Interpretation zeitlicher Ergebnisse.....	24
5.3 Fusion der Ergebnisse	25
5.4 Zusammenfassung.....	27
6 Ausblick	28
7 Anhang	29
8 Literatur.....	32

1 Einleitung

Bereits 1988 haben *Webb* und *Webb* sich mit linear interpolierten Sedimentationsraten der letzten 18.000 Jahre in nordamerikanischen Seen auseinandergesetzt und diese bezüglich unterschiedlicher Parameter, wie Klima, Sedimenttyp und geografischer Lage, untersucht. Dabei kamen sie zum Ergebnis, dass das Klima und geomorphologische Faktoren die Sedimentationsraten hauptsächlich beeinflussen.¹ Bei zwei Seen in Asien (Baikalsee und Hovsgol See) wurde zudem der Übergang am Ende des Glazials genauer betrachtet und im Baikalsee eine Erhöhung der Sedimentationsrate festgestellt. Mögliche Erklärungsansätze sind hierbei der erhöhte Schmelzwasserzufluss und der damit einhergehende Sedimenteintrag in den See oder andere abrupte Klimaveränderungen in der Umgebung. Allerdings weißt der Hovsgol See während des Glazials eine erhöhte Sedimentationsrate im Vergleich zum Holozän auf, was laut den Forschern auf einen niedrigeren Seespiegel (100m unter heute) zurückzuführen ist. Dies könnte ihrer Meinung nach zu Erosion des Grundes des ursprünglichen Sees geführt haben, welcher sich anschließend tiefer wieder abgelagert hat.² Auch für einen älteren und längeren Zeitraum (2 – 4 Mio Jahre) wurde fast auf der gesamten Erde eine Erhöhung der Sedimentationsraten festgestellt. Dabei kamen zwei Erklärungsansätze auf: (1) Erhöhung der Erosion durch tektonische Aktivität oder (2) Erhöhung der Erosion durch klimatische Veränderungen.

Möglichkeit 1 wurde allerdings recht schnell verworfen, da es keine Beweise für eine zu diesem Zeitpunkt globale, synchrone Veränderung der tektonischen Aktivität gibt.

Daher wurde der zweite Erklärungsansatz genauer betrachtet und der Zusammenhang zwischen Vereisung und damit einhergehendem sinkenden Meeresspiegel und erhöhter Erosion von bis dahin mit Wasser bedeckten Gebieten als ein Faktor in Erwägung gezogen. Aber auch die erhöhte Erosion in Folge von steigenden Temperaturen spielte im weiteren Zeitverlauf eine wichtige Rolle.³ Während in anderen Gebieten der Welt ein sinkender Meeresspiegel am Ende des Pliozäns für die erhöhten Erosions- und Sedimentationsraten verantwortlich gemacht wird, konnte dies nicht in ganz Asien nachgewiesen werden. Nicht nur die Änderung des Klimas selbst, sondern auch die Stärke und Häufigkeit der Änderungen scheinen auf großen Zeitskalen eine relevante Änderung der Erosion zu bewirken. Die Forscher um Peter Molnar nennen die Schwankungen und deren Häufigkeit sogar als primären Faktor, der die Sedimentation im späten Känozoikum beeinflusst hat.⁴

Wenn auch – aufgrund der Datengrundlage – nicht der Zeitraum von 2-4 Mio. Jahren vor heute betrachtet werden kann, erhoffe ich mir die entscheidenden Einflussfaktoren auf Sedimentationsraten in Seen in Asien in Raum und Zeit zu ermitteln. Dazu werde ich räumliche Unterschiede in den Sedimentationsraten mit verschiedenen Parametern, wie Klimadaten, vergleichen, um herauszufinden welche Parameter entscheidenden Einfluss auf die Sedimentationsraten haben. Ein weiterer betrachteter Parameter ist die Farbe der Seen: Zu erwarten wäre eine hohe Sedimentationsrate bei sehr grünen Seen, da dort der Gehalt an Phytoplankton sehr hoch ist. Blaue, klare Seen müssten entsprechend geringe Sedimentationsraten aufweisen. Außerdem werde ich die zeitlichen Veränderungen der Sedimentationsraten betrachten und sie mit Klimavariationen vergleichen.

Um die Sedimentationsraten zu bestimmen wurden aus Bohrkernen mittels

Radiokarbondatierung gewonnene Alter für verschiedene Tiefen genutzt und daraus die Sedimentationsraten abgeleitet.

Das Gebiet, aus dem die genutzten Bohrkern mit C14-Daten vorliegen, befindet sich in Asien zwischen dem 20. und 80. Breitengrad und dem 60. und 180. Längengrad (Abb.1). Insgesamt liegen 117 Bohrkern vor, die meisten Kerne stammen aus China und Russland.

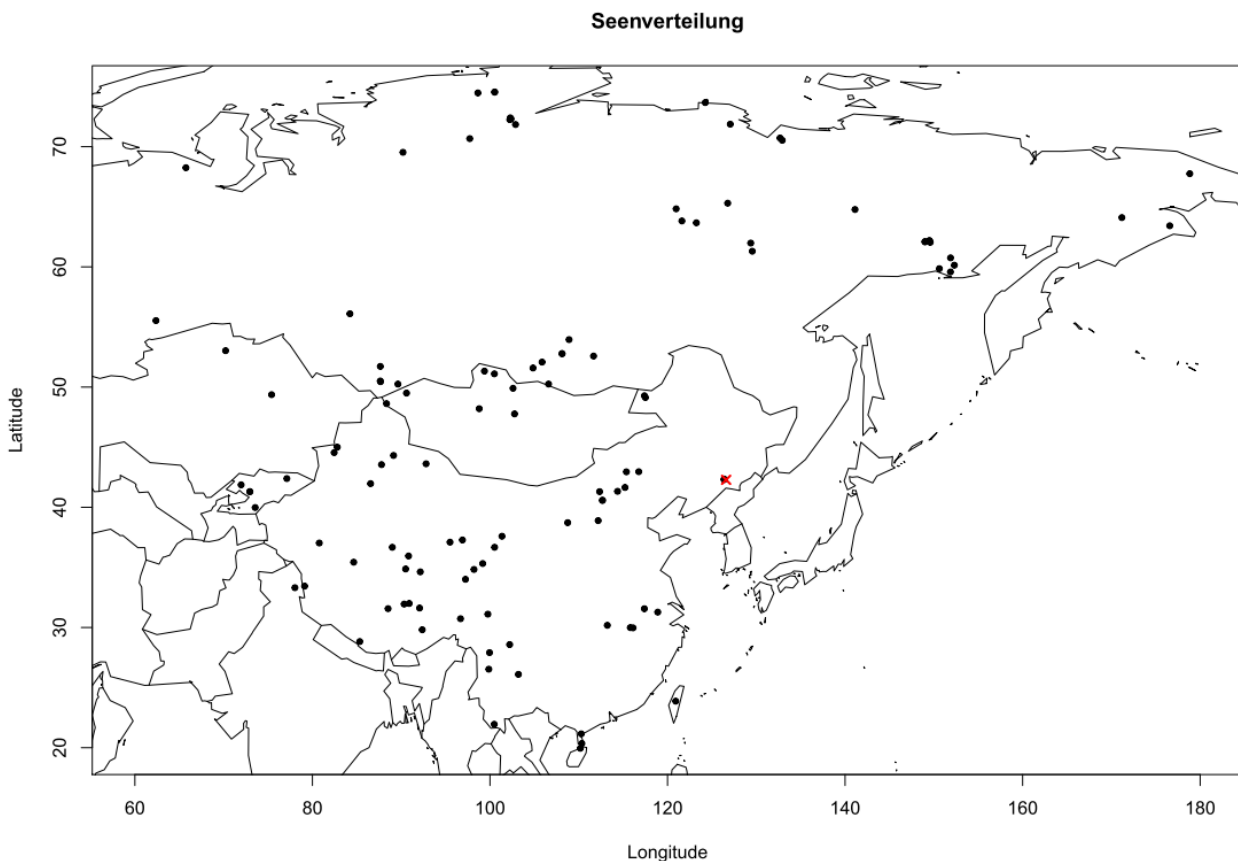


Abbildung 1: Verteilung der Datenpunkte. Schwarze Punkte stehen für Seen, deren Radiokarbondatierungsergebnisse genutzt wurden. Das rote Kreuz repräsentiert die Lage des "Sihailongwan Maar Lakes"

2 Daten

2.1 C14-Daten

Die genutzten Altersdaten sind Ergebnisse von Radiokarbondatierung: In unserer Atmosphäre gibt es drei Kohlenstoffisotope: ^{12}C , ^{13}C und ^{14}C . Letzteres ist – im Gegensatz zu den anderen Zwei – radioaktiv. Es entsteht durch kosmische Strahlung, die die Kollision von Neutronen und ^{14}N -Atomen bewirkt in der oberen Atmosphäre und hat eine Halbwertszeit von ca. 5.730 Jahren.⁵ Die Kohlenstoffatome gehen Verbindungen mit Sauerstoff ein und gelangen so als CO_2 in die Ökosysteme der Erde. Solange Organismen leben, findet ein ständiger Austausch mit der

Atmosphäre statt, welcher mit dem Sterben des Organismus aufhört. Das aktuelle Verhältnis aus ^{14}C zu ^{12}C wird gespeichert und ändert sich nur durch den Zerfallsprozess von ^{14}C im Laufe der Zeit.⁶ Dies kann zur Bestimmung des Alters des Organismus genutzt werden, denn man kann anhand des Verhältnisses mittels der Formel

$$\left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right) = \left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{Luft}} * e^{-\lambda_{14} * t} \quad (1)$$

das Alter bestimmen. Allerdings sind C14-Jahre nicht gleich Kalenderjahre, denn es kommt aufgrund von unterschiedlichsten Effekten (Bsp: Reservoir-Effekte, Hartwasser-Effekt) zu Veränderungen des berechneten Alters.⁷ Das genaue Alter wird durch einen Abgleich der Ergebnisse mit einer Kalibrationskurve aus unterschiedlichen anderen Datierungsmethoden, wie der Dendrochronologie, abgeglichen. Dies führt dazu, dass einzelne C14-Alter zu mehreren Kalenderjahren passen können, weil die Kalibrationskurve Schwankungen unterliegt. Diese Schwankungen basieren auf der Tatsache, dass der globale ^{14}C -Gehalt in der Atmosphäre in der Vergangenheit nicht konstant war. Aufgrund der Halbwertszeit von ^{14}C beträgt das maximale Datierungsalter etwa 50.000 Jahre vor heute.

Jedem Kalenderalter ist allerdings ein klares Radiokarbonalter zugeordnet. In der Regel führt das dazu, dass der Fehler der Datierung – abhängig von C14-Alter und dessen Fehler – größer wird als bei der ursprünglichen Datierung, da das Kalenderalter einen größeren Umfang aufweist.⁸

Xianyong Cao aus der Arbeitsgruppe von Dr. Ulrike Herzsuh hat aus unterschiedlichen wissenschaftlichen Arbeiten insgesamt 271 Pollenaufzeichnungen aus verschiedenen Archiven in Asien gesammelt. Da es in dieser Arbeit lediglich um Sedimentationsraten in Seen geht, wurden alle Archive außer Seesedimente aus der Datenbank entfernt, weshalb 117 Datensätze übrig bleiben. Da er diese Datenbank zur Rekonstruktion von Vegetation und Klima im späten Quartär nutzt, wurden ebenfalls Altersdaten in die Datenbank integriert.⁹

Die von ihm gesammelten Radiokarbonatierungsergebnisse wurden seinerseits als Grundlage für diese Arbeit zur Verfügung gestellt. Dabei liegen für die Seen einerseits unterschiedliche lange, sowohl zeitlich als auch die Tiefe betreffend, Kerne vor, andererseits variiert die Auflösung der Daten, also wie viele Jahre durchschnittlich zwischen zwei Proben liegen, zwischen den Kernen.

2.2 Klimadaten

Neben anderen Zusammenhängen sollte auch der Einfluss von einfachen Klimaparametern auf die Sedimentationsrate untersucht werden. Dabei wurden sowohl die Temperatur als auch der Niederschlag in die Betrachtung mit einbezogen.

Die Temperatur wurde aus dem „CPC Monthly Global Surface Air Temperature Data Set Documentation“ des NOAA (National Ocean and Atmospheric Administration, <http://www.esrl.noaa.gov/>) des ”U.S. Department of Commerce“ für die Seen extrahiert.

Der Datensatz enthält den monatlichen Mittelwert der Oberflächentemperatur in Kelvin mit einer Auflösung von $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ seit 1948 (Abb.2).^{10,11}

Da der moderne Klimawandel für die Betrachtung außen vor gelassen werden sollte, wurde für die räumliche Analyse der Mittelwert der Daten von 1961 bis 1990 bestimmt und genutzt. Die

Daten wurden anschließend in Grad Celsius umgerechnet.

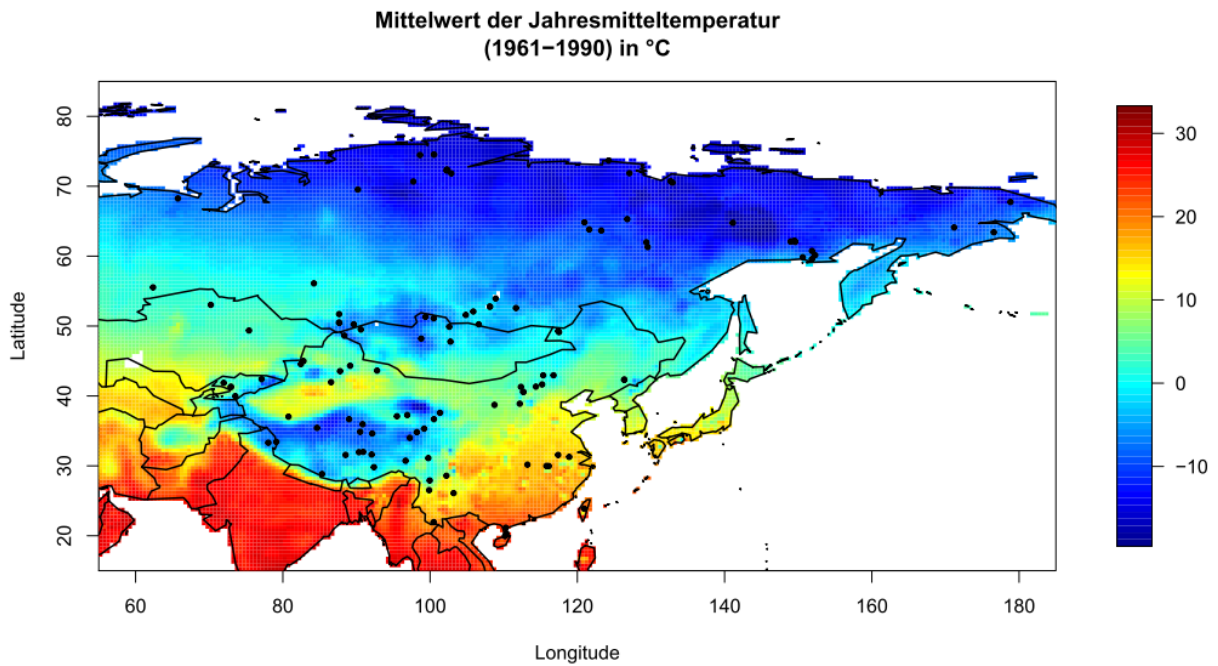


Abbildung 2: Temperaturkarte für das betrachtete Gebiet. Temperaturangaben als Mittelwert der Jahresmitteltemperaturen von 1961 - 1990 in Grad Celsius. Schwarze Punkte entsprechen der Lokation der genutzten Seen.

Auch für die Bestimmung der Niederschlagswerte wurde eine von der NOAA zur Verfügung gestellten Datenbank genutzt. Sie heißt PREC (Precipitation REConstruction Dataset) und deckt – wie der Temperaturdatensatz – den Zeitraum seit Januar 1948 ab. Sie enthält die Niederschlagswerte in mm/Tag.¹²

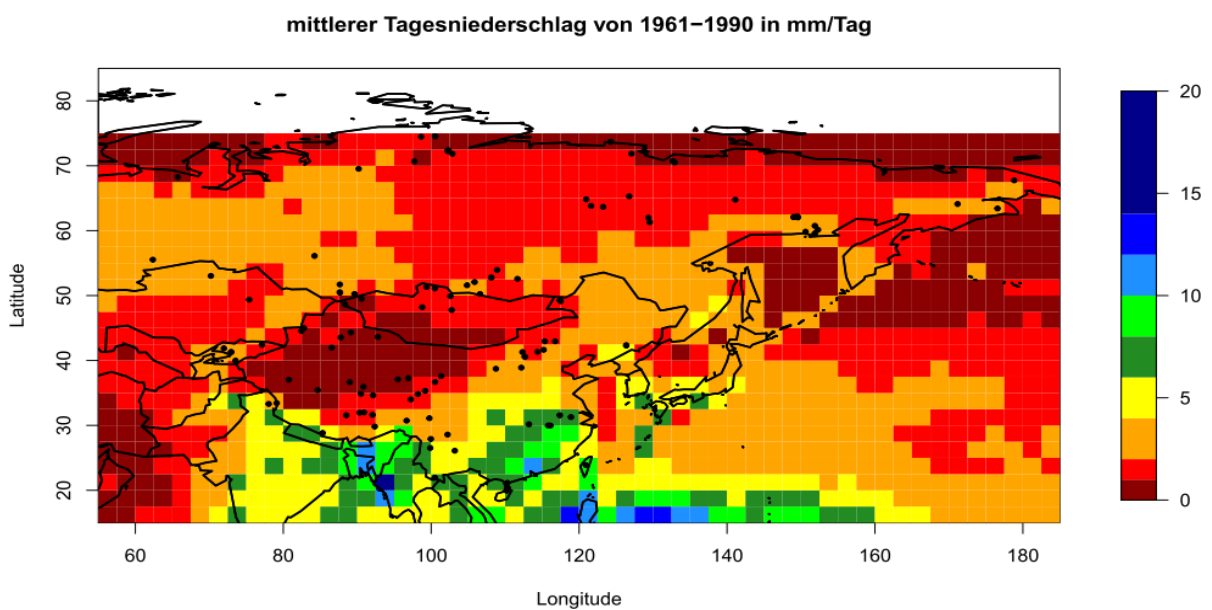


Abbildung 3: Mittelwert des mittleren Tagesniederschlags von 1961 - 1990 in mm/Tag. Schwarze Punkte entsprechen der Lokation der genutzten Seen.

Auch hier wurde allerdings aus oben genannten Gründen nur der Zeitraum von 1961 bis 1990 betrachtet. Im Gegensatz zu den Temperaturdaten liegt hier allerdings nur eine Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ vor (Abb.3).

Neben diesen Daten wurde auch ein Datensatz genutzt, der die zeitliche Entwicklung der Temperatur (wärmster Monat) und den mittleren Jahresniederschlag in mm enthält. Die Daten stammen aus einer hochauflösenden Pollenanalyse eines Bohrkerns des „Sihailongwan Maar Lake“ in China (siehe Abb.1, rotes Kreuz) und wurden für eine Klimarekonstruktion für Nordost-China gewonnen und genutzt.¹³

2.3 Flächendaten

Die Fläche der Seen wurde mithilfe der kostenlosen Software Google Earth Pro bestimmt. Dabei wurden Polygone über die Seen gelegt, deren Fläche in der Benutzeroberfläche des Programms ausgegeben wird.

2.4 Farbe der Seen

Als weiterer Parameter wurde die Greeness der Seen bestimmt. Die Greeness ist eine Möglichkeit die Farbe zu des Sees zu beschreiben und lässt außerdem eine Unterteilung der Seen in oligo-, meso- und eutrophe Seen zu. Sie wird unter Nutzung von Bildern des Landsat 8-Satelliten des USGS gewonnen. Dazu wurden im Earthexplorer des USGS (earthexplorer.usgs.gov) verschiedene Fotos der Seen beantragt und heruntergeladen. Aus diesen Bildern wurden die Bänder 2 bis 4 genutzt, welche die Farben (Blau (0.452 – 0.512 μm)), Grün (0.533 – 0.590 μm) und Rot (0.636 – 0.673 μm) abdecken.¹⁴

Um die Intensität der Farben auf der Seeoberfläche zu bestimmen wurde die Software Beam Visat des Herstellers Brockmann Consult GmbH (<http://www.brockmann-consult.de/cms/web/beam/>) verwendet, welche es ermöglicht die Pixel-Werte aus den Landsat-Bändern zu extrahieren.

Aus den Pixel-Werten, welche die Intensität der Farbe repräsentieren, wurde die Greeness mit der Formel

$$Greeness = \frac{(2 \times Intensität_{Grün})}{(Intensität_{Blau} + Intensität_{Rot})} \quad (2)$$

berechnet.

Aufgrund der zeitlichen Variation im Phytoplanktongehalt wurden für jeden See mindestens drei Bilder genutzt die analysiert wurden.

Für eine Teilmenge der Seen (siehe Anhang, Tabelle 1) wurde die mittlere Greeness bestimmt und in die räumliche Betrachtung mit einbezogen.

3 Methodik

3.1 Bacon-Modellierung

In der Paläoökologie wird immer wieder versucht unterschiedlichste Parameter, wie Klima oder Vegetation, im Zeitverlauf aus Bohrkernen zu rekonstruieren. Dabei werden verschiedene Proxies (z.B. Pollen) genutzt um diese Parameter zu erschließen. Da die Proxies selbst allerdings keinen Aufschluss über das Alter der entsprechenden Daten geben, muss dieses anderweitig bestimmt werden. In vielen Fällen wird dafür die Radiokarbondatierung genutzt, welche allerdings in Seen häufig keine große Auflösung hat, da nicht in jeder Schicht etwas datiert werden kann. Deshalb wurden im Laufe der Zeit verschiedene Methoden für die Erstellung von Alters-Tiefen-Modellen entwickelt. Zu Beginn wurde einfach zwischen den verschiedenen Datenpunkten linear interpoliert, was dazu führte, dass die Änderung in der Sedimentationsdynamik immer genau am Messpunkt stattgefunden haben muss. Dies wurde weiterentwickelt und im Laufe der Zeit verfeinert.

Für diese Arbeit wurde die so genannte Bacon-Modellierung genutzt. ⁶

Die Bacon (Bayesian Accumulation)-Modellierung ist eine Möglichkeit ein Alters-Tiefen-Modell aus gegebenen C14-Daten zu erzeugen. Dabei werden Vorabinformationen des Modellierenden genutzt.¹⁵ Die Modellierung basiert auf einem autoregressiven Gamma-Prozess, der aufgrund einer automatisierten, selbstregulierenden *Markov-Chain-Monte-Carlo* (MCMC) für Laien einfach anzuwenden ist. Dabei läuft die MCMC für bis zu 10^7 Iterationen pro Minute intern ab, ohne dass der Nutzer dabei Einstellungen vornehmen muss. Genutzt wird der *t-walk*, der von J.A. Christen und C. Fox (2010)¹⁶ entwickelt wurde.

Ausreißer erkennt das Programm mithilfe eines *student-t models*, was dazu führt, dass wenige Daten als Ausreißer erkannt werden und dementsprechend wenige Daten nicht berücksichtigt werden.

Ein weiterer Vorteil der Bacon-Modellierung ist die Nutzung von physikalisch greifbaren Parametern wie der Sedimentationsrate, was vorhergehende Modellierungen nicht taten. Ziel der Modellierung ist eine sinnvolle und stimmige Entwicklung der Sedimentationsgeschichte entlang des gesamten Kerns zu generieren die umweltrealistische Ergebnisse liefert. Dafür wird außerdem eine Kalibrationskurve für die ¹⁴C-Daten genutzt, da diese entscheidenden Einfluss auf die Rekonstruktion haben kann. ⁶

Die Vorabinformation, die vom Benutzer gegeben werden kann, umschließt primär die mittlere Sedimentationsrate, deren statistische Verteilung, und die *Memory*. Die Memory gibt an, inwiefern ein Signal vom darüber liegenden Signal beeinflusst wird, der Wert variiert zwischen 0 (unabhängig) und 1 (direkt abhängig).

Die Genauigkeit der Modellierung hängt stark von der Genauigkeit der Messung und deren Fehler ab. Auch die Anzahl der C14-Daten hat Einfluss auf die Genauigkeit, zwar können auch Kerne mit geringer Probendichte modelliert werden, allerdings sinkt die Genauigkeit.

Für diese Arbeit wurden die Modelle mithilfe der Software R und dem kostenlosen Paket *Bacon.R* (Download: <http://chrono.qub.ac.uk/blaauw/bacon.html>) erstellt. Es wurde die Kalibrationskurve IntCal13 genutzt. IntCal13 wurde zur Kalibration von Daten der nördlichen

Hemisphäre erzeugt.

Da keine weiteren Informationen über Ausreißer, Hiatus etc. vorhanden waren, wurden die Vorabinstellungen genutzt.

Lediglich bei der Memory, welche auf 0.1 (mem.mean) und 20 (mem.strength), den empfohlenen Werten für Seen ⁶, gesetzt wurde, und der mittleren Sedimentationsrate, welche durch Berechnung der mittleren Sedimentationsrate zwischen dem tiefsten und dem flachsten Datenpunkt berechnet wurde, wurden Daten vorgegeben.

Aufgrund der unterschiedlichen Auflösung in den Kernen entstehen unterschiedlich genaue Ergebnisse, was in den folgenden Betrachtungen allerdings nicht weiter beachtet wird. Bei allen Ergebnissen wird davon ausgegangen, dass die Modellierungen gleich gut sind.

Die Ergebnisse der Bacon-Modellierung in R werden in einer Tabelle mit den Spalten *depth*, *min*, *max*, *median* und *wmean* ausgegeben. Dabei sind bis auf *depth* alles Altersangaben.

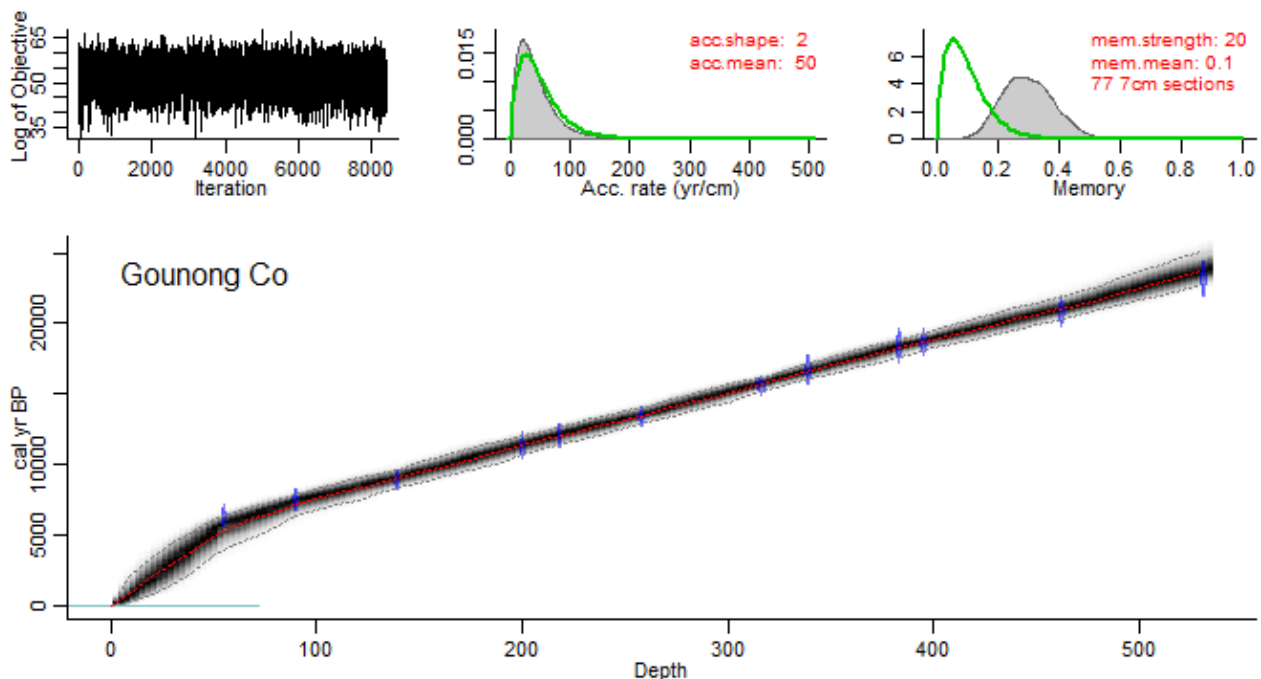


Abbildung 4: Beispiel für ein Bacon-Modell: Kern "Gounong Co", von dem zwölf C-14-Alter bekannt sind. Im Hauptteil ist das Alters-Tiefen-Modell zu sehen, die blauen Punkte entsprechen den gemessenen Punkten, der graue Bereich deckt das 95% Konfidenzintervall des Modells ab. Die rote Linie innerhalb des grauen Bereichs stellt den Median für das Alter dar. Die Tiefe (X-Achse) ist in cm angegeben, das Alter (Y-Achse) in kalibrierten Jahren vor heute (1950). Links oben sieht man die Anzahl an gespeicherten Iterationen, in der Mitte die Sedimentationsparameter (Form (2) und mittlere Sedimentationszeit (50 y/cm)). Rechts oben wird die Memory angezeigt, hier mit den Voreinstellungen $mem.mean = 0.1$ und $mem.strength = 20$. Der graue Bereich hinter den Sedimentationsparametern und der Memory gibt berechnete Werte wieder, die als Ergebnis der Modellierung mit den Voreinstellungen verglichen werden können.

3.2 Bestimmung der Sedimentationsraten

Die Sedimentationsraten wurden aus den Ergebnissen der Bacon-Modellierung für jeden See bestimmt. Dabei wurde der Median (*median*) des Alters und die gegebene Tiefe (*depth*) genutzt.

Da es bei direkter Betrachtung zu unrealistischen Ergebnissen aufgrund der kleinen Zeitintervalle zwischen zwei Tiefenschritten kommen kann, wurde ein gleitender Mittelwert über fünf Tiefenschritte berechnet.

Die Berechnung der Sedimentationsrate in Tiefe x basiert auf folgender Formel:

$$\text{Sedimentationsrate}(x) = \frac{(\text{depth}(x+2) - \text{depth}(x-2))}{(\text{median}(x+2) - \text{median}(x-2))} \quad (3)$$

wobei ± 2 Tiefenschritte sind (im Regelfall entspricht ein Tiefenschritt einem cm).

Außerdem wurde bei den Seen, wo mindestens die gesamten letzten 7.000 Jahre abgedeckt waren der Mittelwert aus den berechneten Sedimentationsraten über diesen Zeitraum bestimmt.

Die bestimmten Sedimentationsraten beschreiben, wie hoch die Ablagerung über einer Einheitsfläche pro Jahr ist. Dabei ignoriert sie allerdings die Kompaktion innerhalb des Kerns, da tiefere Bereiche stärker zusammengepresst wurden, scheint die Sedimentationsrate dort kleiner als bei jüngeren Sedimenten.¹

Außerdem muss beachtet werden, dass hier einzelne Stellen im See als repräsentativ für den gesamten See angenommen werden. Gerade bei großen Seen kann man nicht davon ausgehen, dass überall gleich viel sedimentiert wird.¹⁷ Dabei hat sich in der Vergangenheit gezeigt, dass die Tiefe aus der die Bohrkerne in Seen kommen auch einen Einfluss auf die Sedimentationsrate zu haben scheint, genauso wie das Gefälle des Seerandes.¹⁸

Die verschiedenen Arten des Sedimenteintrags in die Seen wurden bei der Betrachtung hier außen vor gelassen, da es um die Sedimentationsraten selbst geht und die Quellen des Sediments in dieser Arbeit als irrelevant angesehen wurden.

4 Statistische Analysen und Ergebnisse

4.1.1 Hauptkomponentenanalyse

Die Hauptkomponentenanalyse („Empirical Orthogonal Function“ (EFO)) wird genutzt um zu untersuchen, ob alle einbezogenen Daten sich ähnlich entwickeln (zeitlich) oder ob es mehrere Gruppen gibt die sich unterschiedlich entwickeln. Dies könnte beispielsweise auf einen Dipol in den Daten hinweisen, wenn sich die Daten im Norden anders als die südlicheren Daten entwickeln.

Zuerst wird dabei die Anomalie der betrachteten Größe \vec{x}_t berechnet und deren zeitlich Entwicklung neu modelliert.

$$\vec{x}_t = \sum_{i=1}^k \hat{a}_{(i,t)} \vec{e}^i \quad (4)$$

\hat{a} stellt dabei den zeitlichen Koeffizienten dar, e steht für die Komponenten.

Würde k genauso groß werden wie der Datensatz, wäre eine komplette Übereinstimmung vorhanden. Eine sehr gute Approximation kann in der Regel aber bereits für ein sehr viel kleineres k erreicht werden, was die Menge an genutzten Komponenten reduziert.¹⁹

Die Komponenten ersetzen dabei die ursprünglichen Koordinatenachsen, da das Koordinatensystem so rotiert wird, dass die erste Hauptkomponente den größten Anteil der Varianz enthält. Die weiteren Hauptkomponenten haben abnehmende Einflüsse und stehen senkrecht zu den Vorherigen. Dabei ist davon auszugehen, dass die Komponente mit der meisten Streuung die meisten Informationen enthält.¹⁹

Durch Betrachtung des Beitrags einzelner Komponenten zum Gesamtergebnis kann hierbei genutzt werden um zu bestimmen, wie viele Komponenten tatsächlich relevanten Einfluss auf das Ergebnis haben.

Genutzt wurden hier eine Singulärwertzerlegung des Datensatzes, die Berechnung der Varianz erfolgte mit dem Divisor $N-1$.²⁰

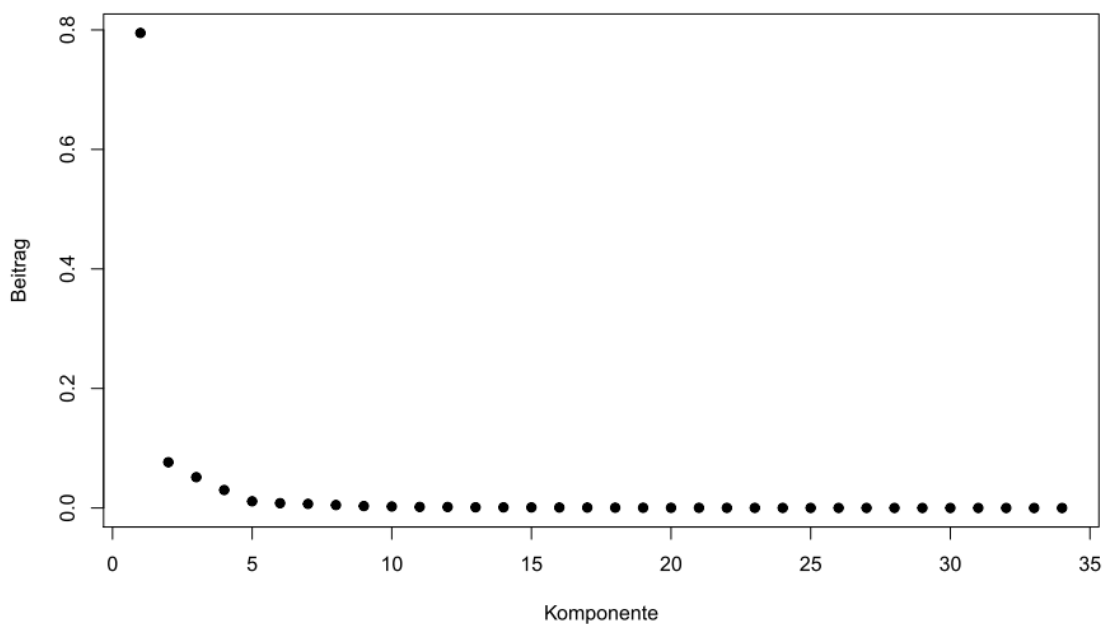


Abbildung 5: Ergebnis der Hauptkomponentenanalyse. Die erste Komponente erklärt etwa 80% der Gesamtvarianz. Damit kann der gesamte Datensatz als eine Gruppe weiter betrachtet werden, da keine getrennten Entwicklungen erkennbar sind.

Das Ergebnis der Hauptkomponentenanalyse deutet daraufhin, dass 80% der Varianz in der ersten Komponente enthalten sind.. Aufgrund dieses Ergebnisses kann davon ausgegangen werden, dass der Datensatz als ganzes weiter betrachtet werden kann. Anderenfalls müssten die Daten getrennt betrachtet werden. Es liegt also kein Dipol oder ähnliches zwischen Süd- und Nordasien vor.

4.1.2 Räumliche Analysen

Unterschiede zwischen nahen und fernen Seen

Es sollte untersucht werden, ob nahe Seen ähnliche Sedimentationsraten als Seen, die weiter voneinander entfernt sind. Für die optische Untersuchung wurde eine Karte erzeugt, auf der die Seen entsprechend eines Bereichs der Sedimentationsraten eingefärbt wurden. So kann man optisch untersuchen, ob Ähnlichkeiten zwischen nahen Seen vorliegen. Allerdings ist diese Methode durch die persönliche Wahrnehmung und die individuell gewählte Unterteilung der Sedimentationsrate und entsprechende Einteilung der Farben beeinflusst.

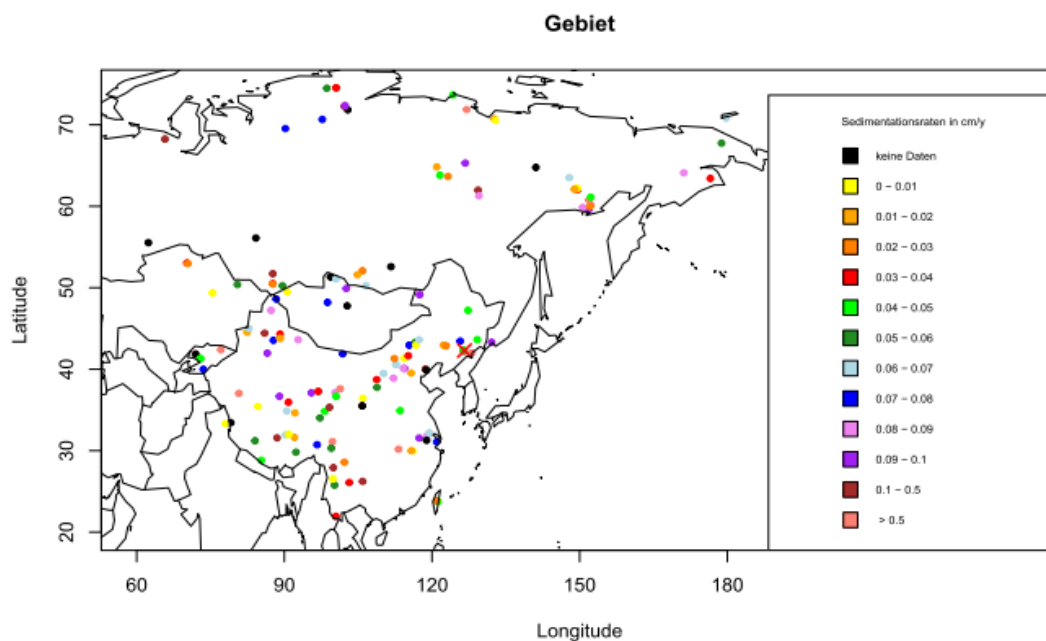


Abbildung 6: Karte des Gebietes mit Farbkodierung entsprechend der Sedimentationsrate.

Bei der Betrachtung der Karte (Abb. 6) ergibt sich der Eindruck, dass – großteils - ähnliche Sedimentationsraten in nahen Seen vorliegen. Allerdings ist dies keine objektive Analyse des Gebietes, da alles auf subjektiver Wahrnehmung von Ähnlichkeit basiert.

Deshalb wurde außerdem ein Variogramm (Abb. 7) erstellt. Dafür werden für jedes Wertepaar die Varianz der Sedimentationsraten und der Abstand zwischen den Seen bestimmt.

Anschließend werden die Daten sortiert und untersucht ob die Semivarianz zwischen nahen Seen sich von der Varianz zwischen weiter entfernten Seen unterscheidet.

Dafür wurden die Seen in Schritten von je 500 km unterteilt und der Mittelwert der Semivarianz in diesen Teilmengen berechnet.

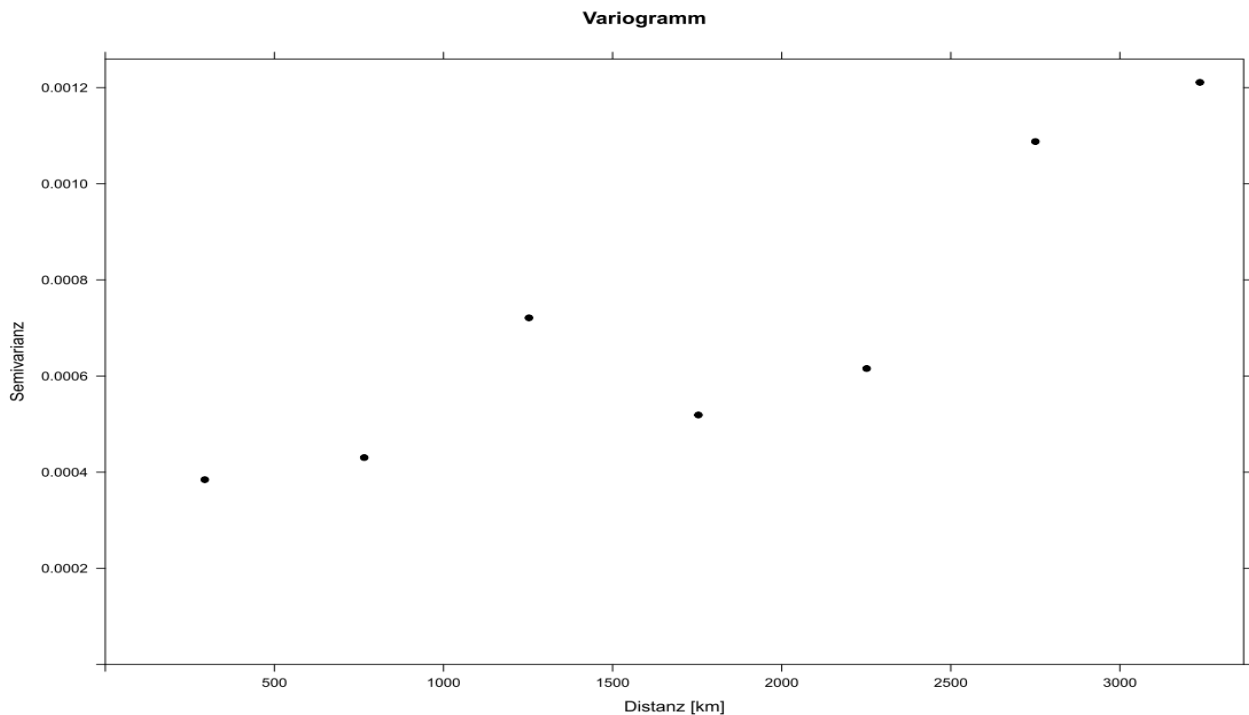


Abbildung 7: Variogramm der Sedimentationsrate der letzten 7.000 Jahre in 500km-Schritten.

Je größer der Abstand zwischen zwei Seen wird, desto größer wird die Semivarianz zwischen den Seen. Das weist darauf hin, dass der optische Eindruck aus Abb.6 richtig ist.

Lineare Regression

Für die Analyse eines Zusammenhangs zwischen Niederschlag, Temperatur, Fläche und Greeness mit der mittleren Sedimentationsrate der letzten 7.000 Jahre wurden diese als Streudiagramm dargestellt. Anschließend wurden für jeden Parameter lineare Regressionen durchgeführt, um zu untersuchen, ob eine Abhängigkeit der Zielvariablen Sedimentationsrate von den vorher bestimmten Parametern vorliegt. Die Regression erfolgt dabei mit dem Ziel, das geringste Fehlerquadrat zu erreichen.

Betrachtet man das Ergebnis der linearen Regression ergibt sich ein P-Wert. Der P-Wert beschreibt die Wahrscheinlichkeit für die Nullhypothese, die Unabhängigkeit der Zielvariablen vom Parameter besagt. Sollte der P-Wert das Signifikanzniveau von 0.05 unterschreiten, ist entsprechend eine Abhängigkeit wahrscheinlich.²¹

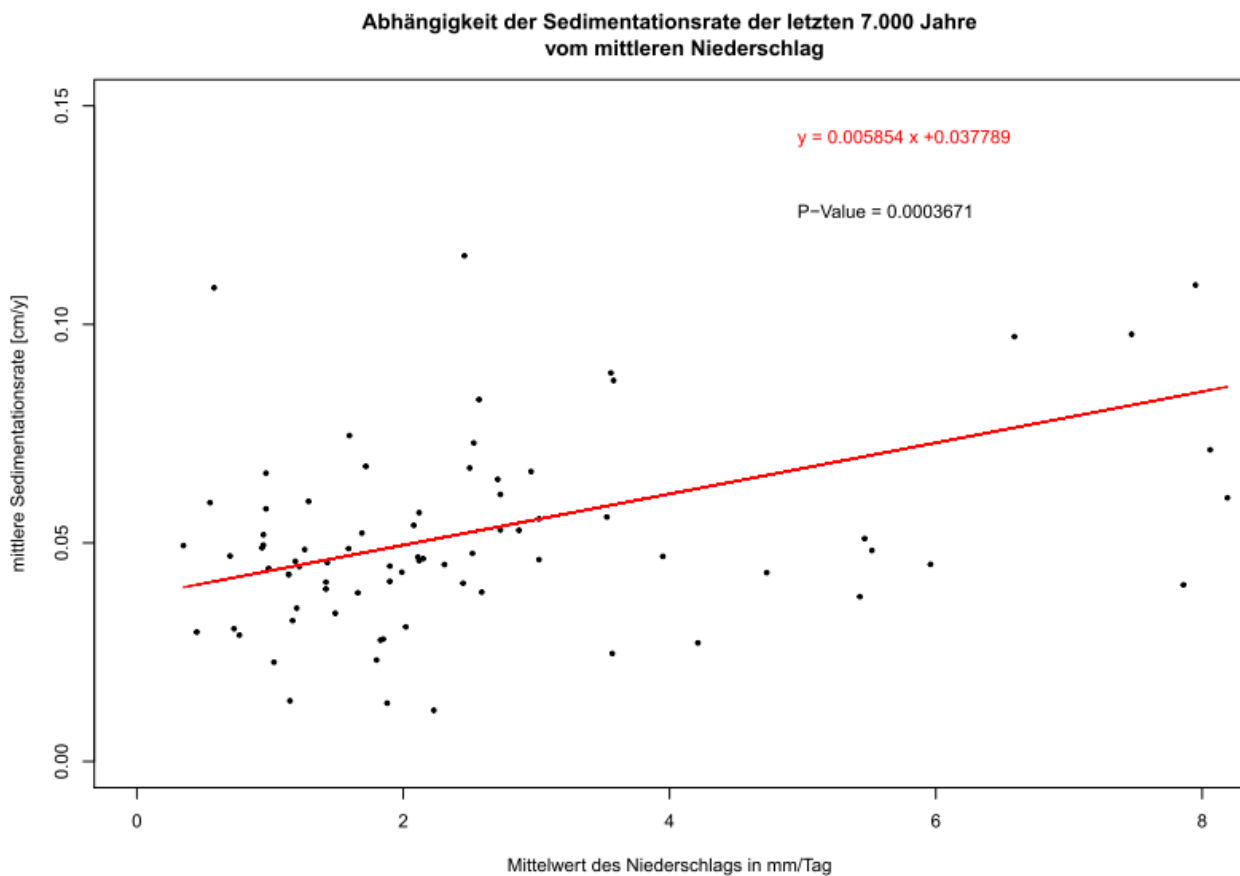


Abbildung 8: Mittlere Sedimentationsrate der letzten 7.000 Jahre über den Mittelwert des mittleren Tagesniederschlag von 1961-1990 geplottet. Die rote Linie ist das Ergebnis der linearen Regression

Bei der Betrachtung des Niederschlags ergibt sich ein Trend der eine Abhängigkeit der Sedimentationsrate vom Niederschlag unterstützt. Dabei ist der P-Wert mit 0.0003671 ein Indiz dafür, dass diese Abhängigkeit existiert. Mit steigendem Niederschlag steigt also die Sedimentationsrate im See.

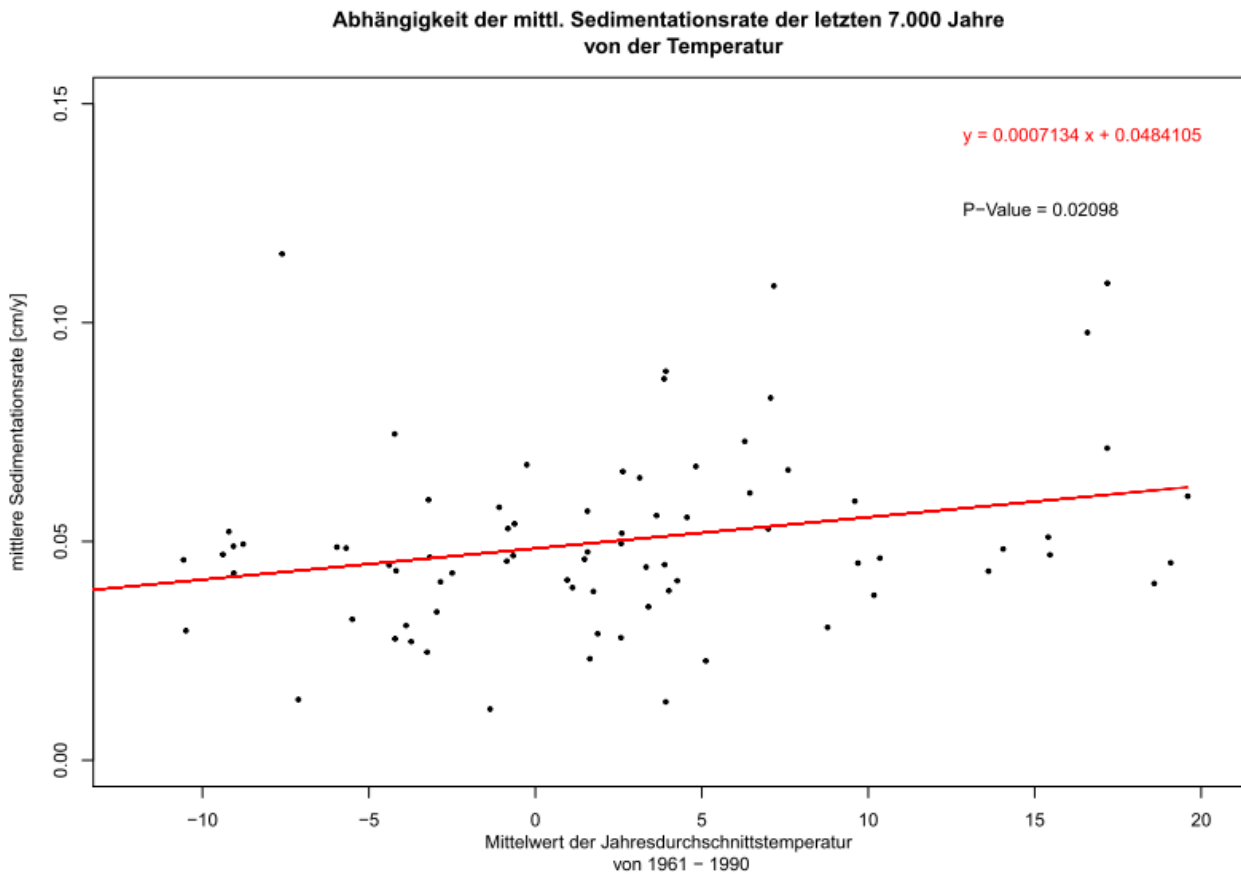


Abbildung 9: Mittlere Sedimentationsrate der letzten 7.000 Jahre über mittlere Jahresmitteltemperatur von 1961 bis 1990 geplottet. Die rote Linie ist das Ergebnis der linearen Regression.

Wie bei der Betrachtung des Niederschlags ergibt sich auch bei der Temperatur mit einem P-Wert der kleiner als 0.05 ist eine Abhängigkeit. Auch hier gilt: Steigt die Temperatur, steigt die Sedimentationsrate. Da der P-Wert kleiner als der beim Niederschlag ist, ist die Abhängigkeit von der Temperatur nicht so groß.

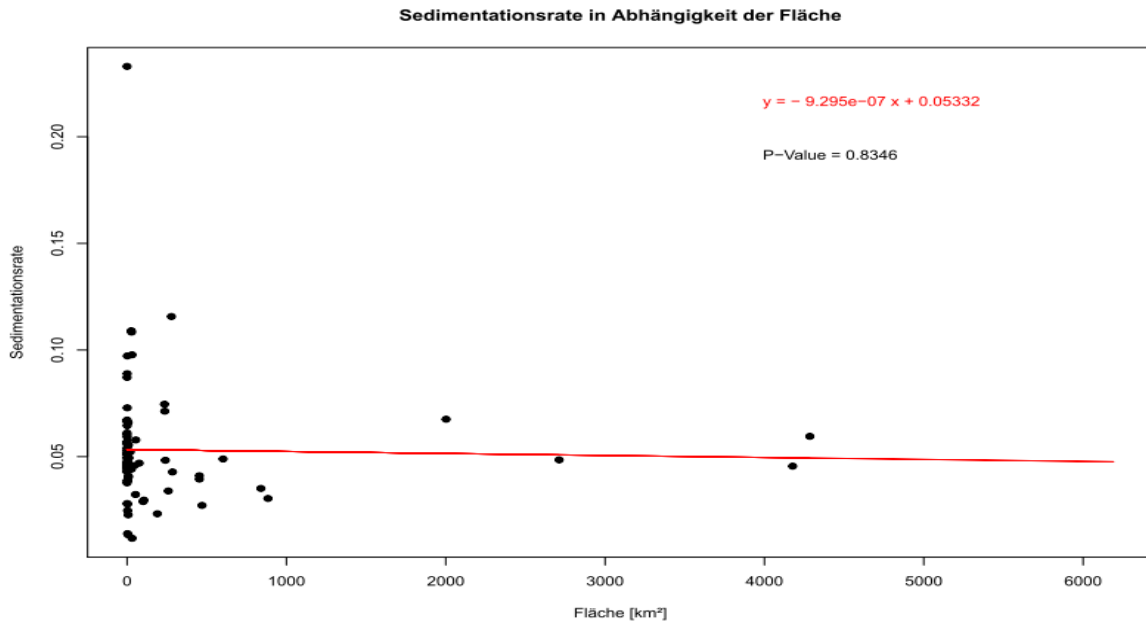


Abbildung 10: Mittlere Sedimentationsrate der letzten 7.000 Jahre über über die Seefläche geplottet. Die rote Linie ist das Ergebnis der linearen Regression.

Anders als zuvor liegt bei der Fläche mit großem P-Wert keine Abhängigkeit vor.

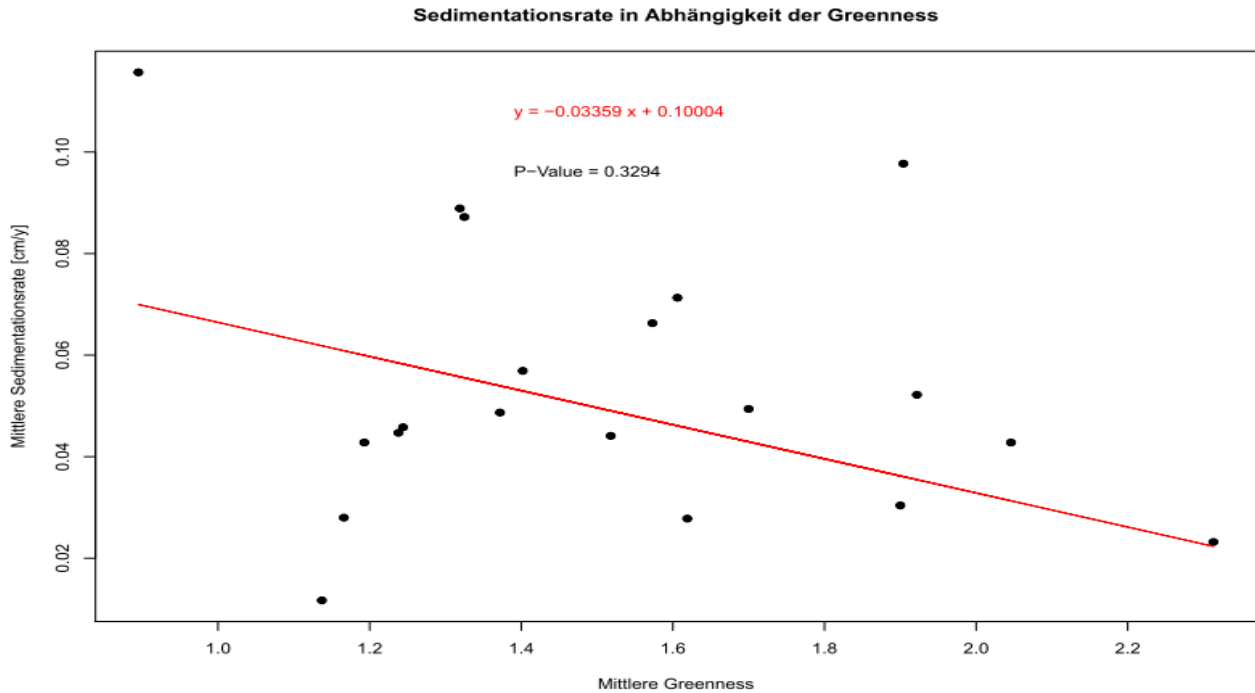


Abbildung 11: Mittlere Sedimentationsrate der letzten 7.000 Jahre über mittlere Greenness ausgewählter Seen geplottet. Die rote Linie zeigt das Ergebnis der linearen Regression. Als Gewichtung wurde $sd(\text{Greenness})^{-1}$ für die Regression genutzt.

Um die Genauigkeit zu erhöhen wurde beim linearen Modell der Sedimentationsrate in Abhängigkeit der Greenness eine Gewichtung $1/\text{Standardabweichung}$ für das lineare Modell genutzt. Das hat zur Folge, dass Werte die kleinere Standardabweichungen haben, stärker in die Regression eingehen, als solche mit großen Abweichungen.

Im Gegensatz zum eingangs erwarteten Ergebnis, dass grüne Seen eine hohe Sedimentationsrate haben, scheint dies bei den hier betrachteten Daten nicht der Fall zu sein, da der P-Wert 0.3294 das Signifikanzniveau übersteigt. In sehr blauen Seen, die hohe Sedimentationsraten vorweisen, scheint die Primärproduktion nicht der entscheidende Einfluss für die Sedimentationsrate zu sein.

4.1.3 Zeitliche Analysen

Eingrenzung des Zeitraums

Bei Vorbetrachtung der Daten ergibt sich aufgrund der Datengrundlage eine Eingrenzung auf den Bereich von 300 – 3.600 Jahren vor heute, da dort die meisten Daten über den gesamten Bereich vorliegen. Deshalb wurde nur dieser Bereich für die zeitliche Analyse genutzt und entsprechend im weiteren Verlauf nur die vollständigen Kerne betrachtet. Die Anzahl der betrachteten Kerne liegt bei 95.

Für die Betrachtung der zeitlichen Veränderung wurden die Sedimentationsraten über den gesamten Bereich in 100 Jahresschritten aus den Bacon-Daten durch lineare Interpolation approximiert, um einfachere Bearbeitung zu ermöglichen.

Berechnung der Anomalie der Sedimentationsrate

Da die Änderung der Sedimentationsraten relevant sind wurde die mittlere Sedimentationsrate über den Zeitraum von 300 – 3600 Jahre und alle Seen ermittelt. Anschließend wurde dieser Wert von der Sedimentationsrate von jedem See zu jeder Zeit abgezogen. Also ergab sich für jeden See die Abweichung vom Mittelwert des gesamten genutzten Datensatzes im betrachteten Zeitraum. Für jeden Zeitschritt wurde der Mittelwert der Anomalie in allen betrachteten Seen bestimmt.

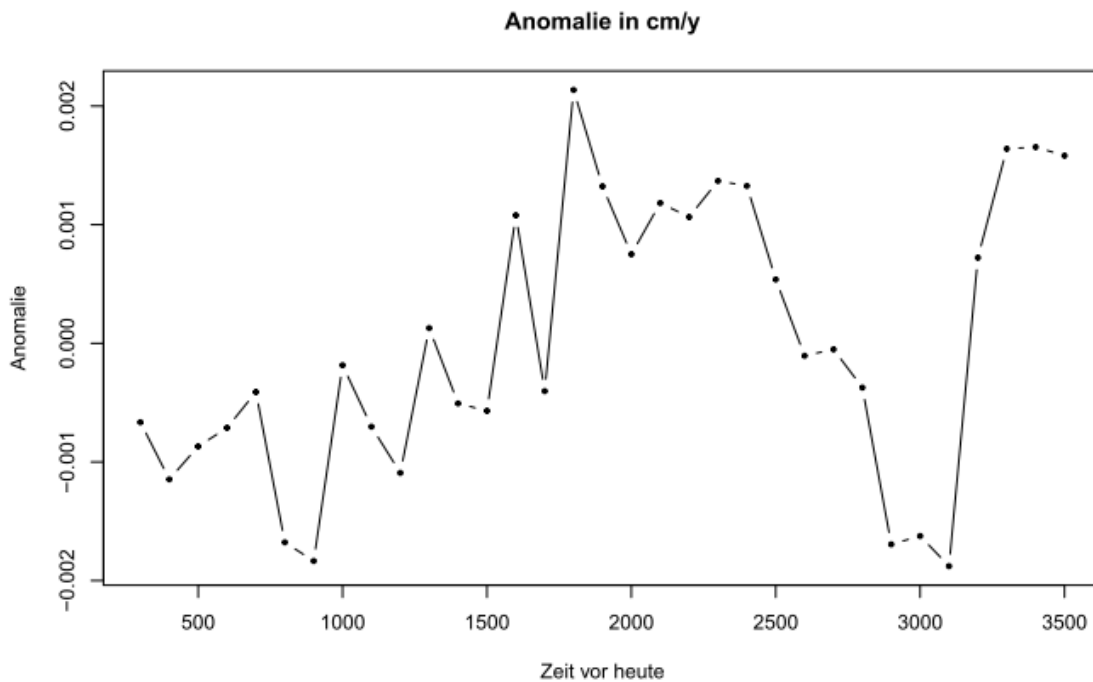


Abbildung 12: Anomalie der mittleren Sedimentationsrate aller Seen im Bereich von 300 - 3600 Jahren vor heute. Genutzt wurden 94 Seen und deren auf 100 Jahr-Schritte approximierten Sedimentationsraten.

Abbildung 12 zeigt die Anomalie der Sedimentationsrate in den Seen zwischen 300 und 3600 kalibrierten Jahren vor heute (1950) (cal. yr. BP). Dabei muss beachtet werden, dass die mittleren Sedimentationsraten im Bereich von 0.045 cm/y liegen, weshalb eine Abweichung um 0.002 cm/y bereits einer Änderung von wenigen Prozenten entspricht.

Vergleich mit Klimadaten

Die aus dem „Sihailongwan Maar Lake“ gewonnenen Klimadaten ¹³ wurden mit der Anomalie der Sedimentationsrate verglichen. Dies wurde durch optischen Vergleich beider Kurven im gewählten Zeitraum gemacht.

Außerdem wurden die Klimadaten über lineare Interpolation so approximiert, dass sie in den gleichen Zeitschritten wie die Sedimentationsraten vorliegen. So konnte eine der Pearson-Korrelationskoeffizient berechnet werden und der Verlauf beider Kurven statistisch verglichen werden.

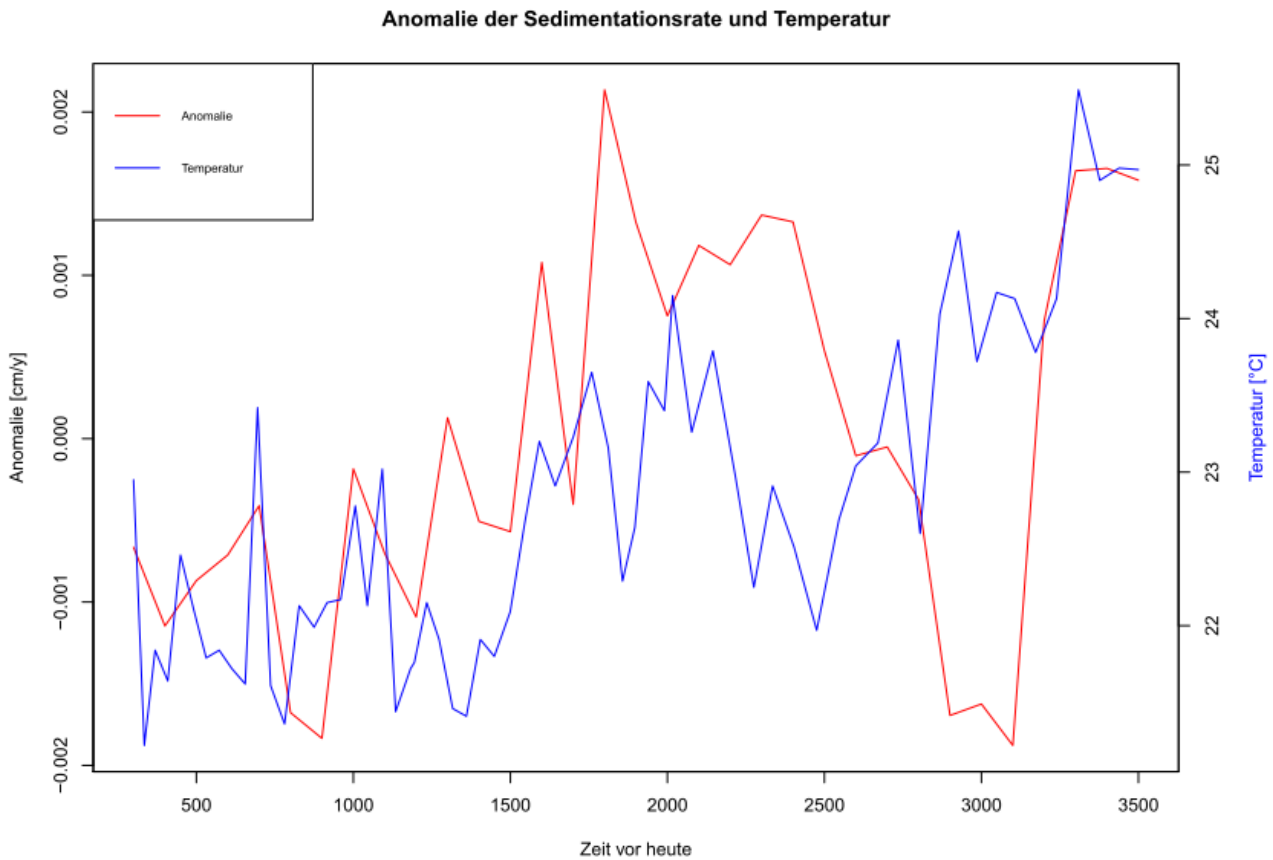


Abbildung 13: Vergleich der Anomalie der Sedimentationsrate und der rekonstruierten Temperatur des wärmsten Monats aus dem "Sihailongwan Maar Lake"¹³ im Bereich von 300 bis 3600 Jahren.

Vergleicht man die Anomalie der Sedimentationsrate mit der Temperatur des wärmsten Monats aus der Klimarekonstruktion für Nordost-China, ergibt sich optisch ein Zusammenhang der auch in der räumlichen Betrachtung erkannt wurde: Temperatur und Sedimentationsrate steigen etwa zeitgleich.

Nach der Approximation der Daten und der Berechnung der Korrelation ergab sich ein Pearson-Korrelationskoeffizient von $r = 0.4006003$. Damit liegt eine positive Korrelation vor, die Sedimentationsrate steigt mit zunehmender Temperatur.

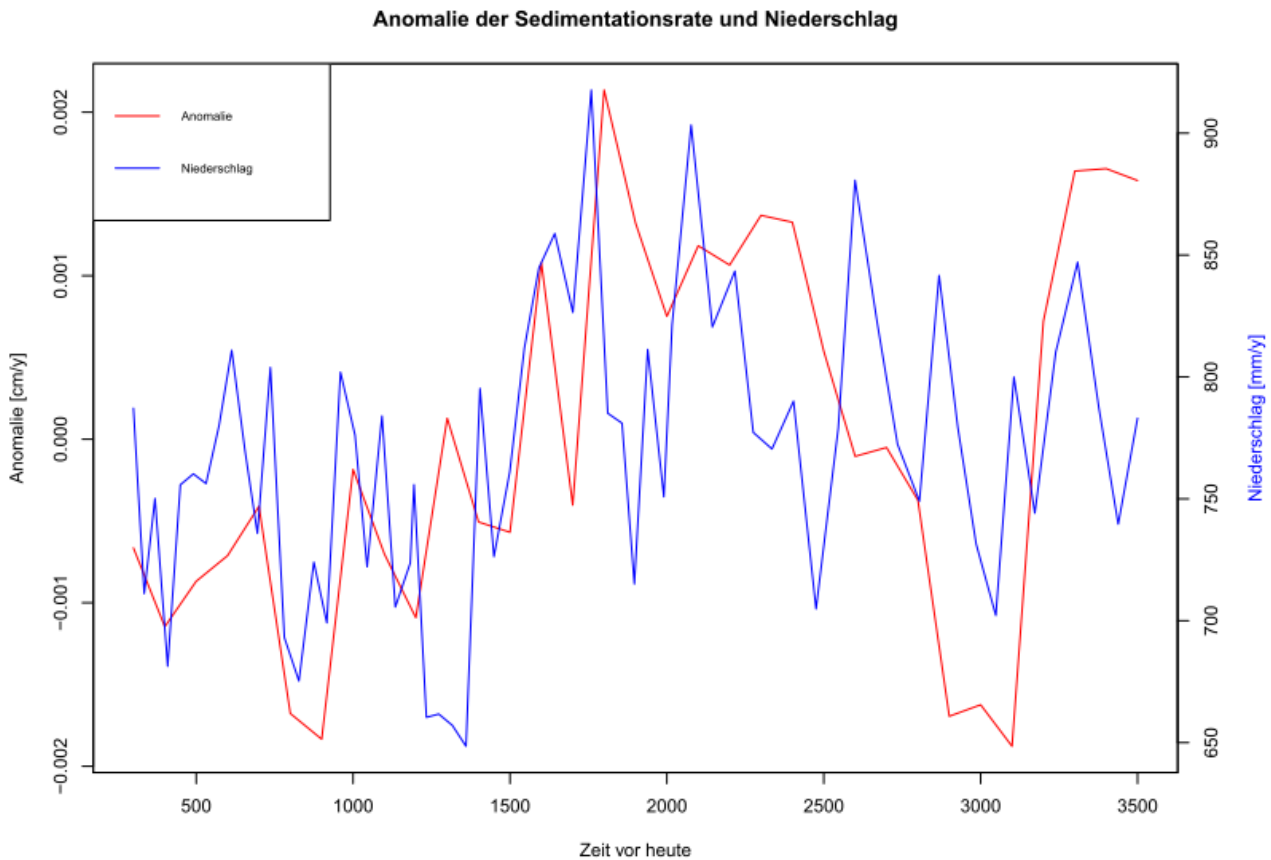


Abbildung 14: Vergleich der Anomalie der Sedimentationsrate und dem rekonstruierten Jahresniederschlag aus dem "Sihailongwan Maar Lake"¹³ im Bereich von 300 bis 3600 Jahren.

Führt man den Vergleich zwischen der Anomalie der Sedimentationsrate und dem Jahresniederschlag durch, ergibt sich auch hier der gleiche Zusammenhang der in der räumlichen Analyse gefunden wurde: Eine Erhöhung des Niederschlags hat eine Erhöhung der Sedimentationsrate zur Folge. Betrachtet man hier den Pearson-Korrelationskoeffizient ergibt sich der Koeffizient $r = 0.4090082$, auch hier liegt eine positive Korrelation vor.

4.1.4 Verknüpfung von räumlichen und zeitlichen Ergebnissen

Berechnung der Anomalie der Sedimentationsrate aus dem räumlichen Ergebnis für die Klimaabhängigkeit

Um zu vergleichen ob Änderungen der Temperatur und des Niederschlags in Raum und Zeit ähnliche Auswirkungen auf die Änderung der Sedimentationsrate haben, wurden die Steigungen der linearen Modellen in 4.1.2 so umgerechnet, dass sie die gleiche Einheit wie die zeitlichen Ergebnisse haben.

Die Niederschlagsdaten liegen in mm/Tag vor. Für die Berechnung des Jahresniederschlages wurde dazu angenommen, dass ein Jahr 365 Tage hat. Mit diesen Ergebnissen wurde die Sedimentationsrate zu jedem Zeitpunkt durch Multiplikation mit den Niederschlags-/Temperaturwerten rekonstruiert und deren Mittelwert im Zeitraum von 300 – 3500 Jahren gebildet. Zieht man diesem Mittelwert von den Sedimentationsraten ab erhält man die rekonstruierte Anomalie der Sedimentationsrate aus räumlicher Betrachtung im Zeitverlauf.

Ähnlich wie bei der zeitlichen Berechnung wurde durch lineare Interpolation eine Approximation der Niederschlags- und Temperaturdaten durchgeführt um auch hier Daten im Abstand von 100 Jahren zu generieren. Die zuvor beschriebenen Berechnungen wurden erneut durchgeführt, um die Korrelation der zeitlichen und der räumlichen Anomalie zu berechnen. Dazu wurde der Pearson-Korrelationskoeffizient berechnet und betrachtet.

5 **Diskussion**

5.1 **Interpretation räumlicher Ergebnisse**

Sedimentationsraten sind klimadominiert

Betrachtet man die linearen Regressionen und deren P-Werte ergibt sich bei den hier betrachteten

Parametern eine Abhängigkeit von Niederschlag und Temperatur. Die Fläche kann als entscheidend beeinflussender Faktor praktisch ausgeschlossen werden, während die Greeness ebenfalls keinen entscheidenden Einfluss zu haben scheint.

Dabei ist allerdings zu beachten, dass hier lediglich einzelne Bilder der Seen genutzt wurden und die Greeness innerhalb eines Sees im Laufe der eines Jahres variiert, da die Intensität der grünen Reflexion großteils auf dem Beitrag des Phytoplanktons basiert. Die Seen durchlaufen in einem Jahr aber eine Klarwasserphase und eine Blütezeit des Phytoplanktons, was eine unterschiedliche Greeness zur Folge hätte, je nachdem von wann die Fotos sind, auf welchen gemessen wird.²² Außerdem wurden die Intensitäten immer an genau einem Punkt im See bestimmt, was zur Folge hat, dass dies – wie die Sedimentationsrate – auf den ganzen See projiziert wird. Bei der Greeness kann es aufgrund von Veränderung innerhalb des Sees allerdings zu Abweichungen innerhalb eines Sees kommen.

Außerdem ist die Probenzahl mit 21 nicht so groß wie bei den anderen betrachteten Parametern. An dieser Stelle hätte man beispielsweise die Seen in verschiedene Klassen wie z.B. oligotroph, mesotroph, eutroph unterteilen können, was mit der Verteilung der einzelnen Intensitäten möglich ist. Dies hätte zusätzliche Einblicke in den Parameter Farbe des Sees gegeben, der offenbar in Form der Greeness keinen entscheidenden Einfluss auf die Sedimentationsrate hat.

Die Ergebnisse weisen also darauf hin, dass die Sedimentationsrate im Raum primär vom Klima dominiert wird. Dabei scheint der Niederschlag mit einem geringeren P-Wert einen größeren Einfluss auf die Sedimentationsrate zu haben als die Temperatur, allerdings darf der enge Zusammenhang zwischen Temperatur und Niederschlag selbst nicht ignoriert werden. Auch die Abhängigkeit beider Parameter von der Latitude muss beachtet werden.

Mit diesen Ergebnissen wird auch das Variogramm gestützt, da nahe Seen meist über ähnliches Klima verfügen und dementsprechend ähnliche Sedimentationsraten zu erwarten sind.

5.2 Interpretation zeitlicher Ergebnisse

Zeitliche Abhängigkeit von Temperatur und Niederschlag

Auch bei der Betrachtung der Anomalie der Sedimentationsrate im Bereich von 300 – 3.600 Jahre vor heute scheint ein Zusammenhang mit Temperatur und Niederschlag vorhanden zu sein, da die Entwicklung sehr ähnlich ist. Aufgrund der Korrelation zwischen der Anomalie der Sedimentationsrate und den Klimadaten liegt es nahe, dass auch zeitlich ein Zusammenhang zwischen diesen Parametern und der Sedimentationsrate besteht. Dabei scheint der Niederschlag eine unwesentlich höhere Korrelation vorzuweisen, was allerdings auch an der Datengrundlage liegen kann, da der Unterschied lediglich etwa 1% beträgt.

5.3 Fusion der Ergebnisse

Vergleicht man die Ergebnisse aus zeitlicher Betrachtung und der Rekonstruktion aus den räumlichen Ergebnissen erhält man sowohl für Temperatur (Abb.15) als auch für den

Niederschlag (Abb. 16) einen optischen Zusammenhang. Neben dem ähnlichen Verlauf beider Kurven in beiden Abbildungen ist auch die gleiche Größenordnung ein wichtiger Hinweis auf Vergleichbarkeit der Ergebnisse.

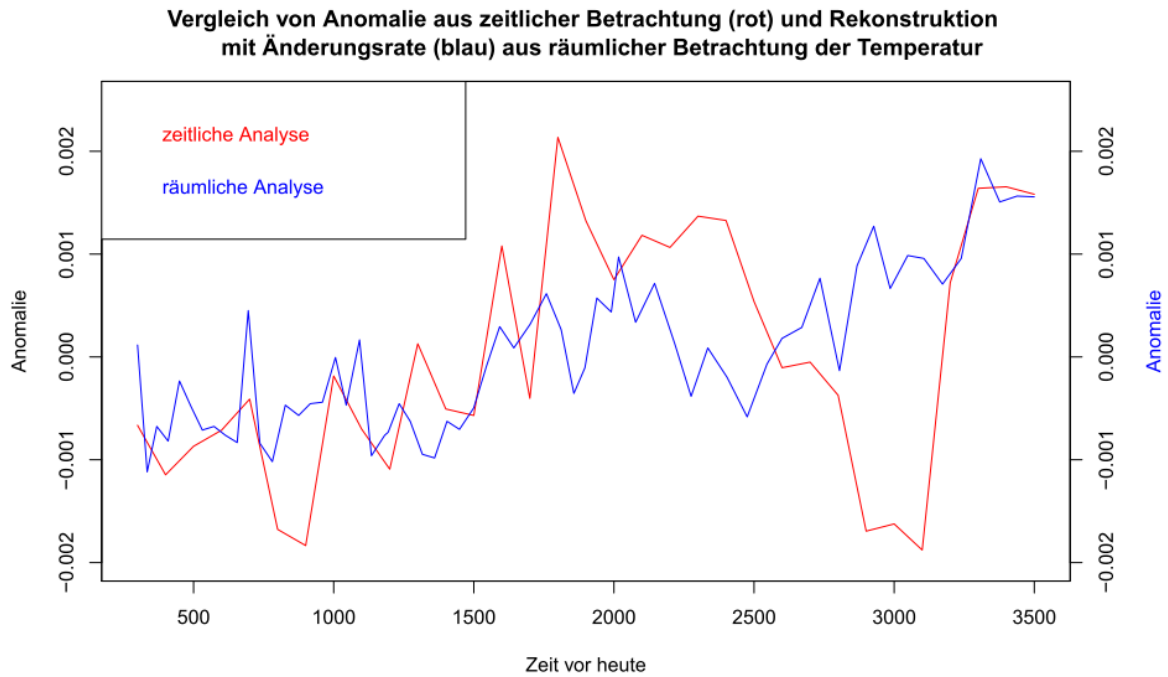


Abbildung 15: Vergleich von Anomalie aus zeitlicher und räumlicher Betrachtung. Die rechte Y-Achse repräsentiert die rekonstruierten Anomalien der Sedimentationsraten aus Betrachtung der Temperaturwerte.

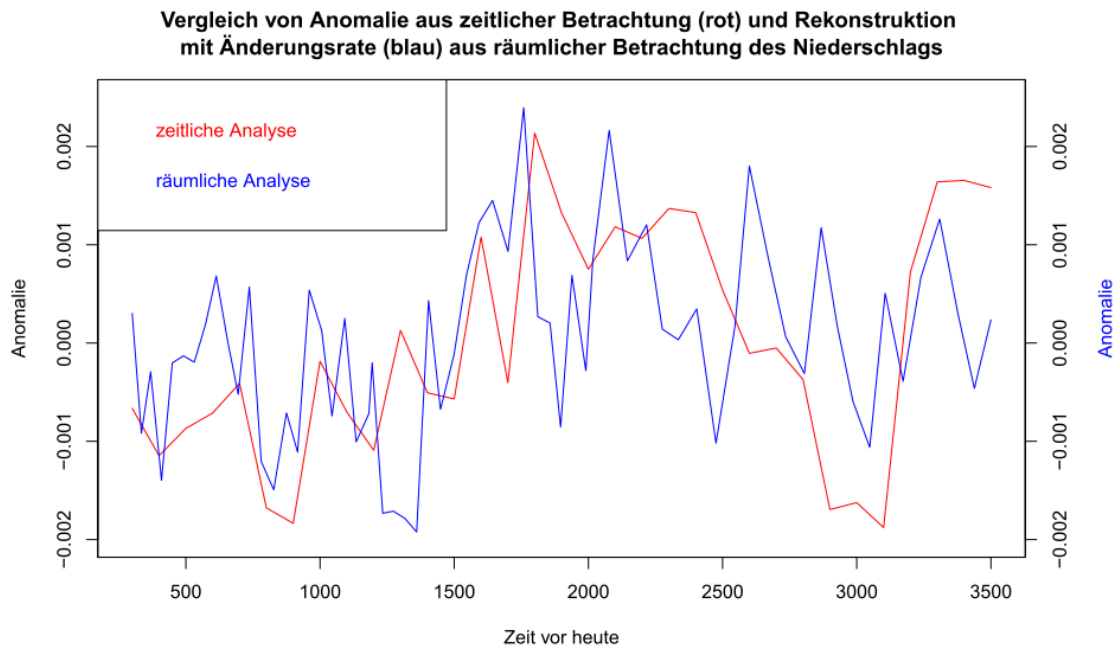


Abbildung 16: Vergleich von Anomalie aus zeitlicher und räumlicher Betrachtung des Niederschlags. Die rechte Y-Achse repräsentiert die aus der räumlichen Betrachtung berechneten Anomalien der Sedimentationsraten aus den Niederschlagsdaten.

Berechnete Korrelation aus approximierten Klimadaten

Betrachtet man die Korrelation zwischen beiden Kurven, erhält man für die Temperatur eine Korrelation mit einem Pearson-Koeffizienten $r = 0.4006003$. Vergleicht man auch die Niederschlagswerte liegt hier für die Korrelation ein Korrelationskoeffizient von 0.4090082 vor. Damit ergibt sich auch bei der Anomalie und den approximierten Klimadaten eine Korrelation zwischen beiden Parametern und der Sedimentationsrate.

Dass bei den Klimadaten selbst und der berechneten Anomalie die gleichen Korrelationskoeffizienten vorliegen, liegt an der Berechnung der Anomalien aus den Klimadaten: Da die Kurve prinzipiell nur in Y-Richtung verschoben und skaliert wird, ändert sich die Korrelation nicht.

5.4 Zusammenfassung

Zusammengefasst ergibt sich hier das Ergebnis, dass die Sedimentationsrate sowohl in Zeit als auch in Raum - von den hier betrachteten Parametern - primär von Temperatur und Niederschlag und damit vom Klima beeinflusst wird. Dabei stellt sich natürlich die Frage, inwiefern erhöhte Temperatur und erhöhter Niederschlag zu erhöhter Sedimentation führen:

Einerseits sorgt wärmeres Klima für mehr Erosion und Verwitterung, was die Primärproduktion an Sediment im Einzugsgebiet erhöht.⁴

Eine weitere Möglichkeit wie das Klima die Sedimentationsrate beeinflusst, könnte die Reaktion der Population von Kleinstlebewesen auf erhöhte Temperaturen haben, da wärmeres Klima bei Pflanzen und Tieren im See zu erhöhter Reproduktion führt. Sterben diese Lebewesen ab, kommt es entsprechend zu erhöhter Sedimentation im Vergleich zu kälteren Perioden.¹ Dies könnte man unter genauerer Betrachtung der Greenness untersuchen, da Kleinstlebewesen entscheidenden Einfluss darauf haben, wie ein See reflektiert.

Erhöhter Niederschlag hingegen kann zu erhöhtem Transport von Sediment aus dem Einzugsgebiet in die Seen führen, was sich wiederum in der Sedimentationsrate zeigt. Um diesen Einfluss genauer zu untersuchen, könnte man innerhalb eines Sees, sowohl in der Nähe einer Flussmündung als auch weiter entfernt davon, Bohrkerne nehmen und die Sedimentationsraten vergleichen.

Im Falle des Baikalsees wurde nachgewiesen, dass der größte Teil des Sediments, welches abgelagert wird, durch die Selenge eingetragen wird.² Die Anzahl der einfließenden Flüsse, deren Größe und Sedimentfracht könnte also ebenfalls einen entscheidenden Einfluss auf die Sedimentationsrate haben, der noch betrachtet werden könnte. Anhand der Zuflüsse könnte man die Seen klassifizieren und untersuchen, ob es die Unterschiede gibt, die man sich vorstellen kann: Mehr Zuflüsse bedeuten mehr Sediment welches eingetragen und abgelagert wird.

Auch die Vegetation im Umfeld des Sees hängt von Temperatur und Niederschlag ab. Dabei sorgen unterschiedliche Pflanzen für unterschiedlich großen Schutz der Erdoberfläche vor Erosion.³ Die unterschiedliche Vegetation könnte man aus dem anfangs genutzten Pollendatensatz rekonstruieren und vergleichen. Dies könnte weiterhin genutzt werden, um Klimarekonstruktionen für alle Seen durchzuführen und nicht einen Datensatz auf alle Seen anzuwenden.

Eine weitere Überlegung betrifft die unterschiedliche Reaktion verschieden großer Seen im Winter: Während kleinere Seen teilweise komplett gefrieren, passiert das bei größeren Seen selten. Deshalb scheint die Anfälligkeit für Unregelmäßigkeiten in der Sedimentationsrate in kleinen Seen größer. Außerdem scheinen sie sensitiver auf Unterschiede in Niederschlag und Temperatur zu reagieren.² Allerdings hat sich in der Betrachtung hier gezeigt, dass die Fläche keinen entscheidenden Einfluss auf die Sedimentationsrate hat, was allerdings noch einmal für unterschiedliche Klassen von Seen, die anhand der Größe unterschieden werden, untersucht werden könnte. Vielleicht ergibt sich bei kleineren Seen eine andere Reaktion auf Klimaschwankungen als bei Größeren.

Zuletzt wäre hier noch anzumerken, dass schon zu Beginn eine Betrachtung der Menge der Radiokarbonaten, die in die Modellierung einfließen, sinnvoll wäre und das Ergebnis und dessen Genauigkeit beeinflussen können. Dies ergibt sich aus der Auflösung der Kerne: Ein Kern mit zwei Datenpunkten im Bereich von 0 bis 7.000 Jahre ist vermutlich weniger genau in der Modellierung als ein Kern bei dem im selben Zeitraum zehn oder mehr Datenpunkte vorliegen.

6 Ausblick

Für einen Ausblick in die Zukunft könnte man die Ergebnisse vor allem bei flachen Seen nutzen, da diese sich – wenn die Temperatur im Zuge der globalen Erwärmung steigt – selbst auffüllen könnten, da die Sedimentationsrate voraussichtlich steigen wird. Dies könnte bei flachen Seen dazu führen, dass sie aufgrund unveränderter Wassermassen über die Ufer treten und große, flache Seen bilden, die durch die größere Oberfläche schneller verdunsten. Durch die erhöhte Luftfeuchtigkeit könnte es dann zu steigenden Niederschlägen kommen, welche die Sedimentation wieder beschleunigen. Es würde sich also ein positiver Rückkopplungseffekt einstellen.

Außerdem könnte aufgrund der größeren Fläche mehr Wasser in der Umgebung der Seen versickern, was die Tiefe der Seen weiter erniedrigt.

In Sibirien taut bereits heute ein immer größer werdender Teil der Permafrostgebiete auf, was den Schutz des Bodens vor Erosion erniedrigt.²³ Dadurch könnte zunehmend mehr Sediment in die Seen vor Ort eingetragen werden, was die Sedimentationsrate erhöhen würde. Auch hier kann es aufgrund der im Permafrost gespeicherten, nun austretenden Treibhausgase²⁴ global zu weiteren Temperaturanstiegen kommen, welche die Sedimentationsraten auch im betrachteten Gebiet erhöhen würde. Forscher gehen heute davon aus, dass innerhalb der nächsten 25 Jahre das gesamte Permafrostgebiet aufgetaut sein wird.²³

An dieser Stelle sei angemerkt, dass die Zukunft der Seen in Asien allerdings nicht so schlimm ist, wie die erste Aussicht andeutet, da bei einer Sedimentationsrate von durchschnittlich 0.045 cm/Jahr in den letzten 3.600 Jahren etwa 2.222 Jahre vergehen müssen, um einen Meter Sediment abzulagern.

Die hier erzielten Ergebnisse könnten zudem genutzt werden, um die Alters-Tiefen-Modelle zu verbessern. Da die Rekonstruktion von Klimaparametern durch z.B. Pollen sehr viel höher aufgelöst ist als die Ergebnisse der Radiokarbondatierungen, könnten die unterschiedlichen Ergebnisse für Temperatur und Niederschlag genutzt werden, um die Sedimentation zwischen zwei Datenpunkten der Datierung besser zu modellieren. Aufgrund der hohen Auflösung, die meist im cm-Bereich liegt, kann so sehr viel besser die Sedimentationsdynamik beschrieben und in das Modell integriert werden. Allerdings müssten die Korrekturen dann für jedes Gebiet der Erde separat untersucht und bestimmt werden, inwieweit die Sedimentationsraten in den unterschiedlichen Gebieten vom Klima abhängig sind.

Eingangs wurde die Frage bezüglich der Einflussfaktoren auf Sedimentationsraten in Seen in Asien in Raum und Zeit gestellt und diese ist mit einem Wort zu beantworten: Klima. Das Klima ist der entscheidende Einflussfaktor auf die Sedimentationsraten – sowohl in Raum als auch in der zeitlichen Betrachtung, wobei bei der Betrachtung der zeitlichen Komponente nur verglichen wurde, ob die Klimaparameter Temperatur und Niederschlag mit der Sedimentationsrate korrelieren, was bejaht werden kann.

7 Anhang

Tabelle 1: Alle Seen mit Koordinaten, mittlere Greeness und deren Standardabweichung, wo diese bestimmt wurde, und der Quelle der C14-Daten von Xianyong Cao. Manche der Quellen sind in chinesischer/russischer Sprache verfasst, entsprechende Anmerkungen sind dem Literaturverzeichnis zu entnehmen.

ID	Lokation	Latitude	Longitude	Mittlere Greeness	Standardabweichung (Greeness)	Quelle C14-Daten
1	Achit Nur Lake	49.50	90.60	2.046	0.2337	Gunin et al., 1999 ²⁵
2	Ahung Co	31.62	92.07	1.619	0.0590	Shen, 2003 ²⁶
3	Akkol Lake	50.25	89.63	1.372	0.0155	Blyakharchuk et al., 2007 ²⁷
4	Alut Lake	60.14	152.31			Anderson et al., 1998a
5	Anguli Nur Lake	41.33	114.37			Li et al., 1990 ²⁸
6	Ayongwama Co	34.83	98.20			Cheng et al., 2004 ²⁹
7	Baikal -CON01-603-5	53.95	108.91			Demske et al., 2005 ³⁰
8	Baikal -CON01-605-3	51.59	104.85			Demske et al., 2005 ³⁰
9	Baikel Lake	52.08	105.87	1.137	0.0360	Demske et al., 2005 ³⁰
10	Bakaly Lake	41.87	71.97			Beer et al., 2008 ³¹
11	Bangong Co	33.44	79.12	0.895	0.0304	Van Campo et al., 1996 ³²
12	Barkol lake	43.62	92.80			Tao et al., 2009 ³³
13	Bayanchagan Lake	41.65	115.21			Jiang et al., 2006 ³⁴
14	Beilikekule Lake	36.67	89.00	1.700	0.1314	Huang et al., 1996 ³⁵
15	Billyakh Lake	65.30	126.78			Müller et al., 2009 ³⁶
16	Boguda Lake	63.67	123.25			Andreev et al., 1989 ³⁷
17	Bolshoe-Eravnoe Lake	52.58	111.67			Vipper, 2010 ³⁸
18	Bosten Lake	41.97	86.55	1.900	0.1907	Xu, 1998 ³⁹
19	Bunan Lake	35.95	90.83			Shan et al., 1996 ⁴⁰
20	CH02	71.84	102.88			Arbeitsgruppe von Dr. Herzsuh
21	CH06	70.67	97.72			Arbeitsgruppe von Dr. Herzsuh
22	CH12	72.40	102.29			Klemm et al., 2015 ⁴¹
23	CH17	72.25	102.24			Arbeitsgruppe von Dr. Herzsuh
24	CH18	72.31	102.37			Arbeitsgruppe von Dr. Herzsuh
25	Chabada Lake	61.98	129.37			Andreev and Klimanov, 1989 ⁴²
26	Chaiwopu Lake	43.55	87.78	1.518	0.3233	Li and Yan, 1990 ⁴³
27	Chaohu Lake	31.56	117.39			Wu et al., 2008 ⁴⁴
28	Daba Nur Lake	48.20	98.79	1.193	0.0925	Gunin et al., 1999 ²⁵
29	Dabsan Lake	37.10	95.50	2.313	0.1535	Du and Kong, 1986 ⁴⁵

30	Daihai Lake 2004	40.58	112.67			Xiao et al., 2004 ⁴⁶
31	Daihai Lake 2006	40.58	112.67			Sun et al., 2006 ⁴⁷
32	Diaojiaohaizi Lake	41.30	112.35	1.238	0.0362	Song et al., 1996 ⁴⁸
33	Dlinnoye Lake	67.75	178.83			Anderson et al., 2002 ⁴⁹
34	Dolge Ozero	71.87	127.07			Pisaric et al., 2001 ⁵⁰
35	Dood Nur Lake	51.33	99.38	1.244	0.0629	Gunin et al., 1999 ²⁵
36	Douco Lake	35.32	99.18			Zhao Z.M. et al., 2007 ⁵¹
37	Ebinur Lake	44.55	82.45			Wen und Qiao, 1990 ⁵²
38	Ebinur Lake SW	45.00	82.80			Lin, 1994 ⁵³
39	Elgennya Lake	62.08	149.00			Lozhkin et al., 1996 ⁵⁴
40	Elikchan 4 Lake	60.75	151.88			Lozhkin and Anderson, 1995 ⁵⁵
41	Erhailongwan Lake	42.30	126.37	1.325	0.1048	Liu Y.Y. et al., 2008 ⁵⁶
42	Figurnoye Lake	62.10	149.00			Lozhkin et al., 1996 ⁵⁴
43	Ganhai Lake	38.89	112.19	1.573	0.1261	Meng et al., 2007 ⁵⁷
44	Gaoximage Lake	42.95	115.37			Li C.Y. et al., 2003 ⁵⁸
45	Gounong Co	34.63	92.15			Shan et al., 1996 ⁴⁰
46	Gucheng Lake	31.28	118.90	1.904	0.2524	Yang et al., 1996 ⁵⁹
47	Gun Nur Lake	50.25	106.60			Gunin et al., 1999 ²⁵
48	Gytgykai Lake	63.42	176.57			Lozhkin et al., 1998 ⁶⁰
49	Hamaertai Lake	38.72	108.75			Wang et al., 1996 ⁶¹
50	Haoluku Lake	42.96	116.76			Wang et al., 2001 ⁶²
51	Hoton Nur	48.62	88.35			Rudaya et al., 2009 ⁶³
52	Hovsgol Lake	51.10	100.50			Prokopenko et al., 2007 ⁶⁴
53	Huguangyan Lake	21.15	110.28			Lv et al., 2003 ⁶⁵
54	Hulun Nur lake 1995	49.28	117.40			Yang et al., 1995 ⁶⁶
55	Hulun Nur lake 2006	49.13	117.51			Wen et al., 2010 ⁶⁷
56	Hurleg Lake	37.28	96.90	1.608	0.2454	Zhao Y. et al., 2007 ⁶⁸
57	Issyk Kul Lake	42.39	77.12			Giralt et al., 2004 ⁶⁹
58	Jack London Lake	62.17	149.50			Lozhkin et al., 1993 ⁷⁰
59	Jinchuan	42.35	126.38	1.319	0.0519	Li Y.H. et al., 2003 ⁷¹
60	Karas'e Lake	53.03	70.22	1.402	0.1698	Tarasov and Kremenetskii. 1995 ⁷²
61	Kendegelukol Lake	50.51	87.64			Blyakharchuk et al., 2004 ⁷³
62	Khomustakh Lake	63.82	121.62			Andreev et al., 1989 ⁴²
63	Kichikol Lake	39.98	73.55			Beer et al., 2007 ⁷⁴
64	Kirek Lake	56.10	84.22			Blyakharchuk et al., 2007 ²⁷
65	Kotokel Lake 2009	52.78	108.12			Tarasov et al., 2009 ⁷⁵
66	Kotokel Lake 2010	52.78	108.12			Bezrukova et al.,

						2010 ⁷⁶
67	Kucha Lake	34.01	97.24	1.922	0.1043	Herzschuh et al., 2009 ⁷⁷
68	Lake Nikolay	73.67	124.25			Andreev et al., 2004 ⁷⁸
69	Lama Lake	69.53	90.20			Andreev et al., 2004 ⁷⁹
70	Laotanfang	26.10	103.20			Zhang W. et al., 2006
71	Ledovyi Obryu	64.10	171.18			Lozhkin et al., 2000c ⁸⁰
72	Lesnoye Lake	59.58	151.87			Anderson et al., 1997 ⁸¹
73	Levinson-Lessing Lake	74.47	98.64			Andreev et al., 2003 ⁸²
74	Longgan Lake	29.97	116.12	1.606	0.1878	Tong et al., 1997 ⁸³
75	Luanhaizi Lake	37.59	101.35			Herzschuh et al., 2005 ⁸⁴
76	Lyadhej-To Lake	68.25	65.75			Andreev et al., 2005 ⁸⁵
77	Madjagara Lake	64.83	120.97			Andreev and Klimanov, 1989 ⁴²
78	Manxing Lake	21.95	100.48			Tang, 1992 ⁸⁶
79	Miancheng	30.18	113.22			Yang et al., 1998 ⁸⁷
80	Naleng Co	31.11	99.76			Kramer et al., 2010 ⁸⁸
81	Nizhnee Lake	41.30	72.95			Beer et al., 2008 ³¹
82	Nuochaga Lake	61.30	129.55			Andreev and Klimanov, 1989 ⁴²
83	Oldcamp Lake	62.04	149.59			Anderson, unpublished
84	OM02	70.72	132.67			Arbeitsgruppe von Dr. Herzschuh
85	OM20	70.53	132.92			Arbeitsgruppe von Dr. Herzschuh
86	Pashennoe Lake	49.37	75.40	1.166	0.0782	Tarasov and Kremenetskii. 1995 ⁷²
87	Peiku Co	28.83	85.33			Huang, 2000 ⁸⁹
88	Pepelnoye Lake	59.85	150.62			Lozhkin et al., 2000b ⁹⁰
89	Qinghai Lake	36.67	100.52			Liu et al., 2002 ⁹¹
90	Qiumu	26.53	99.87			Kong et al., 1986 ⁹²
91	Qongjiamong Co	29.81	92.37			Shen, 2003 ²⁶
92	Ren Co	30.73	96.68			Tang et al., 1999 ⁹³
93	Rock Island Lake	62.17	149.50			Lozhkin et al., 1993 ⁷⁰
94	Selin Co	31.57	88.52			Sun et al., 1993 ⁹⁴
95	Shayema Lake	28.58	102.22			Tang and Shen., 1996 ⁹⁵
96	Shuangchi Lake	19.95	110.18			Zheng et al., 2003 ⁹⁶
97	Shudu Lake	27.91	99.95			Cook et al., 2011 ⁹⁷
98	Sichanghu Lake	44.31	89.14			Zhang Y. et al., 2004 ⁹⁸
99	Smorodinovoye Lake	64.77	141.12			Anderson et al.,

					1998b ⁹⁹
100	Sosednee Lake	62.17	149.50		Lozhkin et al., 1993 ⁷⁰
101	Sun-Moon Lake	23.87	120.92		Lu, 1996 ¹⁰⁰
102	Tagle	37.03	80.77		Zhong et al., 1998 ¹⁰¹
103	Taibai Lake	29.99	115.81		Tong et al., 2009 ¹⁰²
104	Tashkol Lake	50.45	87.67		Blyakharchuk et al., 2004 ⁷³
105	Taymyr Lake SAO1	74.55	100.53		Andreev et al., 2003 ⁸²
106	Taymyr Lake SAO4	74.53	100.53		Andreev et al., 2003 ⁸²
107	Teletskoye Lake	51.72	87.65		Andreev et al., 2007 ¹⁰³
108	Tianyang	20.35	110.35		Lei and Zheng, 1993 ¹⁰⁴
109	Tso Kar Lake	33.31	78.03		Demske et al., 2009 ¹⁰⁵
110	Ugii Nuur Lake	47.77	102.77		Wang et al., 2011 ¹⁰⁶
111	Ulan Ul Lake	34.87	90.50		Shan et al., 1996 ⁴⁰
112	Verkhnee Lake	41.30	72.95		Beer et al., 2008 ³¹
113	Xuguo Co	31.95	90.33		Shen, 2003 ²⁶
114	Yamant Nur Lake	49.90	102.60		Gunin et al., 1999 ²⁵
115	Yanghu Lake	35.43	84.65		Zhao Z.M. et al., 2007 ⁵¹
116	Zaboioe Lake	55.53	62.37		Khomutova und Pushenko, 1995 ¹⁰⁷
117	Zigetang Lake	32.00	90.90		Herzschuh et al., 2006 ¹⁰⁸

8 Literatur

1. Webb, R. S. & Webb, T. Rates of Sediment Accumulation in Pollen Cores from Small Lakes. *Quaternary Res.* **30**, 284–297 (1988).
2. Watanabe, T. *et al.* High-time resolution AMS ¹⁴C data sets for Lake Baikal and Lake Hovsgol sediment cores: Changes in radiocarbon age and sedimentation rates during the transition from the last glacial to the Holocene. *Quat. Int.* **205**, 12–20 (2009).
3. Peizhen, Z., Molnar, P. & Downs, W. R. Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* **410**, 891–897 (2001).
4. Molnar, P. LATE CENOZOIC INCREASE IN ACCUMULATION RATES OF TERRESTRIAL SEDIMENT: How Might Climate Change Have Affected Erosion Rates? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **32**, 67–89 (2004).
5. Taylor, R. E. & Bar-Yosef, O. Radiocarbon Dating. An Archaeological Perspective. (2015).
6. Flexible Paleoclimate Age-Depth Models Using an Autoregressive Gamma Process. *Bayesian Anal.* **6**, 457–474 (2011).
7. Björck, S. & Wohlfahrt, B. 10. ¹⁴C CHRONOSTRATIGRAPHIC TECHNIQUES IN PALEOLIMNOLOGY in Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques. (2001).
8. Blaauw, M. Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quat. Geochronol.* **5**, 512–518 (2010).
9. Cao et al. - 2013 - A late Quaternary pollen dataset from eastern cont.pdf.
10. Fan, Y. & van den Dool, H. A global monthly land surface air temperature analysis for 1948–present. *J. Geophys. Res.* **113**, (2008).
11. Fan, Y. Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5° resolution for 1948 to present. *J. Geophys. Res.* **109**, (2004).
12. Chen, M., Xie, P., Janowiak, J. E. & Arkin, P. A. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J. Hydrometeorol.* **3**, 249–266 (2002).

13. Stebich, M. *et al.* Holocene vegetation and climate dynamics of NE China based on the pollen record from Sihailongwan Maar Lake. *Quat. Sci. Rev.* **124**, 275–289 (2015).
14. Landsat 8 (L8) Data Users Handbook. Available at: http://landsat.usgs.gov/l8handbook_section2.php. (Accessed: 12th August 2016)
15. Blaauw und Christen - Supporting Material Flexible Paleoclimate Age-Dep.pdf.
16. A General Purpose Sampling Algorithm for Continuous Distributions (the t-walk). *Bayesian Anal.* **5**, 263–282 (2010).
17. Ludlam, S. D. Sedimentation rates in Fayetteville Green Lake, New York, USA. *Sedimentology* **28**, 85–96 (1981).
18. Evans, R. D. & Rigler, F. H. Measurement of whole lake sediment accumulation and phosphorus retention using lead-210 dating. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* **37**, 817–822 (1980).
19. Storch, H. v & Zwiers, F. W. *Statistical analysis in climate research*. (Cambridge University Press, 1999).
20. R: Principal Components Analysis. Available at: <https://stat.ethz.ch/R-manual/R-devel/library/stats/html/prcomp.html>. (Accessed: 24th August 2016)
21. Wimmer, A. *Die Klimaänderung (in) der Wachau: Die Klimaänderung der Wachauer Winzer: Ein empirischer Beitrag zum Verhältnis 'objektiver' Realität und konstruierter/benutzter 'Realität' bei ökonomischen Entscheidungen zur Anpassung in klimasensitiven Systemen*. (diplom.de, 2014).
22. Heim, B., Oberhaensli, H., Fietz, S. & Kaufmann, H. Variation in Lake Baikal's phytoplankton distribution and fluvial input assessed by SeaWiFS satellite data. *Glob. Planet. Change* **46**, 9–27 (2005).
23. Payette, S. Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years. *Geophys. Res. Lett.* **31**, (2004).
24. Schuur, E. A. *et al.* Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle. *BioScience* **58**, 701–714 (2008).

25. Gunin, P.D., Vostokova, E.A. & Dorofeyuk, N.I. *Vegetation Dynamics of Mongolia*. Kluwer Academic Publishers, London. (1999).
26. Shen, C.M. *Millennial-scale variations and centennial-scale events in the southwest Asian Monsoon: Pollen evidence from Tibet (PhD Thesis)*. Louisianan State University, USA. (2003).
27. Blyakharchuk, T.A., Wright, H.E. & Borodavko, P.S. Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic, Siberia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 518-534. (2007).
28. Li, R.Q., Zheng, L.M. & Zhu, G.R. *Lakes and Environmental Change in the Inner Mongolian Plateau*. Beijing Normal University Press, Beijing (in Chinese). (1990).
29. Cheng, J., Zhang, X.J. & Tian, M.Z. Climate of the Holocene megathermal in the source area of the Yellow River, Northeast Tibet. *Geological Review* 50, 330-337 (in Chinese with English abstract). (2004).
30. Demske, D., Heumann, G. & Granoszewski, W. Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal. *Global and Planetary Change* 46, 255-279. (2005).
31. Beer, R., Kaiser, F. & Schmidt, K. Vegetation history of the walnut forest in Kyrgyzstan (Central Asia): natural or anthropogenic origin? *Quaternary Science Reviews* 27, 621-632. (2008).
32. Van Campo, E., Cour, P. & Huang, C.X. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 2: The pollen record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120, 49-63. (1996).
33. Tao, S.C., An, C.B. & Chen, F.H. Holocene vegetation changes interpreted from pollen records in Balikun Lake, Xinjiang, China. *Acta Palaeontologica Sinica* 48, 194-199 (in Chinese with English abstract). (2009).
34. Jiang, W.Y., Guo, Z.T. & Sun, X.J. Reconstruction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan (Inner Mongolia): Holocene variability of the East Asian monsoon. *Quaternary Research* 65, 411-420. (2006).

35. Huang, C.X., Van Campo, E. & Li, S.K. Holocene environmental changes of western and northern Qinghai-Xizang Plateau based on pollen analysis. *Acta Micropalaeontologica Sinica* 13, 423-432 (in Chinese with English abstract). (1996).
36. Müller, S., S., Tarasov, P. & Andreev, A.A. Late Glacial to Holocene environments in the present-day coldest region of the Northern Hemisphere inferred from a pollen record of Lake Billyakh, Verkhoyansk Mts, NE Siberia. *Climate of the Past*, 5, 73-84,. (2009).
37. Andreev, A.A., Klimanov, V. & Sulerhitskii, L.D. Chronology of environmental changes in central Yakutia during the Holocene. Pages 115-121 in *Paleoklimaty golotsena i pozdnelednikov'ya* [Paleoclimates of Holocene and late glacial]. Nauka, Moscow, Russia. (1989).
38. Vipper, P.B. Pollen profile ERAVNOE, Bolshoe Eravnoe Lake, Russia. *European Pollen Database (EPD)*. (2010).
39. Xu, Y.Q. The assemblage of Holocene spore pollen and its environment in Bosten Lake area, Xinjiang. *Arid Land Geography* 21, 43-49 (in Chinese with English abstract). (1998).
40. Shan, F.S., Kong, Z.C. & Du, N.Q. Palaeovegetation and environmental changes. In: Li, B.Y. (Ed.), *Physical Environment of Hoh Xil Region, Qinghai*. Science Press, Beijing, pp. 197-206 (in Chinese). (1996).
41. Klemm, J., Herzsuh, U. & Pestryakova, L.A. Vegetation, climate and lake changes over the last 7000 years at the boreal treeline in north-central Siberia. *Quaternary Science*. (2015).
42. Andreev, A.A. & Klimanov, V. Vegetation and Climate History of Central Yakutia during the Holocene and Late Pleistocene. In: *Formation of Deposites and Placers on North-East of the USSR.*,Magadan, SVKNII DVO AN SSSR : 26-51. (in Russian). (1989).
43. Li, W.Y. & Yan, S. Quaternary spore and pollen research in Chaiwopu Basin. In: Shi,Y.F., Wen, Q.Z., Qu, Y.G., et al. (Ed.), *The Quaternary Climo-Environment Changes and Hydrogeological Condition of Chaiwopu Basin In Xinjiang Region*. China Ocean Press, Beijing, pp. 164 (in Chinese). (1990).

44. Wu, L., Wang, X.Y. & Zhang, G.S. Vegetation evolution and climate change since the Holocene recorded by pollen-charcoal assemblages from lacustrine sediments of Chaohu Lake in Anhui Province. *Journal of Palaeogeography* 10, 183-192 (in Chinese with English abstract). (2008).
45. Du, N.Q. & Kong, Z.C. Spore-pollen assemblages of Dabsan Lacustrine sediment CK1/81 and their geographical and ecological significances. In: Qinghai Institute of Salt Lakes, CAS (Ed.), *Geological Environmental Changes in Qaidam Basin, Qinghai Province in Late Cenozoic*. Science Press, Beijing, pp. 59-70 (in Chinese). (1986).
46. Xiao, J.L., Xu, Q.H. & Nakamura, T. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: a direct indication of the Asian monsoon climatic history. *Quaternary Science Reviews* 23, 1669-1679. (2004).
47. Sun, Q.L., Zhou, J. & Shen, J. Environmental characteristics of Mid-Holocene recorded by lacustrine sediments from Lake Daihai, north environment sensitive zone, China. *Science in China Series D: Earth Science* 49, 968-981. (2006).
48. Song, C.Q., Wang, B.>. & Sun, X.J. Implication of paleovegetational changes in Diaojiao Lake, Inner Mongolia. *Acta Botanica Sinica* 38, 568-575 (in Chinese with English abstract). (1996).
49. Anderson, P. M. & Lozhkin, A. V. Late Quaternary Vegetation and Climate of Siberia and the Russian Far East (Palynological and Radiocarbon Database). North East Science Center, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan (in Russia). (2002).
50. Pisaric, M.F.J., MacDonald, G.M. & Velicho, A.A. The Lateglacial and Postglacial vegetation history of the northwestern limits of Beringia, based on pollen, stomate and tree stump evidence. *Quaternary Science Reviews* 20: 235-245. (2001).
51. Zhao, Z.M., Liu, A.M. & Peng, W. Holocene environmental changes of northern Qinghai-Tibetan Plateau based on spore-pollen analysis. *Arid Land Geography* 30, 381-391 (in Chinese with English abstract). (2007).
52. Wen, Q.Z. & Qiao, Y.L. Preliminary probe of climatic sequence in the last 13 000 years in Xinjiang Region. *Quaternary Sciences* 10, 363-371 (in Chinese with English abstract). (1990).

53. Lin, M.C. Spore-pollen analysis of Quaternary in Xinjiang Region. In: Wen, Q.Z. (Ed.), Quaternary Geology and Environment of Xinjiang Region, China. Agricultural Press of China, Beijing, pp. 68-94 (in Chinese). (1994).
54. Lozhkin, A. V., Anderson, P. M. & Belaya, B.V. Palynological characteristics and radiocarbon dates of sediments from Elgennya Lake, Upper Kolyma. Pages 50-64 in Yu.M. Bychkov, editor. Quaternary climates and vegetation of western Beringia. North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan. In Russian. (1996).
55. Lozhkin, A. V. & Anderson, P. M. A late Quaternary pollen record from Elikchan 4 Lake, northeast Siberia. *Geology of the Pacific Ocean* 14:18-22. (1995).
56. Liu, Y.Y., Zhang, S.Q. & Liu, J.Q. Vegetation and environment history of Erlongwan Maar Lake during the late Pleistocene on pollen record. *Acta Micropalaeontologica Sinica* 25, 274-280 (in Chinese with English abstract). (2008).
57. Meng, X.M., Zhu, D.G. & Shao, Z.G. Paleoclimatic and plaeoenvironmental evolution since Holocene in the Ningwu Area, Shanxi Province. *Acta Geologica Sinica* 81, 316-323 (in Chinese with English abstract). (2007).
58. Li, C.Y., Xu, Z.L. & Kong, Z.C. A preliminary investigation on the Holocene vegetation changes from pollen analysis in the Gaoxigema section, Hunshandak Sand Land. *Acta Phytocologica Sinica* 27, 797-803 (in Chinese with English abstract). (2003).
59. Yang, X.D., Wang, S.M. & Tong, G.B. Character of palynology and changes of monsoon climate over the last 10000 years in Gucheng Lake, Jiangsu Province. *Acta Botanica Sinica* 38, 576-581 (in Chinese with English abstract). (1996).
60. Lozhkin, A. V., Anderson, P. M. & Brubaker, A.N. The herb pollen zone from sediments of glacial lakes. Pages 96-111 in K.V. Simakov, editor. Environmental changes in Beringia during the Quaternary. North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan. In Russian. (1998).

61. Wang, J.P., Zhang, S.X. & Zhou, J.M. Paleoclimatic and paleovegetational evolution over the past 5000 years in the region of Yikezhao League, Inner Mongolia with reference to sporopollen association and alkali deposition. *Geology of Chemical Minerals* 18, 295-299 (in Chinese with English abstract). (1996).
62. Wang, H.Y., Liu, H.Y. & Cui, H.T. Terminal Pleistocene/Holocene palaeoenvironmental changes revealed by mineral-magnetism measurements of lake sediments for Dali Nor area, southeastern Inner Mongolia Plateau, China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 170, 115-132. (2001).
63. Rudaya, N., Tarasov, P. & Dorofeyuk, N. Holocene environments and climate in the Mongolian Altai reconstructed from the Hoton-Nur pollen and diatom records: a step towards better understanding climate dynamics in Central Asia. *Quaternary Science Reviews* 28, 540-554. (2009).
64. Prokopenko, A.A., Khursevich, G.K. & Bezrukova, E.V. Paleoenvironmental proxy records from Lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the Lake Baikal watershed. *Quaternary Research* 68, 2-17. (2007).
65. Lv, H.Y., Liu, J.Q. & Chu, G.Q. A study on pollen and environment in the Huguangyan Maar Lake since the last glaciation. *Acta Palaeontologica Sinica* 42, 284-291 (in Chinese with English abstract). (2003).
66. Yang, X.D., Wang, S.M. & Xue, B. Vegetational development and environmental changes in Hulun Lake since Late Pleistocene. *Acta Palaeontologica Sinica* 34, 647-656 (in Chinese with English abstract). (1995).
67. Wen, R.L., Xiao, J.L. & Chang, Z.G. Holocene precipitation and temperature variations in the East Asian monsoonal margin from pollen data from Hulun Lake in northeastern Inner Mongolia, China. *Boreas* 39, 262-272. (2010).
68. Zhao, Y., Yu, Z.C. & Chen, F.H. Holocene vegetation and climate history at Hurleg Lake in the Qaidam Basin, northwest China. *Review of Palaeobotany and Palynology* 145, 275-288. (2007).

69. Giralt, S, Julià, R. & Klerkx, J. 1,000 year environmental history of Lake Issyk-Kul. (2004).
70. Lozhkin, A. V., Anderson, P. M. & Eisner, W.R. Late Quaternary lacustrine pollen records from southwestern Beringia. *Quaternary Research* 39:314-324. (1993).
71. Li, Y.H., Yin, H.N. & Zhang, Y. Temperature drop at about 5000 aB.P.-4700 aB.P. in northeast of China and effect on archaeological culture. *Yunnan Geographic Environment Research* 15, 12-18 (in Chinese with English abstract). (2003).
72. Tarasov, P.E. & Kremenetskii, K.V. Geochronology and stratigraphy of the Holocene lacustrine-bog deposits in northern and central Kazakhstan. *Stratigraphy and Geological Correlation* 3, 73-80. (1995).
73. Blyakharchuk, T.A., Wright, H.E. & Borodavko, P.S. Late Glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 209, 259-279. (2004).
74. Beer, R., Heiri, O. & Tinner, W. Vegetation history, fire history and lake development recorded for 6300 years by pollen, charcoal, loss on ignition and chironomids at a small lake in southern Kyrgyzstan (Alay Range, Central Asia). *The Holocene* 17, 977-985. (2007).
75. Tarasov, P.E., Bezrukova, E.V. & Krivonogov, S.K. Late glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15kyr long pollen record from Lake Kotokel. *Climate of the Past Discussions* 5, 127-151. (2009).
76. Bezrukova, E.V., Tarasov, P.E., Solovieva, N., Krivonogov, S.K. & Riedel, F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 296, 185-198. (2010).
77. Herzschuh, U., Kramer, A. & Mischke, S. Quantitative climate and vegetation trends since the late glacial on the northeastern Tibetan Plateau deduced from Koucha Lake pollen spectra. *Quaternary Research*, 71, 162-171. (2009).
78. Andreev, A.A., Tarasov, P.E. & Schwamborn, G. Holocene paleoenvironmental records from Nikolay Lake, Lena River Delta, Arctic Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209(1-4), 197-217. (2004).

79. Andreev, A.A., Tarasov, P.E. & Klimanov, V. Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary International* 122: 69-84. (2004).
80. Lozhkin, A. V., Kotov, A.N. & Ryabchun, V.K. Palynological and radiocarbon data of the Ledovyi Obryv exposure (the south east of Chukotka). Pages 118-131 in K.V. Simakov, editor. *The Quaternary Period of Beringia*. North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan. In Russian. (2000).
81. Anderson, P. M., Belaya, B.V. & Yu, O. New data about the vegetation history of northern Priokhot'ye during the Late Pleistocene and Holocene. Pages 33-54 in M.Kh. Gagiev, editor. *Late Pleistocene and Holocene of Beringia*. North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan. In Russian. (1997).
82. Andreev, A.A., Tarasov, P.E. & Siegert, C. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the northern Taymyr Peninsula, Arctic Russia. *Boreas*, 32(3), 484-505. (2003).
83. Tong, G.B., Shi, Y. & Wu, R.J. Vegetation and climatic quantitative reconstruction of Longgan Lake since the past 3000 years. *Marine Geology and Quaternary Geology* 17, 53-61 (in Chinese with English abstract). (1997).
84. Herzsuh, U., Zhang, C.J. & Mischke, S. A late Quaternary lake record from the Qilian Mountains (NW China): evolution of the primary production and the water depth reconstructed from macrofossil, pollen, biomarker, and isotope data. *Global and Planetary Change* 46, 361-379. (2005).
85. Andreev, A.A., Tarasov, P.E. & Ilyashuk, B. Holocene environmental history recorded in Lake Lyadhej To sediments, Polar Urals, Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223(3-4), 181-203. (2005).
86. Tang, L.Y. Vegetation and climate history at Menghai, Yunnan during the past 42000 years. *Acta Micropalaeotologica Sinca* 9, 433-456 (in Chinese with English abstract). (1992).

87. Yang, X.D., Zhu, Y.X. & Jiang, X.Z. Environmental changes from spore-pollen record of Mianyang region over the past 10000 years. *Journal of Lake Sciences* 10, 23-29 (in Chinese with English abstract). (1998).
88. Kramer, A., Herzsuh, U. & Mischke, S. Holocene treeline shifts and monsoon variability in the Hengduan Mountains (southeastern Tibetan Plateau), implications from palynological investigations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 286, 23-41. (2010).
89. Huang, F. Vegetation and climate between 13 ka to 5 ka B.P. in Peiku Co, Tibet. *Acta Palaeontologica Sinica* 39, 441-448 (in Chinese with English abstract). (2000).
90. Lozhkin, A. V., Anderson, P. M. & Belaya, B.V. Palynological characteristics and radiocarbon dates from late Holocene lacustrine sediments of northern Priokhot'ye. Pages 76-87 in K.V. Simakov, editor. *The Quaternary period of Beringia*. North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan. In Russian. (2000).
91. Liu, X.Q., Shen, J. & Wang, S.M. A 16000-year pollen record of Qinghai Lake and its paleoclimate and paleoenvironment. *Chinese Science Bulletin* 47, 1931-1936. (2002).
92. Kong, Z.C., Du, N.Q. & Geo, X.L. Palynological analysis of the Qiumushan region in Jianchuan County of Holocene and its significance. In: *The Comprehensive Scientific Expedition to the Tibet Plateau, the Chinese Academy of Sciences (Ed.), Studies in Tibet Plateau, Special Issue of Hengduan Mountains Scientific Expedition (II)*. Beijing Science and Technology Press, Beijing, pp. 80-85 (in Chinese). (1986).
93. Tang, L.Y., Shen, C.M. & Liu, K.B. New high-resolution pollen records from two lakes in Xizang (Tibet). *Acta Botanica Sinica* 41, 896-902 (in Chinese with English abstract). (1999).
94. Sun, X.J., Du, N.Q. & Chen, Y.S. Holocene Palynological Records in Lake Selincuo, Northern Xizang. *Acta Botanica Sinica* 35, 943-950 (in Chinese with English abstract). (1993).
95. Tang, L.Y. & Shen, C.M. Holocene pollen records of The Qinghai-Xizang Plateau. *Acta Micropalaeontologica Sinica* 13, 407-422 (in Chinese with English abstract). (1996).
96. Zheng, Z., Wang, J.H. & Wang, B. High-resolution records of Holocene from the Shuangchi Maar Lake in Hainan Island. *Chinese Science Bulletin* 48, 497-502. (2003).

97. Cook, C.G., Jones, R.T. & Langdon, P.G. New insights on Late Quaternary Asian palaeomonsoon variability and the timing of the Last Glacial Maximum in southwestern China. *Quaternary Science Reviews* 30, 808-820. (2011).
98. Zhang, Y., Kong, Z.C. & Yan, S. 'Medieval Warm Period' in Xinjiang: Rediscussion on paleoenvironment of the Sichanghu Profile in Gurbantunggut Desert. *Quaternary Sciences* 24, 701-708 (in Chinese with English abstract). (2004).
99. Anderson, P. M., Lozhkin, A. V. & Belaya, B.V. Younger Dryas in western Beringia (northeastern Siberia). In pages 28-44 K.V. Simakov, editor. *Environmental changes in Beringia during the Quaternary*. North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan. In Russian. (1998).
100. Lu, W. C. Pollen analysis of lacustrine sediments in Sun-Moon Lake Basin since the last glacial maximum (Master Thesis). Taiwan University, Taipei. (1996).
101. Zhong, W., Xiong, H.G. & Teybai, T. The preliminary study on the spore-pollen combination of the Tagele section in Cele Oasis. *Arid Zone Research* 15, 14-18 (in Chinese with English abstract). (1998).
102. Tong, X.F., Xiao, X.Y. & Yang, X.D. Climatic changes and human activities revealed by pollen records in Lake Taibai, Hubei Province, the middle and lower reaches of the Yangtze River region over the past 1500 years. *Journal of Lake Science* 21, 732-740 (in Chinese with English abstract). (2009).
103. Andreev, A.A. *et al.* Environmental changes in the northern Altai during the last millennium documented in Lake Teletskoye pollen record. *Quaternary Research* 67, 394-399. (2007).
104. Lei, Z.Q. & Zheng, Z. Quaternary spore-pollen flora and paleoclimate of the Tianyang volcanic lake basin, Leizhou Peninsula. *Acta Botanica Sinica* 35, 128-138 (in Chinese with English abstract). (1993).

105. Demske, D., Tarasov, P.E. & Wünnemann, B. Late glacial and Holocene vegetation, Indian monsoon and westerly circulation in the Trans-Himalaya recorded in the lacustrine pollen sequence from Tso Kar, Ladakh, NW India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 279, 172–185. (2009).
106. Wang, W, Ma, Y.Z. & Feng, Z.D. A prolonged dry mid-Holocene climate revealed by pollen and diatom records from Lake Uggii Nuur in central Mongolia. *Quaternary International* 229, 74-83. (2011).
107. Khomutova, V. & Pushenko, M. Evolution of lake ecosystem of Southern Ural (Russia) from palynological data. Abstr. of 14 Symposium 'Palynologie & changements globaux' Paris. (1995).
108. Herzsuh, U., Winter, K. & Wünnemann, B. A general cooling trend on the central Tibetan Plateau throughout the Holocene recorded by the Lake Zigetang pollen spectra. *Quaternary International* 154-155, 113-121. (2006).