

Палеогляциология

УДК 910.2

doi: 10.15356/IS.2015.01.08

Отложения приледниковых озёр — основа для создания непрерывных летописей истории голоценового оледенения

© 2015 г. М.Ю. Александрин

Институт географии РАН, Москва
anothergeometry@gmail.com

Proglacial lake sediments — a basis for uninterrupted chronicles of the Holocene glacier variations

M.Y. Alexandrin

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 25 октября 2014 г.

*Климат голоцена, озёрные осадки, палеоклиматические реконструкции, палеолимнология, реконструкции оледенения.**Holocene climate, lake sediments, paleoclimatic reconstructions, paleolimnology, reconstructions of glacier variations.*

Озёрные осадки могут служить основой для создания непрерывных реконструкций голоценовых колебаний ледников с высоким разрешением. В статье рассматриваются история становления палеолимнологической методики в гляциологии и теоретические основы метода, освещены главные методики анализа озёрных осадков, а также способы построения возрастных моделей. Анализируются возможности и ограничения реконструкции высоты границы питания ледников на основе озёрных осадков. Приведены примеры подобных реконструкций в разных районах мира.

Lake sediments can provide a basis for creating uninterrupted reconstructions of the Holocene glacier variations with high resolution. The article covers the origin of paleolimnological method in glaciology, concerns the theoretical background of the approach, focuses on the principal methods of analysis of the lake sediments and creating the sedimentary age-depth models. The article considers the possibilities and limitations of reconstructing the equilibrium-line altitude based on lake sediments. The examples of similar reconstructions in various regions of the world are stated.

Введение

Ледники представляют собой чувствительные индикаторы изменений климата. Реконструкция колебаний ледников в прошлом и понимание климатических причин изменчивости ледников в настоящем — не тривиальные научные проблемы. Традиционные методы реконструкции колебаний ледников основаны, в первую очередь, на определении возраста конечных и береговых морен, сформированных во время прошлых наступаний ледников. К сожалению, следы древних морен уничтожаются в результате более поздних наступаний, поэтому на основе их изучения невозможно получить информацию о размерах и колебаниях ледника в период его сокращения. Это справедливо вне зависимости от того, какой метод используется для датировки моренного материала, — космогенные изотопы, лихенометрический метод или радиоуглеродная датировка органического материала, погребённого между отдельными горизонтами морен.

Приледниковые озёра, в которых аккумулируются продукты экзарационной деятельности лед-

ника, служат идеальными ловушками осадков и относятся к важнейшему источнику палеогляциологической информации. Осадконакопление не прекращается ни в периоды наступания, ни в периоды отступления ледника. Это — непрерывный архив палеогляциологических данных. Озёрные осадки могут отражать значительные временные интервалы — часто речь идёт о всём периоде голоцена и даже больше. Если скорость осадконакопления достаточно высока, то есть возможность сделать реконструкцию рекордно высокого временного разрешения. Кроме того, комплексный анализ разных физико-химических и биологических параметров озёрных осадков позволяет получить сведения сразу о нескольких параметрах изменений ландшафтов и климата.

В этой работе даётся обзор достижений в области изучения колебаний ледников на основе изучения озёрных осадков, рассматриваются особенности методики анализа озёрных отложений, а также возможности и ограничения палеолимнологического метода, приводятся некоторые примеры конкретных реконструкций, которые иллюстрируют значительные возможности данного метода.

Теоретические основы метода

Фундаментальные основы палеолимнологического метода базируются на различиях ледниковой и неледниковой составляющих донного осадка, накапливающегося в приледниковых озёрах, т.е. в озёрах, гидрологически связанных с деятельностью ледника. Принципиально здесь — содержание в осадке органического материала, так как осадок, имеющий преимущественно ледниковое происхождение, состоит из неорганического продукта — измельчённой породы, образующейся на контакте ледника с ложем, в то время как осадок неледникового генезиса в значительной степени обогащён органикой за счёт транзитного смыва со склонов. Впервые этот источник для палеогляциологических реконструкций в систематическом виде использовал В. Карлен [22] при реконструкции колебаний небольшого ледника в Северной Лапландии на основе изучения кернов приледникового озера Vuolper Allakasjauge. В работе 1976 г. он одним из первых предположил, что измельчённая порода, образующаяся на контакте ледника и ложа в результате экзарационной деятельности ледника и отлагающаяся в озёрах ниже по течению, может помочь созданию непрерывной летописи колебаний ледника. Объём и дальность переносимого осадка приледниковых озёр и его состав обнаруживают высокую корреляцию с размерами ледника. Часто эту связь можно выразить численно. Так, С. Дал [14] использует соотношение 1:4 между размером ледника и дальностью переноса осадка для ледников долины Финсе в Южной Норвегии. При этом наиболее явные различия в осадке отмечаются, когда в изучаемый период ледник в водосборе значительно сокращался или полностью исчезал.

Подобную систему рассматривает В. Карлен — ледник площадью 0,54 км² и два последовательно расположенных приледниковых озера. В такой системе основной объём осадка накапливается в верхнем озере, а нижнее, из которого были получены три керна осадка, имея мощность осадка всего 1–2 м, хранит летопись практически за весь период голоцена (датировка нижней части керна — 9345 ± 340 лет ¹⁴C). Возрастная модель построена на основании девяти радиоуглеродных датировок и для неё характерна практически постоянная скорость осадкона-

копления. По словам автора, различия в составе осадка видны визуально, но особенно явно они заметны при чередовании светлых и тёмных прослоев разной мощности на полученных рентгенографических изображениях керна. При сопоставлении кривых потерь при прокаливании (потерь массы осадка за счёт сгорания органического углерода) и рентгеновской плотности осадка обнаружена чёткая корреляция, подтвердившая общее предположение, согласно которому повышение органической составляющей в осадке приледниковых озёр указывает на уменьшение поступления в озеро продуктов экзарационной деятельности ледника и соответственно на сокращение его размеров, и наоборот. Результаты исследования позволили выделить четыре периода наступания ледников для Северной Лапландии: 7500–7300, в районе 4500, 2800–2200 л.н. и последние наступания малого ледникового периода. В работе 1976 г. В. Карлен рассматривает три вида индикаторов колебаний ледников Северной Швеции — датировки морен на основе лихенометрического метода, вариации в составе осадков приледниковых озёр и колебания верхней границы произрастания соснового леса. Согласованность результатов реконструкций, полученных на основе разных индикаторов, послужила подтверждением возможностей палеолимнологического метода.

Как правило, озёрные осадки характеризуются разными соотношениями органического вещества, минерального обломочного материала и карбонатных пород. Органическое вещество в составе озёрного осадка появляется при его образовании непосредственно в озере или путём переноса в озеро органического материала, находящегося в пределах водосбора. Минеральная составляющая связана с береговыми и русловыми эрозионными процессами, а также с переносом талых ледниковых вод, содержащих измельчённую породу, с эрозионной деятельностью ледника, эоловым переносом вещества, с различными склоновыми процессами (обвалы, оползни, лавины и т.д.). В приледниковых озёрах изменчивость минерального осадка обычно больше, чем изменчивость автохтонного органического материала, т.е. в таких озёрах колебания соотношения органической и минеральной составляющих отражают преимущественно формирование минерального осадка ледником.

Органическое вещество осадка

Наиболее общий способ определения количества органического вещества в осадке — метод потерь при прокаливании (loss on ignition — LOI) [18, 20]. При стандартном алгоритме работы с озёрным осадком определяется изначальная масса каждого из образцов в сыром виде (wet bulk density — WBD), затем образцы высушиваются при температуре 105 °С (обычно в течение ночи) и определяется их сухая масса (dry bulk density — DBD). Затем образцы нагревают при температуре 550 °С в течение двух часов. Органический углерод в составе осадка начинает сгорать при температуре 200 °С, а полностью сгорает при 550 °С. Последующее взвешивание образцов позволяет установить потерю массы осадка за счёт сгорания органического вещества (LOI). Очевидно, что все три показателя — WBD, DBD и LOI должны находиться в прямой зависимости. Однако интерпретация результатов анализа на потери при прокаливании не всегда очевидна, так как оставшийся при сгорании материал может содержать карбонаты и органический кремнезём (диатомовые). Наиболее пригодные объекты для палеорекоonstrukций на основе анализа осадков на потерю массы при прокаливании — небольшие горные озёра с площадью поверхности до 1 км², расположенные в пределах кристаллических коренных пород, характеризующиеся редкой окружающей растительностью и незначительным почвенным покровом. В таких озёрах на содержание органического вещества в осадке влияет минимальное число факторов, и его величина может служить сигналом вариаций размеров ледника в водосборе.

Диатомовые — одноклеточные водоросли, для которых характерно наличие твёрдой двустворчатой тонкостенной кремнезёмной оболочки панциря. Параметр содержания органического кремнезёма (BSi) в осадке обычно свидетельствует о прямом образовании органического вещества в озере [46]. Изотопный состав карбонатов и биогенного кремнезёма, содержащихся в озёрных осадках, также служит источником палеоклиматических данных. Содержание изотопа ¹⁸O в составе органического кремнезёма зависит от температуры и изотопного состава воды озера во время формирования оболочки панциря. Таким образом, вариации содержания ¹⁸O в осадке часто отражают изменения в температуре воды озера.

Минеральное вещество осадка

Магнитная восприимчивость — параметр, отражающий концентрацию магнитных минералов в осадке [44]. Вариации магнитной восприимчивости озёрного осадка обычно связаны с изменением эрозионной деятельности и объёма поставляемого в озеро минералогенного вещества [38]. Недавно освободившиеся ото льда фронтальные области ледников без растительности или с редким растительным покровом обеспечивают наиболее высокие показатели магнитной восприимчивости осадка. Таким образом, магнитная восприимчивость осадка может с успехом использоваться в качестве индикатора активности ледника [43]. Однако повышенная магнитная восприимчивость осадка не всегда свидетельствует о значительной экзарационной активности ледника (и, как следствие, его размере), она может быть связана с коллювиальными процессами в водосборе, в том числе и с катастрофическими — обвалами, оползнями, лавинами и др. С целью дифференциации этих процессов целесообразно определять магнитную восприимчивость отдельно для пара- и ферромагнитных минералов [38].

Для типичного приледникового озера отмечается чёткая обратная зависимость между потерями при прокаливании и магнитной восприимчивостью осадка (рис. 1). Подобная закономерность легла в основу первых работ по палеорекоonstrukциям на основе исследования озёрных осадков В. Карлена [22], А. Несье [6, 34] и других исследователей. Если оба параметра отражают ледниковый сигнал, то рост кривой магнитной восприимчивости с одновременным понижением потерь при прокаливании указывает на возросшую активность ледника и, как следствие, на повышение высоты границы питания ледника и увеличение его площади.

Геохимический анализ осадка

Безусловно, озёрные отложения — источник значительно большего объёма информации об исторических условиях среды, чем традиционное содержание органического и неорганического вещества в осадке. Современные технологии позволяют определять относительное и абсолютное содержание основных

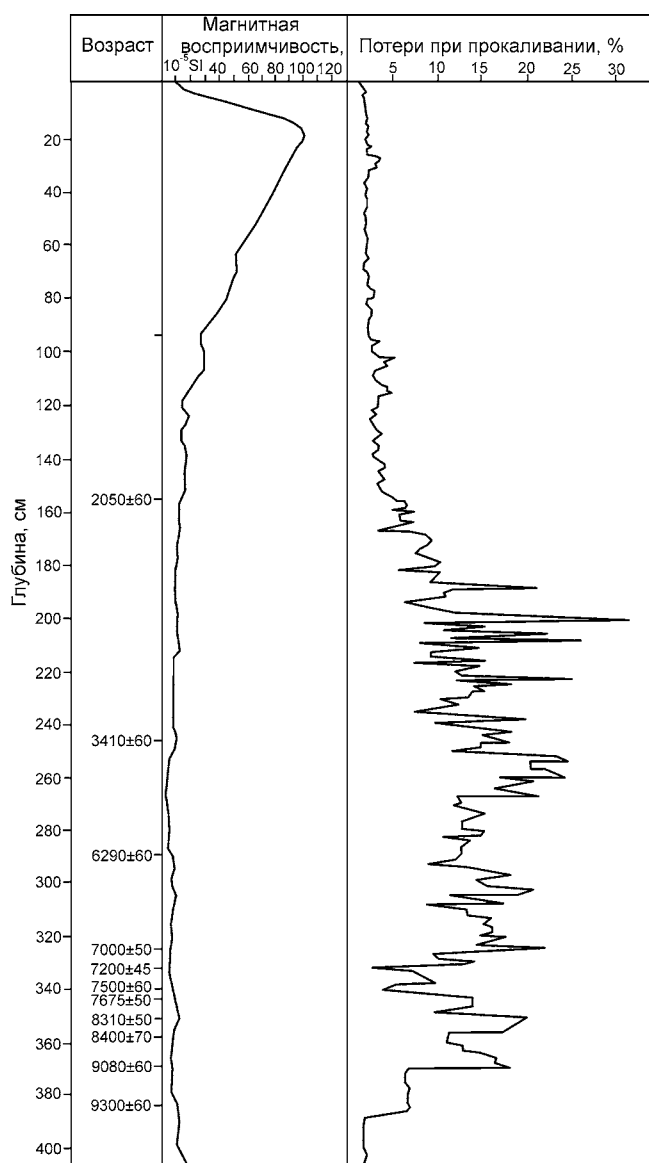


Рис. 1. Литостратиграфические данные керна осадка оз. Jarbuvatnet, результаты анализов на магнитную восприимчивость осадка и потери при прокаливании. Обе кривые свидетельствуют о возросшей активности ледника Flatebreen в позднем голоцене [34]

Fig. 1. Lithostratigraphic data of the sediment core of Lake Jarbuvatnet and the results of magnetic susceptibility and loss-on-ignition analyses.

Both curves witness increased glacier activity during the Late Holocene [34]

химических элементов в осадке. Рентгенофлуоресцентный анализ (XRF) с использованием ядерного сканера ITRAX обеспечивает неdestructивный сканирующий анализ с пространственным разрешением от 200 мкм [13]. Метод рентгенофлуоресцентного анализа на пучках

синхротронного излучения (РФА-СИ), который используется, в частности, группой исследователей Института геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск), позволяет выполнять сканирующий анализ с предельно высоким разрешением — от 100 мкм [17]. Результатом служат множественные кривые содержания химических элементов по всей длине керна.

На рис. 2 представлены результаты рентгенофлуоресцентного анализа керна осадка оз. Каракель (долина р. Теберда, Западный Кавказ), полученные с помощью сканера ITRAX (Cox Ltd.). Анализ проводился в седиментологической лаборатории Университета г. Берген, Норвегия. При отсутствии возможности сканирующего анализа ненарушенного керна проводится сканирующий анализ каждого из дискретных образцов (отмечены точками) с осреднением результатов. Заметно резкое изменение концентрации Fe, Ti, Zn, Rb, K, Si на глубине около 20 см, что свидетельствует об изменении режима осадконакопления: нижняя часть осадков формировалась при участии ледниковых вод, верхняя — без их поступления. Интерпретация подобных результатов не всегда однозначна и требует корректировки с процессами осадконакопления. В общем случае кривые содержания Fe, Ti, K, Ca, Rb, Sr, Si, Mg, Mn, а также соотношения этих элементов, такие как Fe/Ti или Ca/Fe, могут отражать изменения условий среды. В качестве источника сигнала ледника может быть также использована трансферная функция, строящаяся путём суммирования нормированных значений основных терригенных элементов, например K, Ti, Fe, As, Rb [1]. Часто сигнал активности ледника в водосборе неочевиден и для его выявления требуется дополнительный статистический аппарат. Для решения подобных задач с успехом используется метод главных компонент [45].

Варвы

Варвы — годично стратифицированные морские или озёрные осадки, которые образуются благодаря различиям в режиме и характере осадконакопления в разные сезоны. Типичные варвы приледниковых озёр представляют собой чередование светлых и тёмных слоёв осадка (рис. 3). Светлый слой состоит из частиц круп-

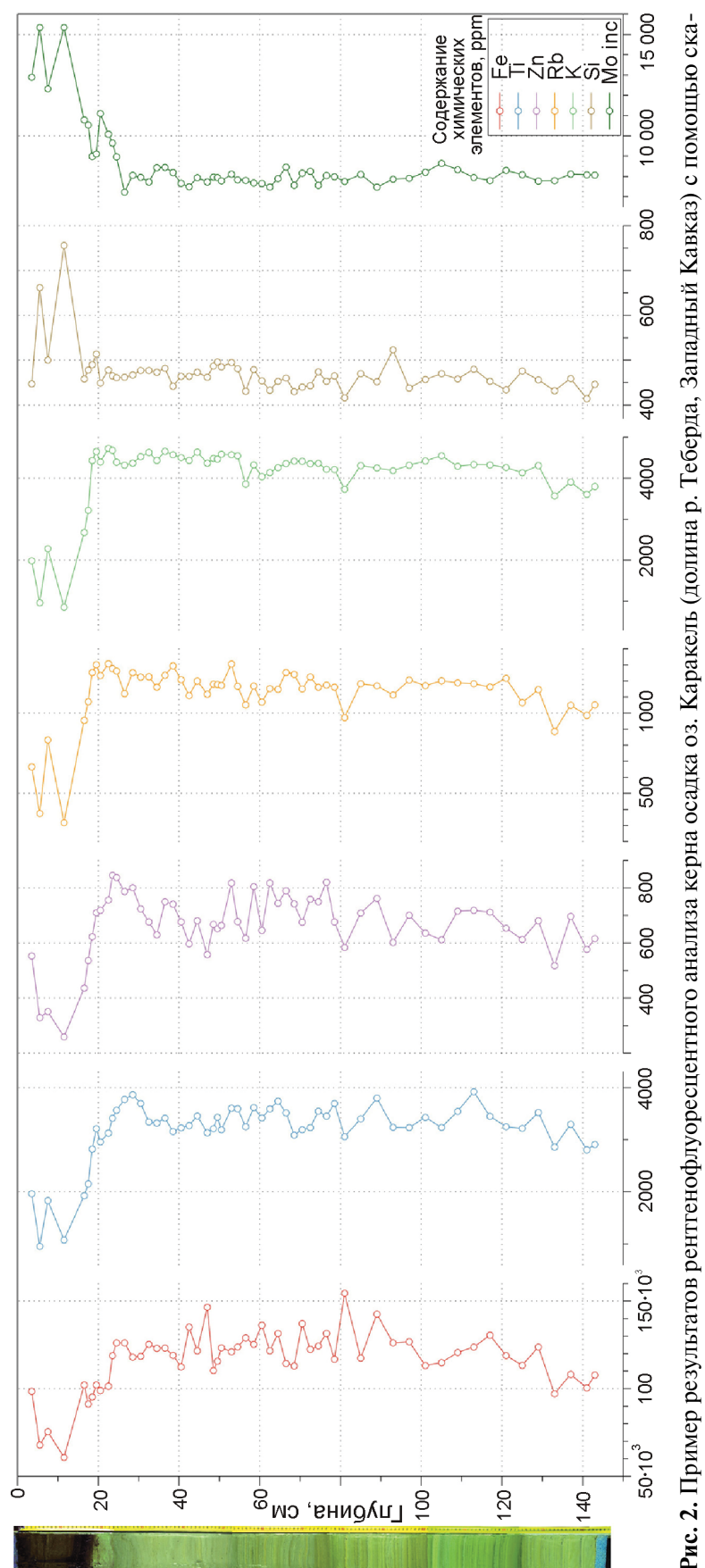


Рис. 2. Пример результатов рентгенофлуоресцентного анализа керна осадка оз. Караколь (долина р. Теберда, Западный Кавказ) с помощью сканера ITRAX.

Керн получен в 2010 г. в результате экспедиции сотрудников отдела гляциологии Института географии РАН

Fig. 2. Example of results of x-ray fluorescent analysis of the sediment core of Lake Karaköl (Teberda, Western Caucasus) with the use of ITRAX core scanner. The core was retrieved in 2010 as a part of the expedition of the glaciological department of the Institute of Geography, RAS

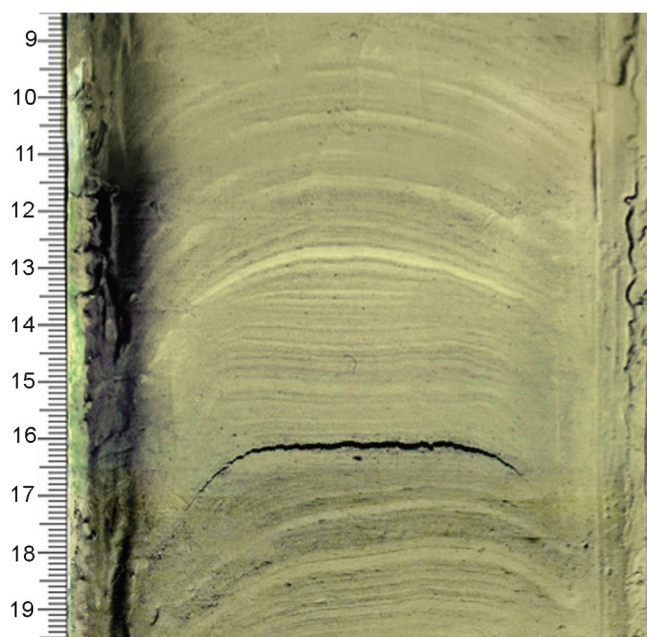


Рис. 3. Фрагмент регулярно ламинированного осадка оз. Донгуз-Орун (Приэльбрусье, Центральный Кавказ). КERN получен в 2012 г. в результате экспедиции сотрудников отдела гляциологии Института географии РАН

Fig. 3. Fragment of regularly laminated sediment of Lake Donguz-Orun (Elbrus region, Central Caucasus). The core was retrieved in 2012 as a part of the expedition of the glaciological department of the Institute of Geography, RAS

ного размера (до мелкозернистого песка), которые откладываются в период активного таяния ледника и снега, т.е. во время, когда поток талых ледниковых вод наиболее интенсивен. В зимний период, когда поступление осадочного материала в озеро значительно снижается или озеро перекрыто льдом, осаждаются мелкие частицы, формируя тёмный и обычно более тонкий слой. Кроме сезонных различий в поступлении и накоплении осадка, необходимое условие формирования варвов — отсутствие биотурбации. В приледниковых озёрах с их очень холодной водой биотурбации обычно ограничены из-за небольшого количества населяющих их живых организмов. Годично стратифицированные осадки представляют собой важный источник палеоклиматической информации, поскольку толщину летних и зимних слоёв можно калибровать относительно метеоданных. При установлении зависимости это позволяет создавать реконструкции с годичным и даже сезонным разрешением. Следует, правда, иметь в виду, что чередование светлых и тёмных слоёв

не обязательно маркирует годичную стратификацию — отдельные катастрофические паводки в течение одного года также способны сформировать подобное переслаивание.

Э. Леонард [28, 29] развивал этот метод в Канадских Кордильерах. Изучая осадок большого приледникового озера Гектор (провинция Альберта), он столкнулся с регулярной ламинарностью и предположил, что в озере наблюдается годовая слоистость осадка, т.е. истинные варвы. С помощью кернового озёрного бура [33] были получены 28 кернов осадка, исследования восьми из которых послужили основой для работы [28]. Изучаемая толща представляет собой равномерное чередование более мощных светлых «летних» и тонких тёмных «зимних» слоёв. Каждая пара, состоящая из светлого и тёмного слоёв, имеет мощность около 1 мм. Последовательность прерывается более мощными прослоями (до 5 мм) частиц большего размера. Анализ одного из кернов на предмет распределения активности ^{137}Cs полностью подтвердил предположение о наличии в толще годовой слоистости. Обнаружена высокая положительная корреляция между толщиной варвов и среднегодовой или средней летней температурой года, в который слой откладывался. Для окончательной калибровки варвохронологии и её привязки к абсолютной временной шкале использована корреляция ширины варвов со средней летней температурой воздуха, зарегистрированной ближайшей метеостанцией. Для всех восьми кернов построены кривые скорости осадконакопления. Построена также общая кривая, которая, без учёта высокочастотных колебаний, даёт основание установить периоды с ускоренным осадконакоплением, в частности с 1600 г. н.э. до настоящего времени и с 1150 до 1270 г. [28].

В общем случае наиболее высокой скорости накопления озёрного осадка соответствуют периоды увеличения площади ледника, так как именно от площади ледника зависит его эрозийная деятельность. Кроме того, скорость осадконакопления обычно имеет пик в течение нескольких десятилетий после максимального распространения льда, т.е. маркирует начало отступления ледника благодаря наибольшей интенсивности флювиогляциальных потоков и освобождающемуся ото льда рыхлому материалу. Сопоставление кривой скорости осадко-

накопления для оз. Гектор с известными датировками морен на основе палеоботанических индикаторов (лихенометрических и дендрохронологических) позволило Э. Леонарду уточнить гляциальную и климатическую историю региона за последние 1000 лет. В частности, отмечена синхронность начала активного роста скорости осадконакопления в середине XVI в. и известного периода наступания ледников в это же время.

Переслаивание богатых органикой отложений и глинисто-алевритовых слоёв — свидетельство периодов отступления и наступания ледника соответственно. Если состав пород в области аккумуляции ледника и ниже по долине различается, то можно более детально установить границы распространения (зона экзарации) ледника в разные периоды времени [32].

Хронологическая основа модели скорости осадконакопления

При изучении озёрных осадков наиболее важные этапы — определение возраста осадков на разных глубинах и оценка скорости осадконакопления. Обычно для этих целей отбирают образцы для датирования в базальном горизонте и промежуточных горизонтах с определённым шагом. Часто принципиален не регулярный шаг, а отбор образцов для датирования на участках, отличаю-

щихся выраженными стратиграфическими особенностями, маркирующими смену событий. Очевидно, что чем больше сделано датировок, тем точнее будет модель скорости осадконакопления, и наоборот — чем меньше выполнено датировок и больше неоднородность осадка в керне, тем неопределённое будет модель. Результирующая модель обычно строится с помощью линейной или одной из сглаживающих функций, и она должна учитывать стандартные ошибки датировок. Пример подобных моделей, построенных для трёх озёр в Перуанских Андах [39], дан на рис. 4.

Существует несколько методов определения возраста органического материала с использованием ^{14}C . Более традиционные газовый и сцинтилляционный методы основаны на определении периода полураспада радиоактивного углерода, сохранившегося в образце. Наиболее современный и технически более совершенный — метод ускорительной масс-спектрометрии (AMS-датировка). При использовании метода AMS измерение занимает значительно меньше времени и это — одно из основных преимуществ данного метода масс-спектрометрии. Другое важное преимущество — возможность использования минимальных количеств углерода для анализа — до 1 мг и менее (в традиционных методах среднее количество углерода в образце составляет 5–10 г). Обычно

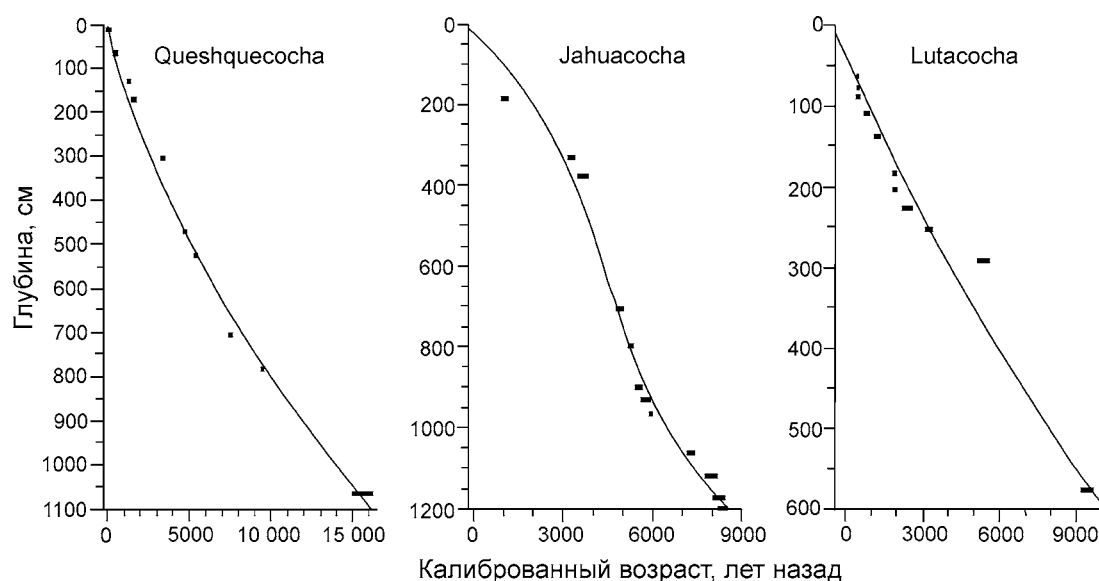


Рис. 4. Возрастные модели для трёх озёр в Перуанских Андах, построенные с помощью полиномиальной функции [39]

Fig. 4. Age-depth models for three lakes in Peruvian Andes created with the use of polynomial function [39]

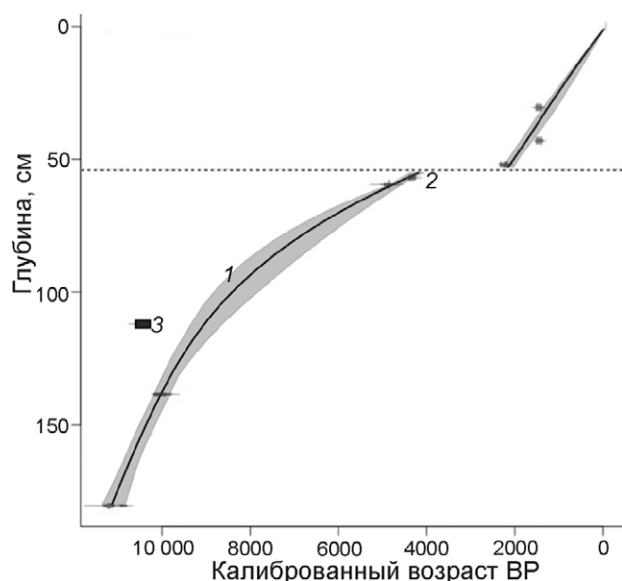


Рис. 5. Возрастная модель для керна оз. Каракель (долина р. Теберда, Западный Кавказ), построенная с помощью алгоритма Clam:

1 – 95%-й доверительный интервал; 2 – радиоуглеродные датировки с распределением вероятностей; 3 – датировка, исключённая из построения модели

Fig. 5. Age-depth model for Lake Karakely (Teberda, Western Caucasus) created with the use of Clam algorithm. 1 – 95% probability interval; 2 – radiocarbon dates with probability distribution, 3 – date excluded from the model

для определения возраста методом AMS используется углеродсодержащая составляющая осадка – макроскопические органические остатки. Если это недоступно (при минимальной органической составляющей осадка), то используется массовый образец осадка. В таком случае недостаточное количество углерода может негативно сказаться на точности датировки.

В настоящее время существует несколько программных сред для построения возрастных моделей осадконакопления на основе радиоуглеродных датировок. Одно из наиболее совершенных решений – алгоритм Clam [9], написанный для программной среды R (R Development core team 2011) [48]. Используя в качестве вводных данных некалиброванные радиоуглеродные датировки с ошибками измерений, Clam строит возрастную модель на основе разных функций, по выбору, указывая распределение вероятностей (обычно в два стандартных отклонения). На рис. 5 изображена возрастная модель для керна оз. Каракель (долина р. Теберда, Западный Кавказ), построенная с помощью алгоритма Clam.

Отчётливо видны перерыв в осадконакоплении 4200–2200 л.н, подтверждённый радиоуглеродными датировками, а также различные режимы осадконакопления до и после перерыва.

Основная цель построения модели – как можно более точное распределение возраста осадка относительно глубины, т.е. сужение доверительного интервала. Для подобных целей с успехом применяется корреляция с другими источниками датировок, например с тефрохронологическими датировками, способными определить точный возраст осадка. Для определения скорости осадконакопления в озёрах и подтверждения наличия годовой слоистости можно использовать ^{137}Cs – искусственный изотоп, который не существовал в атмосфере до начала испытаний атомных бомб и не существовал в количествах, поддающихся обнаружению до 1954 г. С 1954 г. интенсивность выпадения ^{137}Cs детально задокументирована [28]. Хронологическая основа строится на сопоставлении кривой активности ^{137}Cs по всей толще осадка с известными данными по выпадению ^{137}Cs для региона. Следует принимать во внимание задержку по времени от первоначального выпадения изотопа до финального отложения в осадке озера (рис. 6).

Другой способ датирования верхней части осадка (обычно последние 100–150 лет) – датирование с помощью изотопа свинца ^{210}Pb – естественного изотопа, входящего в ряд распада ^{238}U и имеющего период полураспада 22,3 лет. В самом общем случае, предполагая постоянный атмосферный поток ^{210}Pb и постоянную скорость осадконакопления, скорость осадконакопления определяется как тангенс угла наклона между концентрацией ^{210}Pb и кумулятивной массой осадка в логарифмическом выражении. Более сложные модели [5] допускают вариации обоих параметров.

Реконструкции высоты границы питания ледников на основе озёрных осадков

Традиционные методы реконструкции высоты границы питания ледников (equilibrium line altitude – ELA), основанные, например, на максимальной высоте выклинивания боковых моренных валов, позволяют получить лишь дискретные данные о положении границы питания [16]. Для большинства ледников Скандинавии, где велись пионерные работы по изучению

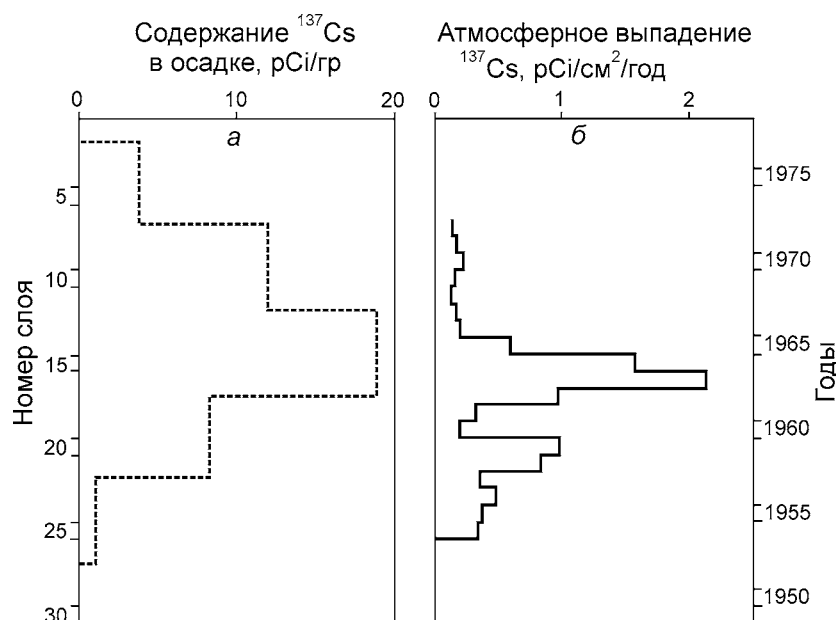


Рис. 6. Активность ^{137}Cs в керне оз. Гектор (а) и атмосферное выпадение ^{137}Cs , зарегистрированное в районе оз. Мичиган (б) [28]

Fig. 6. ^{137}Cs activity in the sediment core of Hector Lake (a) and ^{137}Cs fallout record from Lake Michigan (b) [28]

озёрных осадков [6, 24], моренные валы более ранних наступаний ледников были стёрты наступаниями малого ледникового периода последнего тысячелетия. Озёрные осадки, напротив, позволяют создавать непрерывные реконструкции высоты границы питания. Особенно успешно для палеогляциологических реконструкций используются цепочки приледниковых озёр [16]. Если в первом, ближайшем к леднику озере обычно сгружается крупнообломочный материал, то в следующих, расположенных ниже по долине и на большем удалении от ледника, накапливаются преимущественно тонкодисперсные отложения — пески, глины, алевроиты, которые и относятся к наиболее информативным для палеогляциологических и палеоклиматических исследований. Таким образом, каждое из озёр подобной цепочки имеет разную чувствительность к ледниковому сигналу, т.е. озеро, находящееся выше по течению талых ледниковых вод, на наименьшем удалении от языка ледника, способно регистрировать колебания ледника при его наименьших размерах, а озеро, находящееся на самой низкой гипсометрической отметке, — при его наибольших размерах [34]. Так, использование цепочки приледниковых озёр и нескольких кернов осадков в долине Корса в Швеции на участке пионерных работ позволило И. Сноуболу и П. Сандгрёну [36, 37] установить, что ледники присутствовали в водосборе лишь в течение последних 3000 лет, в то время как В. Карлен, ос-

новываясь на анализе единичного керна озёрных осадков, предполагал наличие нескольких голоценовых наступаний, в том числе и в первой половине голоцена [21–25].

Важным дополнением может служить наличие в непосредственной близости так называемого «контрольного» озера — т.е. озера, не получающего талых ледниковых вод. Сравнение кернов из приледникового и контрольного озера с возможностью перекрёстного датирования позволяет более детально оценить хронологию и мощность ледникового сигнала [16]. Безусловно, подобную систему, состоящую из ледника с датируемыми моренными валами, цепочками приледниковых озёр, контрольным озером, найти на местности трудно. Рекомендуются использовать два и более керна, отобранных на участке озера с плоским дном, и несколько независимых источников косвенных данных. Если работы ведутся на одном озере, то предпочтительнее использовать участок дна озера, наиболее удалённый от устья/дельты впадающего потока; обычно он находится в наиболее глубокой части озера. Подобные участки лучше всего отражают внешний сигнал вариаций размеров ледника и наиболее устойчивы к перемешиванию осадка. Для многих ледников Норвегии установлена прямая зависимость между размерами ледника и дальностью переносимого ледникового осадка [15, 16], которая обусловлена характеристиками водосбора и может быть установлена численно.

Высота границы питания ледника при таком подходе рассчитывается на основе его площади с помощью коэффициента границы питания (AAR). При этом независимые датировки морен используются для калибровки амплитуды колебаний высоты границы питания ледника [16]. Подобным образом калибруются и косвенные данные, свидетельствующие об изменениях размера ледника в прошлом, полученные при анализе керн осёрных осадков. В зависимости от условий среды и чувствительности каждого из параметров это могут быть массовые потери при прокаливании, магнитная восприимчивость осадка, вариации долей отдельных гранулометрических фракций, различные геохимические характеристики осадка и другие характеристики. Принципиален здесь согласованный ход нескольких независимых источников палеоданных, желательно в нескольких отдельных кернах; в таком случае при очевидных процессах осадконакопления это интерпретируется как ледниковый сигнал.

Кроме типично органогенного осёрного осадка и типично минералогенного осадка ледникового генезиса, в керне могут присутствовать так называемые «парагляциальные» отложения, т.е. отложения, не имеющие прямого ледникового происхождения, но характеризующиеся схожими свойствами с осадком ледникового генезиса [12]. Это могут быть, в частности, флювиогляциальные отложения, переотложенные благодаря действию коллювиальных или эрозионных процессов, особенно в случае озёр с крутыми склонами. При использовании контрольного озера и нескольких кернов, отобранных в разных участках озера, подобные случаи могут присутствовать [16]. Кроме того, слой коллювиальных отложений — эпизодическое событие в общей структуре накопления осадка, а радиоуглеродные датировки кровли и подошвы подобного слоя позволяют исключить его из общей возрастной модели.

Пороговые озёра

Так называемые приледниковые «пороговые озёра» (threshold lakes) позволяют точно восстановить и время появления ледника в водоразделе, и время его исчезновения. Часто на пути движения ледника может встречаться несколько локальных водоразделов, способных образовывать озёра на разных гипсометрических отметках. Подобное озеро будет приледниковым, если

ледник «переваливает» за локальный водораздел; если ледник отступает, то озеро перестает получать продукт экзарационной деятельности ледника. В соответствии с этим в первом случае осёрный осадок будет значительно больше обогащён минеральным веществом, а во втором — органическим. Как правило, две толщи осадка резко отличаются по свойствам и имеют резкий переход, который обычно заметен невооружённым глазом [10]. Изучение осадка серии подобных озёр позволяет сделать точные датировки перехода ледника через каждый из водоразделов. А известные положения языка ледника обеспечивают расчёт его площади в каждый из моментов. Если площадь ледника можно связать с высотой границы его питания с помощью одного из коэффициентов, то эти данные можно использовать для калибровки реконструированной высоты границы питания на основании анализа одного из параметров осёрного осадка [16].

Использование осёрных осадков в целом и пороговых озёр в частности — один из немногих методов, который даёт возможность получить представление об изменениях размера ледника в период отступления. Так, в ходе исследования Дж. Бриннера в Гренландии [10] были получены керны осадков в семи озёрах на расстоянии около 50 км языка ледника Jakobshavn Isbræ. Два из них — приледниковые, а пять — изолированы от влияния ледника в настоящее время. Подобный подход позволил установить, что ледник имел меньшие размеры, чем в настоящее время, на протяжении всего раннего и среднего голоцена — до периода 2300 л.н., с максимальным отступанием в период 6000–5000 л.н. — время, когда в водосборе всех семи озёр ледник отсутствовал.

Приложение метода

В последние десятилетия палеолимнологический метод успешно применяется при исследованиях в большинстве ледниковых районов мира (рис. 7). Наибольшее число работ выполнено в Скандинавии [7, 31, 34], Альпах [11, 27] и Скалистых горах [28, 29, 35]. Так, для озера Silvaplana в Швейцарских Альпах установлена очевидная зависимость между гранулометрическим составом осадка, толщиной годовых слоёв (варвов) и активностью ледников в водосборе. В результате установлен генеральный период 9400–3300 л.н.



Рис. 7. Ледниковые районы с известными реконструкциями колебаний ледников на основе озёрных осадков в Северном полушарии и низких широтах Южного полушария (рисунок автора)

Fig. 7. Glaciated regions with known reconstructions of glacier variations based on lake sediments in Northern Hemisphere and low latitudes of Southern Hemisphere (figure by author)

с низкой активностью ледников, а часто и с её полным отсутствием, в который наблюдались отдельные периоды наступаний: 8000, 6900–6600, 6000–5000, 4800–4300 л.н. [27]. Проведено бурение осадочной толщи озёр и построены реконструкции колебаний ледников на севере и северо-востоке Северной Америки [42] и на Аляске [19, 30]. В частности, 1500-летняя хронология, построенная на основе толщины годовых слоёв (варвов) озера Iceberg (район Chugach, Аляска), обнаружила высокую корреляцию с хронологиями ширины годовых колец деревьев и другими реконструкциями температуры для региона. Хронология свидетельствует о холодном периоде в районе 600-го года н.э., стабильно возросших температурах во время Средневекового климатического оптимума 1000–1250 гг. и значительном понижении температуры в 1500–1850 гг. в период малого ледникового периода [30].

Проведены исследования в Центральных Андах [39], Патагонии [8], Гренландии [40], Исландии [26], на Шпицбергене. На Шпицбергене палеолимнологическим методом установлено отсутствие ледников в водосборе озера Linnevatnet в период 10 000–4400 л.н.; подтверждён голоценовый максимум ледника Linnedalen, приходящийся на малый ледниковый период [41]. Бурение в озере Naro Moru Tarn в районе горы Кения, выполненное В. Карленом в Центральной Африке, позволило уточнить историю колебаний двух основных ледников в водосборе.

Результаты анализов озёрных кернов показали, что в районе 5700 л.н. ледники были значительно больше, чем во время малого ледникового периода с депрессией границы питания 100 м. Отмечены отдельные периоды наступаний 4500–3900, 3500–3300, 3100–1900, 1300–1100 и 600–400 л.н. [22]. Несколько проектов было посвящено бурению приледниковых озёр в Антарктиде, в основном в свободных ото льда участках Антарктического полуострова. Так, для озера Reid установлено время освобождения от многолетнего ледяного покрова, совпавшее с началом голоцена, — 11 500 л.н. Температурный оптимум раннего голоцена для Антарктического полуострова отмечается в период 11 500–9500 л.н. [47].

На территории нашей страны работы по созданию реконструкций колебаний ледников на основе изучения озёрных осадков начались не так давно. Сотрудники Института геологии и минералогии СО РАН успешно применили этот метод для реконструкции климатических параметров Алтая и Сибири [1, 2]. В 2010 г. во время экспедиции сотрудников отдела гляциологии Института географии РАН была пробурена скважина и получен керн осадков озера Каракель (долина р. Теберда, Западный Кавказ) [3, 4]. В настоящее время ведётся анализ всего керна оз. Каракель (11 тыс. лет). В 2012 г. получен керн осадка приледникового оз. Донгуз-Орун (долина р. Баксан, Центральный Кавказ). Этот керн отличается регулярной слоистостью, которая об-

наруживает все признаки годичной стратификации и имеет значительный интерес для создания палеореконструкций высокого разрешения.

Выводы

Применение палеолимнологических методов в гляциологии даёт возможность делать непрерывные реконструкции высоты границы питания ледников, что невозможно никакими другими известными в настоящее время методами. Палеолимнологические методы позволяют также установить время исчезновения ледника из водосбора при его отступании в прошлом и время появления при активизации оледенения. Все эти сведения имеют важнейшее палеоклиматическое значение. Развитие комплекса палеолимнологических методов, их сочетание с другими методами палеогляциологии — приоритетные направления палеоклиматологии ввиду уникальности получаемой информации и возможности создания палеоклиматических реконструкций высокого разрешения.

Благодарности. Автор выражает благодарность О.Н. Соломиной, а также Атле Несье и другим сотрудникам Отделения наук о Земле Университета г. Берген (Норвегия) за всестороннюю теоретическую и практическую помощь при работе над проектом.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Yggdrasil mobility programme 2013–2014 № 227470/F11 Норвежского совета по исследовательской деятельности, а также при поддержке программ Президиума РАН П-4 «Природные катастрофы» и ОНЗ-12.

Литература

1. Калугин И.А., Гольдберг Е.Л., Федорин М.А., Дарьин А.В., Золотарев К.В., Воробьева С.С., Смолянинова Л.Г. Высокоразрешающая хронология осадконакопления в Телецком озере за последние 800 лет — отклик на климатически обусловленные вариации твердого притока // Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 373–405.
2. Калугин И.А., Дарьин А.В., Бабич В.В. 3000-летняя реконструкция среднегодовых температур Алтайского региона по литолого-геохимическим индикаторам донных осадков оз. Телецкое // ДАН. 2009. Т. 426. № 4. С. 520–522.
3. Соломина О.Н., Калугин И.А., Александрин М.Ю., Бушуева И.С., Дарин А.В., Долгова Е.А., Жомелли В., Иванов М.Н., Мацковский В.В., Овчинников Д.В., Павлова И.О., Разумовский Л.В., Чепурная А.А. Бурение осадков оз. Каракель (долина р. Теберда) и перспективы реконструкции истории оледенения и климата голоцена на Кавказе // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 102–111.
4. Соломина О.Н., Калугин И.А., Дарьин А.В., Чепурная А.А., Александрин М.Ю., Кудерина Т.М. Использование геохимического и пылецевого анализов отложений оз. Каракель для реконструкции климатических изменений в долине р. Теберда (Северный Кавказ) в позднем голоцене: возможности и ограничения // Вопросы географии. Сб. 137: Горные исследования. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. С. 234–266.
5. Appleby P.G., Oldfield F. The assessment of ^{210}Pb dates from sites with varying sedimentation rates // Hydrobiologia. 1983. V. 103. P. 29–35.
6. Bakke J., Dahl S.O., Nesje A. Reconstruction of Younger Dryas and Holocene glacier fluctuations and palaeoclimate at Folgefonna southwestern Norway // Geonytt. 2000. V. 1. P. 36.
7. Bakke J., Lie Ø., Nesje A., Dahl S.O., Paasche Ø. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway // The Holocene. 2005. V. 15. P. 161–176.
8. Bertrand S., Huguenot K. A., Lamy F., Stuut J.-B. W., Torrejón F., Lange C.B. Precipitation as the main driver of Neoglacial fluctuations of Gualas glacier, Northern Patagonian Icefield // Clim. Past. 2012. V. 8. P. 519–534.
9. Blaauw M. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences // Quat Geochron. 2010. V. 5. P. 512–518.
10. Briner J.P., Stewart H.A.M., Young N.E., Philipps W., Losee S. Using proglacial-threshold lakes to constrain fluctuations of the Jakobshavn Isbræ ice margin, western Greenland, during the Holocene // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 27. P. 3861–3874.
11. Chapron E., Fain X., Magand O., Charlet L., Debret M., Melieres M.A. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the western Alps (Lake blanc huez, 2543 m a.s.l., grandes rousse massif, france) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 252. P. 586–600.
12. Church M., Ryder J.M. Paraglacial sedimentation; a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation // Geological Society America Bulletin. 1972. V. 83. P. 3059–3072.
13. Croudace I.W., Rindby A., Rothwell R.G. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner // New Techniques in Sediment Core

- Analysis: Special Publications. Geological Society, London. 2006. V. 267. P. 193–207.
14. *Dahl S.O., Nesje A.* Holocene glacier fluctuations at Hardangerjokulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits // *The Holocene*. 1994. V. 4. P. 269–277.
 15. *Dahl S.O., Nesje A., Lie Ø., Fjordheim K., Matthews J.A.* Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early Holocene glacier readvances during the Erdalen event at Jostedalbreen, western Norway // *The Holocene*. 2002. V. 12. P. 17–25.
 16. *Dahl S.O., Bakke J., Lie Ø., Nesje A.* Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites // *Quaternary Science Reviews*. 2003. V. 22. P. 275–287.
 17. *Darin A., Kalugin I., Rakshun V.* Scanning x-ray microanalysis of bottom sediments using synchrotron radiation from the BINP VEPP-3 storage ring // *Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Physics*. 2013. V. 77. №. 2. P. 182–184.
 18. *Dean Jr., W.E.* Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods // *Journ. of Sedimentary Petrology*. 1974. V. 44. P. 242–248.
 19. *Diedrich K.E., Loso M.G.* Transient impacts of Little Ice Age glacier expansion on sedimentation processes at glacier-dammed Iceberg Lake, southcentral Alaska // *Journ. of Paleolimnology*. 2012. V. 48. P. 115–132.
 20. *Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G.* Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments; reproducibility and comparability of results // *Journ. of Paleolimnology*. 2001. V. 25. P. 101–110.
 21. *Kalugin I., Selegei V., Goldberg E., Seret G.* Rhythmic fine-grained sediment deposition in Lake Teletskoye, Altai, Siberia, in relation to regional climate change // *Quaternary International*. 2005. V. 136. Iss. 1. P. 5–13.
 22. *Karlen W.* Lacustrine sediments and tree-limit variations as evidence of Holocene climatic fluctuations in Lappland, northern Sweden // *Geografiska Annaler*. 1976. V. 58A. P. 1–34.
 23. *Karlen W.* Lacustrine sediment studies // *Geografiska Annaler*. 1981. V. 63A. P. 273–281.
 24. *Karlen W.* Interpretation of the glaciolacustrine record in northern Sweden: a comment on Snowball and Sandgren // *The Holocene*. 1997. V. 7. P. 119.
 25. *Karlén W., Fastook J.L., Holmgren K., Malmström M., Matthews J.A., Odada E., Risberg J., Rosqvist G., Sandgren P., Shemesh A., Westerberg L.* Glacier Fluctuations on Mount Kenya since ~6000 Cal. Years BP: Implications for Holocene Climatic Change in Africa // *Ambio*. 1999. V. 28. № 5. P. 409–418.
 26. *Larsen D.J., Miller G.H., Geirsdottir A., Olafsdottir S.* Non-linear Holocene climate evolution in the North Atlantic: a high-resolution, multi-proxy record of glacier activity and environmental change from Hvitarvatn, central Iceland // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 39. P. 14–25.
 27. *Leemann A., Niessen F.* Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments // *The Holocene*. 1994. V. 4. P. 259–268.
 28. *Leonard E.M.* Varve studies at Hector Lake, Alberta, Canada and the relationship between glacial activity and sedimentation // *Quaternary Research*. 1986. V. 25. P. 199–214.
 29. *Leonard E.M.* Use of lacustrine sedimentary sequences as indicators of Holocene glacial activity, Banff National Park, Alberta, Canada // *Quaternary Research*. 1986. V. 26. P. 218–231.
 30. *Loso M.G., Anderson R.S., Anderson S.P., Reimer P.J.* A 1500-year record of temperature and glacial response inferred from varved Iceberg Lake, southcentral Alaska // *Quaternary Research*. 2006. V. 66. P. 12–24.
 31. *Matthews J.A., Shakesby R.A.* The status of the Little Ice Age in southern Norway: relative-age dating of Neoglacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry // *Boreas*. 1984. V. 13. P. 333–346.
 32. *Matthews J.A., Dahl S.O., Nesje A., Berrisford M.S., Andersson C.* Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores // *Quaternary Science Reviews*. 2000. V. 19. P. 1625–1647.
 33. *Nesje A.* A piston corer for lacustrine and marine sediments // *Arctic and Alpine Research*. 1992. V. 24. P. 257–259.
 34. *Nesje A., Matthews J.A., Dahl S.O., Berrisford M.S., Andersson C.* Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glacio-lacustrine sediment records // *The Holocene*. 2001. V. 11. P. 267–280.
 35. *Osborn G., Menounos B., Koch J., Clague J.J., Vallis V.* Multi-proxy record of Holocene glacial history of the Spearhead and Fitzsimmons ranges, southern Coast Mountains, British Columbia. *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 479–493.
 36. *Snowball I., Sandgren P.* Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Karsa valley, northern Sweden: contrast in interpretation // *The Holocene*. 1996. V. 6. P. 367–372.
 37. *Snowball I., Sandgren P.* Interpretation of the glaciolacustrine record in northern Sweden: a reply to Karlén // *The Holocene*. 1997. V. 7. P. 119–120.
 38. *Snowball I., Sandgren P., Petterson G.* The mineral magnetic properties of an annually laminated Holocene lake sediment sequence in northern Sweden // *The Holocene*. 1999. V. 9. P. 353–362.
 39. *Stansell N.D., Rodbell D.T., Abbott M.B., Mark B.G.* Proglacial lake sediment records of Holocene climate change in the western Cordillera of Peru // *Quaternary Science Reviews*. 2013. V. 70. P. 1–14.

40. *Storms J.E.A., De Winter I.L., Overeem I., Drijkonin-gen G.G., Lykke-Andersen H.* The Holocene sedimentary history of the Kangerlussuaq Fjord-valley fill, West Greenland // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 35. P. 29–50.
41. *Svendsen J.I., Mangerud J.* Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard // *The Holocene*. 1997. V. 7. P. 45–57.
42. *Thomas E.K., Szymanski J., Briner J.P.* Holocene alpine glaciation inferred from lacustrine sediments on northeastern Baffin Island, Arctic Canada // *Journ. of Quaternary Science*. 2010. V. 25. P. 146–161.
43. *Thompson R., Batterbee R.W., O'Sullivan P.E., Oldfield F.* Magnetic susceptibility of lake sediments // *Limnology and Oceanography*. 1975. V. 20. P. 687–698.
44. *Thompson R., Oldfield F.* Environmental magnetism. London: George Allen and Unwin, 1986. 227 p.
45. *Vasskog K., Paasche Ø., Nesje A., Boyle J.F., Birks H.J.B.* A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier // *Quaternary Research*. 2013. V. 77. P. 192–204.
46. *Wetzel R.G.* Limnology: Lake and River Ecosystems. Academic Press, San Diego, CA, 2001. 1006 p.
47. *Zale R., Karlen W.* Lake sediment cores from the Antarctic peninsula and surrounding islands // *Geografiska Annaler*. 1989. V. 71A (3–4). P. 211–220.
48. <http://www.rstatisticalsolutions.com>. (R Development core team 2011, Version 2.13.0–April 14).

Summary

The article covers the origin of paleolimnological method in glaciology, concerns the theoretical background of the approach, and focuses on the principal methods of analysis of the lake sediments

and creating the sedimentary age-depth models. Lake sediments can provide a basis for creating uninterrupted reconstructions of the Holocene glacier variations with high resolution. The fundament of paleolimnological method is based on the differences between glacial and non-glacial components of the bottom sediments of proglacial lakes. The glacial signal in the lake sediments was originally distinguished by measuring the organic content of the sediment (normally with loss-on-ignition) and the magnetic properties of the sediment. Subsequent methods of analysis could yield more precision and normally include geochemical composition (with the use of high-resolution scanning x-ray fluorescence analysis), use of biogenic indicators (such as pollen and diatoms contained in the sediment) and more. Obtaining the most accurate age of the sediment is a crucial question in subsequent application of the sediment parameters for reconstruction of glacier variability. The article covers various methods of dating the lake sediment – radiocarbon, Cs- and Pb-isotope dating, varve counting. Techniques of creating age-depth models are taken into account.

A state-of-the-art application of sedimentary properties in paleoglaciology yields a reconstruction of a former equilibrium line altitude – ELA. The article focuses on the basis of the ELA reconstruction approach. Successful examples of reconstructions of glacier variations based on the lake sediments can be found throughout the majority of the glaciated regions of the planet. The article states the most prominent of them and gives an update on the current progress in paleolimnological research in the Caucasus Mountains.