

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ
ЛИМНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Степанова Ольга Геннадьевна

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ДИНАМИКИ ЛЕДНИКОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ
В ГОЛОЦЕНЕ – ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ
РАСШИФРОВКИ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ
ИЗ ДОННЫХ ОСАДКОВ ПРОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОЗЕР**

Специальность

25.00.09 Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация

на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
д.г.-м.н. Федотов А.П.

Иркутск 2019 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Глава 1. Проблема и состояние изученности динамики ледников.....	13
Глава 2. Физико-географическое описание районов исследования.....	27
Глава 3. Методы получения фактического материала и его лабораторные исследования.....	42
Глава 4. Литолого-биогеохимический состав наземных и озерных отложений, сопряженных с деятельностью ледников.....	57
4.1. Разрезы Северного Байкала.....	57
4.2. Разрезы Восточного Саяна.....	73
4.3. Разрезы Кодарского хребта.....	76
Глава 5. Биогеохимические аспекты и интерпретация формирования донных отложений прогляциальных озер.....	92
5.1. Элементный состав донных отложений в параметрах многомерной статистики, маркеры деятельности ледников.....	92
5.2. Взаимоотношение биотических и абиотических параметров донных отложений прогляциальных озер.....	99
Глава 6. Реконструкция динамики ледников Восточной Сибири в позднеплейстоцен-голоценовый период.....	103
6.1. Реконструкция дегляциации ледников последнего оледенения плейстоцена.....	103
6.2. Изменение условий формирования прогляциальных озер как отклик на изменения природной среды высокогорной зоны в голоцене.....	110
6.3. Динамика ледников в Малый ледниковый период и в Современное потепление.....	116
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	126
Список литературы	128

ВВЕДЕНИЕ

За последние десятилетия, благодаря изучению океанических, морских и ледниковых кернов, достигнут значительный прогресс в понимании причинно-следственных факторов, управляющих крупнопериодическими (400, 100, 40, 21 тыс. лет) изменениями климатического облика Земли. Уже достоверно известна климатическая летопись Земли, по крайней мере последних 700 тыс. лет, с временным шагом в несколько тысячелетий [Kukla et al., 2000; Ruddiman et al., 1989; Ruddiman, 2003; Loutre, 2003; Kuzmin et al., 2003; Федорин и др., 2007, и многие другие]. Между тем, изучение европейских разрезов голоцена с высоким временным разрешением [Mann et al., 1999; Mann, 2002; Osborn, Briffa, 2006; Хорlaki et al., 2005; Moberg et al., 2005, и др.] наглядно показало, что продолжительные климатические фазы были крайне неоднородны, как это может показаться, если изучать только длинные климатические ряды. При этом климатические изменения голоцена были настолько значительны, что они во многом являлись ключевым фактором, оказывающим влияние на развитие социумов.

Однако, если составить схему, на которой будут отмечены изученные с высокой точностью голоценовые разрезы Северного полушария, то можно будет увидеть, что наивысшую плотность изученных разрезов имеют Европа и Северная Америка, менее детально изучен Северный и Центральный Китай [Rhodes et al., 1996; Zhang et al., 2004; Mischke et al., 2005; и др.] и только спорадические объекты будут отмечены в Монголии, Забайкалье, Восточной и Западной Сибири [Peck et al., 2002; Blyakharchuk et al., 2007; Andreev et al., 2006].

При изучении донных отложений Восточной Сибири основной массив данных получен по Байкалу [Безрукова и др., 1991, 1998, 2005; Bradbury et al., 1994; Fedorin et al., 1998, 2000, 2007; Goldberg et al., 2000, 2007; Karabanov et al., 2004; Demske et al., 2005; Вологина и др., 2007; Вологина, Штурм, 2009; Sturm et al., 2016, и др.] и Хубсугулу [Федорин и др., 2007;

Солотчина и др., 2003; Fedotov et al., 2004, 2008; Федотов и др., 2001, 2006; Prokopenko et al., 2005, 2007; Phedorin et al., 2008]. Исследования голоцен-плейстоценовых донных отложений озер Байкал и Хубсугул показали высокую информативность геохимического сигнала при проведении палеоклиматических реконструкций, когда выделяются группы «климаточувствительных» элементов [Fedotov et al., 2000, 2004, 2008; Федотов и др., 2001, 2006; Chebykin et al., 2002; Goldberg et al., 2005, 2007; Phedorin et al., 2000, 2007, 2008; Федорин и др., 2001, и другие]. Между тем, «короткость» изученных до настоящего времени голоценовых разрезов Сибирского региона и детальность применяемых при исследовании методик позволяют только выделить – обрисовать основные стадии голоценового периода с шагом в 200–500 лет [Безрукова, 1999, 2004; Зыкин и др., 2001; Грачев и др., 1997; Гольдберг и др., 2001, 2005; Чебыкин и др., 2004; Калугин и др., 2002; Karabanov et al., 2004; Федотов и др., 2001; Fedotov et al., 2004].

Систематические наблюдения и инструментальный мониторинг за динамикой ледников в различных частях мира активно ведется с 1894 г., после создания Международной гляциологической комиссии [Nesje, Dahl, 2000]. В настоящее время наблюдения за динамикой ледников ведутся в рамках программы the World Glacier Monitoring System (WGMS). Данные по динамике ледников являются составной частью многокомпонентных региональных климатических реконструкций и межрегиональных корреляций [Luckman, Villalba, 2001; Nesje, 2005; Nesje, Dahl, 2003]. В последующем эти данные используются при составлении прогнозов изменений климата в глобальном и региональном аспектах [Mann, Jones, 2003; Moberg et al., 2005]. На основе комплексного изучения ледниковых систем было определено, что ледники являются «высокочувствительными» индикаторами климата, когда даже незначительные изменения климатических параметров могут вызвать существенные изменения их

балансов [Dyurgerov, Meier 2000; Haeberli et al., 2004; Paul, 2002; Solomina et al., 2008].

Основным методом изучения ледников и ледниковых форм рельефа Восточной и Западной Сибири являлся геоморфологический. При этом основное внимание уделялось реконструкции ледников позднего плейстоцена, поскольку они имеют наилучшую сохранность ледниковых комплексов. При этом отмечается, что оледенения имели сильную региональную специфику. Например, в ледниковый максимум позднего плейстоцена (сартанское оледенение) ледники покрывали 13000 км² горного обрамления Байкала [Osipov, Khlystov, 2010], и отдельные ледниковые «языки» спускались в Байкал [Osipov, 2004; Back, Strecker, 1998] с образованием айсбергов [Karabanov et al., 1998; Скляр и др., 1999]. В Прихубсугулье (Северная Монголия) картина была противоположная, ледники сартанского оледенения были минимальны, а озеро Хубсугул, являющееся вторым после Байкала пресноводным озером Центральной Азии, практически полностью пересохло [Федотов и др., 2001; Fedotov et al., 2004; Prokopenko et al., 2005]. Между тем, в этот же период в соседней Дархатской котловине существовало гигантское ледниково-подпрудное озеро [Krivonogov et al., 2005]. Однако, как это ни парадоксально, изученные сибирские ледниковые разрезы имеют слабую возрастную привязку. Это объясняется сложностью выбора/нахождения представительного органического образца из рыхлых ледниковых комплексов для датирования традиционным радиоуглеродным методом. А метод датирования на основе изучения космогенных изотопов еще не нашел широкого применения.

Если рассматривать хронологически более обоснованные ледниковые реконструкции, проведенные по летописям донных осадков, то основными объектами являются озера Байкал, Хубсугул, Телецкое и Дархатское палеозеро. Летописи Байкала и Хубсугула также описывают только периоды оледенений плейстоцена. При этом вследствие низких скоростей

осадконакопления в этих озерах (4–6 см/тыс. лет) дается только описательная характеристика протекания оледенений в горном обрамлении этих озер. Например, в хубсугульских летописях выделяются два типа дегляциации ледников Восточного Саяна: быстрый, в течение нескольких тысяч лет, и медленный, длившийся несколько десятков тысяч лет [Федотов и др., 2006; Fedotov et al., 2008].

Наибольшую изученность в голоцене имеют ледники Алтая, а «шаг исследования» их динамики составляет уже несколько столетий [Ивановский и др., 1982; Бутвиловский, 1993; Галахов, Мухаметов, 1999; Галахов и др., 2005]. При этом отмечается, что выявление циклов продолжительностью менее 800 лет, даже имея представительную базу радиоуглеродного датирования, на основе изучения наземных ледниковых разрезов нереально [Галахов и др., 2008]. Временное разрешение порядка год-десятилетие для последних столетий получено при изучении осадков Телецкого озера [Bobrov et al., 1998; Goldberg et al., 2000; Kalugin et al., 2005].

Информация о динамике ледников Восточной Сибири в голоцене фрагментарная, и в основном базируется на инструментальных наблюдениях последних десятилетий. Эти исследования показывают, что ледники Восточного Саяна, Байкальского хр. (Прибайкалье), Кодара (Забайкалье), хр. Черского (Якутия) за последние 30 лет сократились на 20–30% [Ананичева, 2006; Плюснин и др., 2008; Китов и др., 2009; Shahgedanova et al., 2011]. В целом, за последние 170 лет, ледники Восточной Сибири отступили на 150–230 м [Solomina, 2000].

Актуальность. Период Современного потепления (с ~1850 г. по настоящее время) характеризуется глобальным отступанием ледников [Solomina, 2000]. При этом за последние 50–60 лет отмечается резкое усиление деградации ледников под действием антропогенного фактора. Согласно оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) от одной трети до половины существующих горных ледников

могут исчезнуть в течение ближайшего столетия из-за выбросов парниковых газов в атмосферу Земли [Gelbspan, 1997]. В связи с этим видится весьма важным «успеть» изучить эти объекты.

На фоне довольно хорошей изученности ледников Европы, Северной Америки и Канады, знания о динамике ледников Восточной Сибири голоцен-позднеплейстоценового периода во многом еще фрагментарны. Между тем эти ледники, располагающиеся на значительном удалении от океанических источников влаги, в зоне резко континентального климата, должны быть наиболее чувствительны к изменению региональных климатических параметров.

В настоящее время актуальной научной проблемой становится детализация изменений климата последних тысячелетий, когда остаются нерешенными вопросы, связанные с короткопериодными осцилляциями палеоклимата на континентальных территориях, значительно удаленных от Мирового океана. В связи с этим, работа направлена на реконструкцию изменений ледников Восточной Сибири под действием глобальных и региональных климатических факторов в голоцене – позднем плейстоцене.

Основная цель работы: Расшифровка биогеохимических индикаторов палеоклимата, содержащихся в осадочных разрезах высокогорных озер, примыкающих к ледникам Восточной Сибири (Байкальский регион), как параметров эволюции ледников в голоцене – позднем плейстоцене.

Задачи:

1. Литолого-геохимическое и биологическое изучение вещественного состава донных осадков малых озер Восточной Сибири, питающихся талыми водами ледников Восточного Саяна, Байкальского, Кодарского хребтов с высоким шагом временного разрешения, порядка год-десятилетие.

2. Определить хронологию динамики изучаемых ледников на основе датирования озерных разрезов по распределению активностей изотопов ^{14}C , ^{137}Cs , ^{210}Pb .

3. Литологическое изучение и радиоуглеродное датирование наземных голоцен-позднеплейстоценовых разрезов Северного Байкала.

4. Классификация собранных геохимических данных методами многомерной математической статистики.

5. Разработка системы биогеохимических индикаторов, содержащихся в донных отложениях прогляциальных озер, позволяющих интерпретировать динамику ледников.

6. Определение индивидуальных характеристик отклика ледников, расположенных в Восточном Саяне, Байкальском и Кодарском хребтах на глобальные и региональные климатические изменения в голоцене.

Фактический материал и методы исследований. Данные о вещественном составе донных осадков прогляциальных озер получены на основе изучения 12 коротких кернов (до 1 м) из 8 озер. Основное место в исследованиях занимает расшифровка геохимического сигнала, наложенного на менее детальную летопись минеральных и биогенных компонентов. Элементный состав кернов изучался методом рентгенофлуоресцентного анализа с синхротронным излучением в режиме сканирования (РФА-СИ). Проводилось измерение влажных, ненарушенных фрагментов кернов с очень высоким разрешением – до 0,5 мм по длине керна. Данным методом просканировано 7 кернов. Измерения выполнялись в ИЯФ СО РАН (г. Новосибирск). Также элементный состав изучался с помощью метода ИСП-МС (проанализировано 283 образца). Данные по элементному составу донных отложений дополнены профилями распределения кварца и полевых шпатов, биогенного кремнезема, органического углерода, полученных методом инфракрасной спектроскопии (ИК) с шагом опробования до 0,5 см (1008 образцов).

Диатомовый анализ выполнен с шагом в 1 см (422 образца).

Для определения особенностей геохимического, минералогического состава «фоновых» потоков материала на дно озер устанавливались

годовые придонные седиментологические ловушки, и опробовались водотоки, впадающие в озера.

Возрастная шкала для верхнего слоя отложений строилась на основе радиоизотопного ^{210}Pb датирования (с контролем по ^{137}Cs). Измерения выполнялись в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Горизонты керн, к которым не может быть применен метод радиоизотопного ^{210}Pb датирования, были датированы по ^{14}C на основе AMS-метода. Получено 16 дат. Измерения выполнялись методом ускорительной масс-спектрометрии в совместной лаборатории радиоуглеродных методов анализа (ЛРМА) НГУ-ННЦ (г. Новосибирск).

Защищаемые положения:

1. В элементном составе донных отложений приледниковых озер выделяются геохимические группы элементов, отображающих поступление терригенной составляющей и развитие биопродуктивности озера. Увеличение содержания Ca, K, Ti, Fe и Mn является маркером умеренной поставки кластогенного материала в озеро, когда ледник находится в «стационарном» положении без интенсивного смещения его переднего края. Повышение содержания Rb, Sr, Zr, Nb, Y и Th связано с началом «движения» ледника и интенсификацией процесса ледниковой экзарации его ложа.

2. Активное смещение нижней границы ледника вызывает снижение биопродуктивности приледниковых озер за счет поставки тонкодисперсной ледниковой взвеси. Существует обратная взаимосвязь между характером распределения геохимической группы Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Th и маркерами биопродуктивности озера: геохимической группой Ni, Cu, Br и U, общим количеством диатомей, биогенным кремнеземом.

3. Плейстоценовые ледники Восточного Саяна, Кодарского и Байкальского хребтов полностью растаяли к началу голоцена. Современные ледники в южной части Восточной Сибири сформировались в Малый ледниковый период. За последние 210 лет наибольшие скорости дегляциации

имеет ледник Перетолчина (В. Саян), а наименьшую – ледник горы Черского (Байкальский хребет).

Научная новизна работы.

1. Впервые обосновывается время формирования современных ледников Восточной Сибири. Уточняется время образования крупнейшего ледникового комплекса Прибайкалья – Томпудинская морена, позволяющее говорить, что масштабы оледенения последнего ледникового максимума плейстоцена в Северном Прибайкалье были больше, чем это считалось ранее.

2. Определена специфика процессов формирования биотерригенных осадков в прогляциальных озерах в условиях существующих ледников.

3. Разработана схема биогеохимических признаков донных отложений озер, позволяющих реконструировать динамику движения ледников.

4. Впервые с высоким временным разрешением определены индивидуальные характеристики динамики ледников Восточного Саяна, Байкальского и Кодарского хребтов в голоцене.

5. Составлены корреляционные схемы ответа ледников Восточной Сибири на изменения глобальных и региональных климатических параметров в голоцене.

Практическая значимость. Полученные результаты могут быть применимы при изучении закономерностей межгодовой и многолетней изменчивости водных объектов Сибири; для выявления степени влияния природных и антропогенных факторов на динамику развития водных объектов; при изучении динамики ледников как важнейшей составляющей водных ресурсов.

Достоверность результатов работы обеспечена большим количеством проб и массивом полученных данных (проанализировано около 1750 образцов). Современными методиками пробоподготовки, высокоточными аттестованными аналитическими методами в центре

коллективного пользования ЛИН СО РАН г. Иркутск, в Сибирском центре синхротронного и терагерцового излучения (ЦСТИ, Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН, г. Новосибирск), в институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН г. Новосибирск. Публикациями в ведущих российских и зарубежных изданиях.

Апробация работы. Основные положения диссертации неоднократно докладывались на российских и международных конференциях и симпозиумах. Таких как: десятое Уральское литологическое совещание «Виртуальные и реальные литологические модели» (Екатеринбург, 2014); «Paleolimnology of Northern Eurasia» (Petrozavodsk, 2014); XX Национальная конференция по использованию Синхротронного Излучения «СИ-2014» (Новосибирск, 2014); Шестая международная Верещагинская Байкальская конференция (Иркутск, 2015); международная молодежная научно-практическая конференция «Россия-Монголия» (Иркутск, 2016); международная конференция «Пресноводные экосистемы – современные вызовы» (Иркутск, 2018); 3rd International conference «Paleolimnology of Northern Eurasia: Experience, methodology, current status» (Kazan, 2018).

Личный вклад соискателя. Определение элементного состава донных отложений методом ИСП-МС. Изучение литологических свойств осадка. Цифровая обработка изображений донных отложений, с построением графиков изменчивости цветовой гаммы донных отложений по длине кернов. Проведение полевых исследований по изучению наземных ледниковых разрезов. Построение глубинно-возрастных моделей для осадочных разрезов. Математическая обработка полученных данных методами многомерной статистики. Все научные и практические результаты, изложенные в диссертации, получены лично или в соавторстве с научным руководителем А.П. Федотовым.

Структура и объем работ. Диссертация изложена на 159 страницах и состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы. Она

иллюстрирована 40 графиками-схемами, 11 фотографиями, 9 таблицами. Список литературы включает 256 источников.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 15 работ, как в российских, так и в иностранных изданиях. Из них 8 статей (в том числе 5 – в зарубежной печати), 7 тезисов.

Благодарности. Автор выражает признательность своему научному руководителю д.г.-м.н. А.П. Федотову за помощь, чуткое руководство и содействие при подготовке работы. Кроме этого, хотелось поблагодарить к.г.-м.н. Е.Г. Вологину за руководство аспирантурой в ИЗК СО РАН. Так же я крайне признательна своим коллегам, оказывающим содействие в ходе лабораторных исследований и при проведении экспедиционных работ: д.х.н. В.А. Труновой за проведение РФА-СИ исследований, к.б.н. С.С. Воробьевой, гл. спец. Т.О. Железняковой за выполнение диатомового анализа, к.х.н. С.К. Петровскому, гл. спец. С.М. Крапивиной за проведение ИК-спектроскопических исследований, к.г.н. Э.Ю. Осипову, к.б.н. К.Е. Вершинину, к.б.н. И.В. Енущенко и к.г.-м.н. Е.Е.Кононову за проведение полевых исследований при изучении наземных ледниковых разрезов.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 13-05-00022, 17-29-05016.

Глава 1. ПРОБЛЕМА И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ДИНАМИКИ ЛЕДНИКОВ

По данным межправительственной группы экспертов по изменению климата (Intergovernmental Panel on Climate Change) ледники теряют свои объемы в ответ на климатическое и океаническое потепление [IPCC, 2007]. Эта потеря может привести к повышению уровня моря, и большая часть вклада от таяния ледников получена вследствие таяния горных ледников (около 60% с 1996 по 2006 гг.), нежели больших ледяных щитов в Гренландии и Антарктиде [Meier et al., 2007]. В действительности, оценки массового баланса Гренландии и Антарктики стали отрицательными по сравнению с 1970-м г. [Dyurgerov, Meier, 2000; Kaser et al., 2006; Zemp et al., 2009]. Их вклад в повышение уровня моря, вероятно, продолжит расти в XXI веке [Meier et al., 2007; Pfeffer et al., 2008; Bahr et al., 2009; Radić, Hock, 2011]. Продолжающееся глобальное потепление приводит к значительному сокращению и исчезновению ледников в тропиках. Ледники в Африке, Новой Гвинее и Венесуэле могут полностью растаять в течение следующего десятилетия при текущей тенденции изменения климата [Михаленко, 2018].

Реакция ледников на изменение климата сложная, но небольшие ледники (площадью 1–2 км²) быстрее реагируют на изменение температуры и/или осадков по сравнению с более крупными ледниками [Meier, 1984; Oerlemans et al., 1998; Granshaw, Fountain, 2006]. По этой причине, небольшие ледники находятся под угрозой исчезновения [Ramírez et al., 2001; Zemp et al., 2006; Thompson et al., 2011]. Известно об исчезновении ледников в таких районах как Канадские Скалистые горы, Канада [Tennant et al., 2012], Северный Каскадный хребет, США [Granshaw, Fountain, 2006], хребет Ак-Шийрак в Средней Азии, Киргизия [Khromova et al., 2003], Терской-Алатау, Тянь-Шань [Kutuzov, Shahgedanova, 2009] и Итальянско-Французские Альпы [Federici, Rappalardo, 2010], хребет Кодар (Восточная Сибирь) [Осипов и др., 2017]. Одни ледники наиболее уязвимы и значительно деградируют

[Oerlemans et al., 1998], для других свойственно минимальное изменение параметров в последние годы [DeBeer, Sharp, 2007, 2009; Hoffman et al., 2007], и это объясняется благоприятным топографическим положением и/или высотным расположением [Kuhn, 1993; DeBeer, Sharp, 2009; Kutuzov, Shahgedanova, 2009]. Поэтому важно детально исследовать отклик малых ледников на изменение климатических параметров, увеличить наблюдения в районах, где изменение не было исследовано [Dyurgerov, Meier, 2000; Ohmura, 2009].

Согласно исследованию О.Н. Соломиной амплитуда наступаний ледников в голоцене в Северном полушарии в целом увеличивалась, а в Южном – уменьшалась. Этот тренд объясняется изменениями инсоляции, связанными с орбитальными параметрами Земли. Исключение из этого правила – некоторые районы Центральной Азии, где размеры ледников в голоцене уменьшались. 10–4 тыс. л.н. и в течение первого тысячелетия н.э. (примерно до начала XIII в.) размеры ледников были близки к современным или были меньше их [Соломина, 2014]. Этот тренд подтверждается данными о колебаниях верхней и северной границ леса в Северном полушарии в голоцене. Период (7–5 тыс. л.н.), когда ледники имели небольшие размеры, а их наступание почти нигде не зафиксировано, совпадает с периодом отсутствия крупных эксплозивных извержений и низкой солнечной активности. Раннеголоценовые морены (период от 11,1 до 8,1 тыс. л.н.) объединяются в несколько групп и совпадают с циклами Бонда (11,1; 10,3; 9,4; 8,1 тыс. л.н.) и крупными вулканическими извержениями (11,0; 9,5–9,7; 9,1–9,3; 8,0–8,1 тыс. л.н.) [Соломина, 2014]. Из-за совпадения некоторых извержений с циклами Бонда (которые в свою очередь совпадают с минимумами солнечной активности) влияние вулканической деятельности и солнечной активности трудно разграничить. Влияние солнечной и вулканической активности на поведение ледников в среднем голоцене неочевидно, но в последние два тысячелетия (событие 1,4 тыс. л.н. и малый

ледниковый период) корреляция вновь становится заметной. Современное отступление ледников не согласуется с современным орбитальным сигналом, но связано с ростом солнечной активности и концентрацией парниковых газов. Колебания ледников в разных районах не обнаруживают глобальной синхронности и строгой периодичности в течение голоцена, и это может быть связано с ограничением данных о колебаниях ледников (дискретные ряды, неполнота данных, низкая точность датирования, влияние температуры и осадков на колебания ледников, и др.) [Соломина, 2014].

С конца XIX в. началось систематическое изучение ледников, и за это время получен огромный массив данных о том, как меняются их площади и размеры во времени. Наиболее полная информация собрана о ледниках Альп [Leonard, 1986] и Скандинавии [Bakke et al., 2005], для которых имеются самые длинные ряды наблюдений. Однако реакция внутриконтинентальных ледников на современные изменения климата еще недостаточно изучена. Особенно это касается небольших ледников площадью менее 1 км². Ведь они наиболее точно отражают любые климатические изменения и их отклик наиболее чувствителен по сравнению с ледниками больших размеров.

Анализ размеров ледников Казахстанского Алтая за 60 лет (1950–2011 гг.) на основе сравнения их морфометрических характеристик, полученных при каталогизации в 1950–1955 и 2011 гг. показал, что за 60 лет площадь оледенения сократилась на 33,2 км² (46,5%), а объём ледников – на 1,25 км³ (52%) [Вилесов и др., 2018].

Оценка современных изменений температуры воздуха, осадков и масс-балансовых характеристик ледника Малый Актру на территории Горного Алтая, относительно климатической нормы (1949–1985 гг.), показала, что среднегодовая температура (усредненная за период 1986–2014 гг.) возросла на 0,8–1,9 °С. Количество годовых осадков на территории Горного Алтая оставалось неизменным. Текущие климатические условия, характеризующиеся уменьшением осадков в зимний период, повышением

температуры воздуха во все сезоны способствуют тому, что массовый баланс ледника Малый Актру становится резко отрицательным [Паромов и др., 2018].

Анализ скорости и механизмов сокращения ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола (Алтай) с 1962 по 2015 г. на основе дешифрирования космо- и аэрофотоснимков показал, что площадь ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола сократилась с 31,0 до 23,46 км². Самые высокие скорости сокращения ледников отмечены в 2001–2009 гг. Это связано с реакцией ледников на интенсивное потепление и уменьшение количества осадков в 1984–2001 гг. В 2009–2015 гг. сокращение площадей ледников замедлилось. Ганюшкин и соавторы объясняют такую динамику адаптацией малых (каровых, висячих и склоновых) ледников к современным климатическим условиям, стабилизировавшимся после 2000 г [Ганюшкин и др., 2017]. В то же время, согласно их исследованиям, скорости отступления языков долинных ледников после 2009 г. продолжили расти. Установлено современное замедление отступления малых ледников и возрастание скоростей отступления относительно крупных ледников [Ганюшкин и др., 2017].

Определение ($\delta^{18}\text{O}$) в ледяных ядрах, полученных на Западном плато Эльбруса (Кавказ) показывает, что в изотопном составе ядер прослеживается чёткий сезонный сигнал. Сопоставляя данные по ($\delta^{18}\text{O}$) в ледяных ядрах с данными метеонаблюдений в регионе и с характеристиками циркуляции атмосферы, Козачек и др. [2015] определено, что в тёплый период года изотопный состав зависит от температуры воздуха в регионе, а в холодный – от особенностей циркуляции атмосферы [Козачек и др., 2015].

Благодаря изучению изотопного состава (δD и $\delta^{18}\text{O}$) и палиноспектров краевых частей ледника Корумду (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай), а также атмосферных осадков, выпадавших в этом ледниковом бассейне,

выявлена возможность идентификации источников и путей поступления осадков (влаги) в нивально-гляциальные области Алтая. [Папина и др., 2015].

Используя распределение изотопно-кислородного состава ($\delta^{18}\text{O}$) поверхностного льда ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята, и сопоставляя изотопный состав льда и зимнего снега, выпадающего в разных районах Сибири, установлено, что питание ледника происходит преимущественно за счёт весенне-осенних осадков при незначительном участии зимнего снега [Буданцева и др., 2016].

Согласно исследованиям Б.Р. Мавлюдова и М.Д. Ананичевой, на фоне потепления на Северо-Востоке России ледники горного хребта Сунтар-Хаята достаточно быстро деградируют, уменьшается не только их площадь, но и толщина. Полевые исследования показали, что все ледники этого массива в 2011–2013 гг. имели отрицательный баланс массы. За время с малого ледникового периода ледники № 28–31 потеряли около $0,38 \text{ км}^3$ льда [Мавлюдов, Ананичева, 2016].

Уменьшение площадей оледенения и количества ледников установлено для районов Большого Кавказа. В бассейнах рек Малая Лаба и Белая (Западный Кавказ), на основе использования каталогов ледников 1911 и 1967 гг., космоснимков 2000–2012 гг., GPS-позиционирования отмечено уменьшение площадей оледенения на $12,0 \text{ км}^2$, или на 43,8% за период 1902/1906–2013 гг. Число ледников за этот же период уменьшилось на восемь, в 2013 г. сохранилось 60 ледников. Средняя годовая скорость отступления ледников, согласно фактическим расчётам, составляет около 2 м [Ефремов и др., 2014].

Реконструкция динамики ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене на основе геоморфологического анализа и радиоуглеродного датирования была проведена О.В. Кокиным и А.В. Кирилловой. Авторы выделили четыре этапа: наступание (до 10 тыс. л.н.); сокращение или полное

исчезновение (10–0,8 тыс. л.н.); наступание (800–100 л.н.); деградация (с начала XX в.) [Кокин, Кириллова, 2017].

Для ледников Авачинской группы вулканов в позднем голоцене, по результатам изучения моренных комплексов, выделены и описаны три генерации морен, формирование которых произошло около 2000 л.н., в эпоху малого ледникового периода – с середины XVII до начала XX в. и в середине XX в. [Маневич, Самойленко, 2016]. Динамика ледников Авачинской группы очень разнообразна. Она зависит не только от экспозиции, удалённости от океана или высоты залегания, но и от активности Авачинского и Корякского вулканов. Авторы отмечают, что с характерными особенностями вулканических пород может быть связано отсутствие конечных морен на многих ледниках группы. Рыхлые, часто пористые и почти лишённые глинистых частиц отложения пирокластики легко размываются и уносятся водными потоками [Маневич, Самойленко, 2016]. В 2007–2010 гг. на склонах вулканов выделено 27 ледников общей площадью $24,04 \pm 3,6$ км², оценено изменение положения фронтов ледников за последние 40 лет по сравнению с материалами аэрофотосъёмки 1974 г. В настоящее время семь ледников наступают, два деградируют, остальные находятся в стационарном состоянии [Маневич и др., 2015].

На фоне общемировой тенденции деградации горного оледенения для ледников Камчатки отмечается увеличение площади оледенения. С помощью анализа разновременной аэрокосмической информации за период 1949–2016 гг. получены новые данные о современном состоянии и наступании ледников района вулкана Ключевской – Эрмана, Влодавца, Сопчного, Шмидта, Богдановича и безымянных «блуждающих ледников». Площадь ледника Эрмана увеличилась на 4,7 км², а длина достигла 21,5 км. Самые высокие темпы наступания – до 100 м/год – характерны для ледника Шмидта. Наступание ледников рассматривается как следствие латеральных и

терминальных извержений вулкана Ключевской в XX и XXI вв. [Докукин и др., 2017].

За последние 40 лет средняя летняя температура в горах Кузнецкого Алатау увеличилась на 1,3 °С, а годовая сумма осадков – на 320 мм, что отразилось на состоянии ледников. Малые присклоновые ледники, не имеющие выработанных ниш, сократили свои размеры или перешли в разряд многолетних снежников. Присклоновые ледники с момента их каталогизации сократились на 70–90%. Крупные каровые и карово-присклоновые ледники, непрерывно существовавшие на протяжении нескольких веков, отступили незначительно. С 2005 г. условия существования крупных ледников Кузнецкого Алатау стали более благоприятными [Адаменко и др., 2017].

На примере ледника Малый Актру (Алтай) рассматриваются проблемы датирования активности ледников по древесным остаткам, находящимся в морене. Анализируются причины расхождения между дендрохронологическим и радиоуглеродным возрастом образцов. Реконструируется ход июньской и июльской температуры в долине р. Актру за две тысячи лет, и на базе этого восстанавливается картина высотной изменчивости термического потенциала границы леса [Назаров и др., 2016].

В горном хребте Сунтар-Хаята (северо-восток России, территория Якутии и Хабаровского края) проведена серия измерений остаточной прочности и диаметров лишайника *Rhizocarpon* sp. на различных элементах позднеголоценовой гляциально-криогенной морфоскульптуры во фронтальной части ледников № 29 и 31. Пояс морен этих ледников формировался на протяжении малого ледникового периода. Максимальных размеров ледники достигли во время его первой фазы – похолодания XIII–XV вв. Площадь оледенения превышала современную на 35–40%. Ледники сохраняли практически стационарное состояние вплоть до середины XIX в., а затем стали медленно отступать. К середине XX в. ледники сократились на

5–7%. Наиболее интенсивное сокращение началось во второй половине XX в. [Галанин и др., 2014].

Реконструкция колебаний долинного ледника Алибек, расположенного в долине р. Теберда на Западном Кавказе, была основана на фотографиях положения конца ледника, космических и аэрофотоснимках 1955, 1987, 2007, 2008 и 2012 гг., дендрохронологических исследованиях, лишенометрии исследования морен, датировании моренного материала с использованием космогенного изотопа ^{10}Be и радиоуглеродном датировании образцов торфа. Согласно этим исследованиям с середины XIX в. ледник Алибек сократился в длину на 650 м, по площади – на $0,67 \text{ км}^2$, а высота конца ледника повысилась на 110 м [Бушуева и др., 2015].

Исследование ледников Восточного Саяна, Байкальского и Кодарского хребтов

Большая часть ледников в горах юга Восточной Сибири изучалась в 1950–1960-х годах по материалам аэрофотосъемки и полевых исследований. В 2006–2011 гг. с использованием космических снимков высокого разрешения были проведены повторные инвентаризация ледников в Восточном Саяне (массивы Мунку-Сардык и пик Топографов), на Байкальском и Кодарском хребтах.

В Восточном Саяне ледники хр. Мунку-Сардык стали исследовать раньше других. О ледниках в своих отчётах упоминали Г.И. Радде (1859 г.) [Радде, 1861] и А.Л. Чекановский (1871 г.). Первые инструментальные измерения ледников (высота, температура, площадь) были выполнены С.П. Перетолчиным в 1896–1903 гг. Исследователем была сделана подробная карта ледников и качественные фотоснимки [Перетолчин, 1908]. По его данным на хребте находится четыре ледника, общая площадь которых составляет $1,68 \text{ км}^2$. Наиболее крупный из них – северный ледник г. Мунку-Сардык (ледник Перетолчина), имеющий площадь $0,68 \text{ км}^2$, спускается двумя потоками до высоты 2737 м; площадь южного ледника – $0,4 \text{ км}^2$.

Позднее Е.В. Максимов оценил площадь ледника Перетолчина в 0,7 км² [Максимов, 1965]. В 1982 г. по результатам фототеодолитной съёмки этого ледника Р.М. Мухаметовым было установлено, что ледник опустился до отметки 2860 м и его площадь составляет 0,53 км². С 2005 г. исследования на ледниках хр. Мунку-Сардык вели сотрудники Института географии СО РАН имени В.Б. Сочавы [Китов и др., 2009; Плюснин и др., 2013]. С помощью GPS-измерений ими установлено, что северный ледник Перетолчина опускался до высоты 2880 м над ур. м. [Плюснин и др., 2008]. Согласно последним исследованиям, полученным по космоснимкам высокого разрешения (Quick Bird), низшая граница ледника находится на высоте 2920 м над ур. м. [Осипов и др., 2013].

По данным каталога ледников СССР, составленным в 1950–1960 гг., в Восточном Саяне сосредоточено 107 ледников общей площадью около 31,8 км² [Осипов и др., 2013]. На склонах хребта Мунку-Сардык выявлено пять ледников [Китов и др., 2009; Плюснин и др., 2013]. На территории России находятся ледник Северный Перетолчина (№ 31 в Каталоге ледников СССР) и Радде (№ 30) [Каталог, 1973]. Общая площадь оледенения хр. Мунку-Сардык – (0,64 км²). Ледники Восточного Саяна относятся к самым высоко расположенным в регионе. Высота расположения ледников хребта Мунку-Сардык составляет 2804–3490 м.

Ледники Кодара были обнаружены относительно недавно и детально изучены в ходе экспедиций В.С. Преображенского в 1958–1959 гг. [Преображенский, 1960]. По его данным оледенение Кодара представлено 31 ледником общей площадью около 15 км². Позже, в Институте географии АН СССР на основе полевых данных и аэрофотоснимков 1948–1963 гг. был составлен Каталог, в который вошли 30 ледников общей площадью около 18,8 км² [Каталог, 1972]. На основе материалов аэрофотосъёмки 1963 г. и полевых наблюдений Л.А. Пластинин [Пластинин, 1998] и В.М. Плюснин [Пластинин, Плюснин, 1979] уточнили данные Каталога. В обновлённом

каталоге было 39 ледников общей площадью 15,25 км². Получены данные химического состава снега и льда [Чебыкин и др., 2010], изменения баланса массы [Shahgedanova et al., 2011], морфологии, и температурного режима [Осипов и др., 2012]. По снимкам Landsat 2010 г. для ледников хр. Кодар измерены площади ледников и закартировано 34 ледника с общей площадью открытого льда 11,72 км² [Stokes et al., 2013]. Согласно инвентаризации Э.Ю. Осипова на Кодаре закартированы площади 36 ледников, из них 23 – каровые, 8 – карово-долинные. Площадь 32 ледников – менее 0,5 км², трех ледников – 0,5–1,0 км², один ледник (№12) имеет площадь более 1 км² [Osipov, Osipova, 2014].

В 1970–1980 гг. в центральной части Байкальского хребта были обнаружены и исследованы два небольших каровых ледника общей площадью около 0,6 км² [Алешин, 1982]. Это самые низко расположенные ледники в Восточной Сибири. По данным космоснимков 2006–2011 гг. их площадь составила 0,51 км². Эти ледники не включены ни в Каталог ледников СССР, ни в каталог ледников мира (World Glacier Inventory) [Осипов, Осипова, 2015].

Сокращение ледников с конца Малого ледникового периода

По данным исследования О.Н. Соломиной [Solomina, 2000], масштабы сокращения ледников с конца МЛП до 1950–80-х годов в континентальной Сибири были намного меньше, чем в Центральной Азии и Тихоокеанском секторе. Однако имеется ряд данных об относительно умеренной дегляциации в горах северо-восточной и юго-западной Сибири. Так, М.Д. Ананичева и соавторы [Ананичева и др., 2006] оценивают сокращение ледников на хр. Черского в 1970–2001 гг. в 28% (0,9 %/год), а в горах Сунтар-Хаята – в 19% (0,3 %/год). С. Гурней и др. [Gurney et al., 2008] оценили сокращение площади ледников массива Буордах (хр. Черского) с 1850 по 2001 г. около 17% (0,1 %/год). Незначительное сокращение площади в 1945–2003 гг. (7%, 0,1 %/год) установлено А.Б. Суразаковым и др. [Surazakov et al.,

2007] для ледников бассейна Актру (Алтай). По данным Э.Ю. Осипова ледники Кодара в 1850–2001 гг. потеряли гораздо больше –45% (0,3 %/год), ледники Пика Топографов (Восточный Саян) между малым ледниковым периодом и 2010 г. потеряли порядка 53-х % (0,33 % в г.) [Осипов, Осипова, 2015; Osipov, Osipova, 2018]. По оценке К. Стокса и др. [Stokes et al., 2013] сокращение площади ледников Кодара в 1995–2010 гг. составило около 40%. В целом полученные данные свидетельствуют о более значительном сокращении ледников в горах юга Восточной Сибири с конца МЛП (в среднем на 58%).

Динамика ледников за последние 160 лет

В течение современного потепления климата, продолжающегося уже 160 лет, оледенение в целом сократилось и в Северном, и в Южном полушариях. Средняя скорость сокращения составила десятые доли исходной площади в год. Одна часть ледников отступала непрерывно; в периоды замедления потепления в 1880–1920 годы скорость отступления этих ледников уменьшалась. Другая часть ледников в течение этих двух периодов переходила к наступанию [Котляков и др., 2017]. Продолжительность таких наступаний у каждого отмеченного ледника была индивидуальной, но наступающие ледники известны во всех географических зонах. Усиление потепления в самом конце XX и начале XXI вв. сопровождалось повсеместным ускорением отступления горных ледников. Данные последних лет подтверждают мнение о быстрой, менее десятка лет, реакции фронта ледников на изменение температуры воздуха. Определение реакции конкретного ледника на изменение климатических условий требует комплексного сопоставления массовых данных о ежегодном балансе массы, перемещении фронта и особенностях рельефа ложа ледника [Котляков и др., 2017].

Реконструкция колебания ледников на основе исследования донных осадков приледниковых озер

В основу реконструкций колебания ледников на сегодняшний день положено датирование моренного материала с помощью космогенных изотопов ^{10}Be , ^{26}Al , радиоуглеродное датирование органических остатков. Зачастую такие исследования могут быть осложнены тем, что следы древних морен уничтожаются в результате более поздних наступаний ледников. Поэтому приледниковые озера, в которых аккумулируются продукты экзарационной деятельности ледника, служат идеальными ловушками осадков и являются важным источником палеогляциологической информации. Осадконакопление не прекращается ни в периоды наступания, ни в периоды отступления ледников [Александрин, 2015].

При реконструкции колебаний небольшого ледника в Северной Швеции на основе изучения кернов приледникового озера Vuoler Allakasjaure Карлен 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 [Karlen, 1976]. Повышение органической составляющей в осадке приледниковых озёр указывает на уменьшение поступления в озеро продуктов деятельности ледника и наоборот [Karlen, 1976]. Для изучения динамики ледника, автор использует датирование морен лихенометрическим методом, колебания верхней границы леса и вариации в составе донных осадков озера. При этом полученные им данные хорошо согласуются.

Органическое вещество в донном осадке появляется при его образовании непосредственно в озере или путем 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). 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 [Александрин, 2015].

Определение количества створок диатомовых водорослей или биогенного кремнезема в отложениях свидетельствует о прямом образовании органического вещества в озере. Изотопный состав биогенного кремнезема или карбонатов может служить источником палеоклиматических реконструкций на основе определения изотопов $\delta^{18}\text{O}$. При этом изотопный состав биогенного кремнезема зависит от температуры и изотопного состава воды при формировании створок [Wetzel, 2001].

В приледниковых озерах наблюдается обратная зависимость между потерями при прокаливании осадка и определением магнитной восприимчивости осадка. Если оба параметра отражают ледниковый сигнал, то рост магнитной восприимчивости с одновременным понижением потерь при прокаливании указывает на повышение активность ледника и, как следствие, на повышение высоты границы питания ледника и увеличение его площади [Bakke et al., 2000; Karlen, 1976; Nesje et al., 2001].

Использование сканирования ненарушенного влажного керна методом рентгенофлуоресцентного анализа на пучках синхротронного излучения (РФА-СИ) позволяет определять относительные и абсолютные содержания основных химических элементов по длине керна [Калугин и др., 2002; Kalugin et al., 2005]. При этом резкое изменение концентраций элементов, может свидетельствовать об изменении режима осадконакопления при участии ледниковых вод или без их поступления.

Использование годично стратифицированных озерных осадков (варвов) так же может быть использовано при проведении палеорекоkonструкций. Типичные варвы приледниковых озер представляют собой чередование

светлых и темных слоев осадка. Частицы крупного размера (до мелкозернистого песка) откладываются в период таяния ледника и снега, когда интенсивен поток талых вод. В зимний период, поступление осадочного материала в озеро снижается или озеро перекрыто льдом, осаждаются мелкие частицы. Обнаружена высокая положительная корреляция между толщиной варвов и среднегодовой или средней летней температурой года, в которой слой откладывался [Leonard, 1986a; Leonard, 1986b].

Выводы:

1. Колебания ледников в разных районах не обнаруживают глобальной синхронности и строгой периодичности в течение голоцена, и это может быть связано с ограничением данных о колебаниях ледников.

2. За последние 160 лет, в результате современного потепления климата, наблюдается сокращение оледенения в Северном и Южном полушариях.

3. Определение реакции конкретного ледника на изменение климатических условий требует комплексного сопоставления данных о ежегодном балансе массы, особенностях рельефа ложа ледника и его орографического положения.

4. Для некоторых ледников Камчатки наблюдается положительный баланс массы связанный с извержением вулканов.

5. В основу реконструкций колебания ледников на сегодняшний день положено датирование моренного материала с помощью космогенных изотопов ^{10}Be , ^{26}Al , радиоуглеродное датирование органических остатков, датирование с помощью изотопов ^{210}Pb и ^{137}Cs , дендрохронология, палинология и лишенометрия.

6. Приледниковые озера аккумулируют продукты экзарационной деятельности ледников, служат идеальными ловушками осадков и являются важным источником палеогляциологической информации.

Глава 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Восточная Сибирь, расположенная вдали от океанов, испытывает дефицит влагообеспечения. Основным поставщиком влаги в регион является сильно редуцированный Северо-атлантический влагоперенос, а поступление воздушных масс с Тихоокеанского региона редко. [Кузнецова, 1978]. В зимнее время регион блокирован Сибирским антициклоном [Ап, 2000]. В результате чего долгое время считалось, что из-за низкого уровня увлажненности в континентальной части Евразии существование ледников маловероятно.

Объектами изучения в работе являлись озера, примыкающие к ледникам Восточного Саяна, Байкальского и Кодарского хребтов (рис. 2.1).

Восточный Саян, ледник Перетолчина.

Восточный Саян – горная система, расположенная на территории России и занимающая южную часть Красноярского края и Иркутской области, северо-восток Тувы, западный район Бурятии и Монголии. Протягивается с северо-запада на юго-восток (свыше 1000 км) от левого берега Енисея до Байкала. Горные ледники сосредоточены, главным образом, в трех районах, расположенных вокруг высокогорных массивов: Мунку-Сардык (высшая точка Восточного Саяна – г. Мунку-Сардык 3491 м) на границе России и Монголии (верховья реки Иркут), южнее пика Топографов (3089 м) на границе Бурятии и Тувы (верховья рек Большой Енисей и Ока) и пика Грандиозный (верховья рек Казыр, Кан и Уда) [Осипов и др., 2017]. Рельеф по генетическому признаку разделяется на три типа: гляциальный, перигляциальный и водно-эрозионный. В центральной части массива Мунку-Сардык широко распространены альпинотипные формы гляциального рельефа. Это приподнятое на высоту 2500–3000 м нагромождение

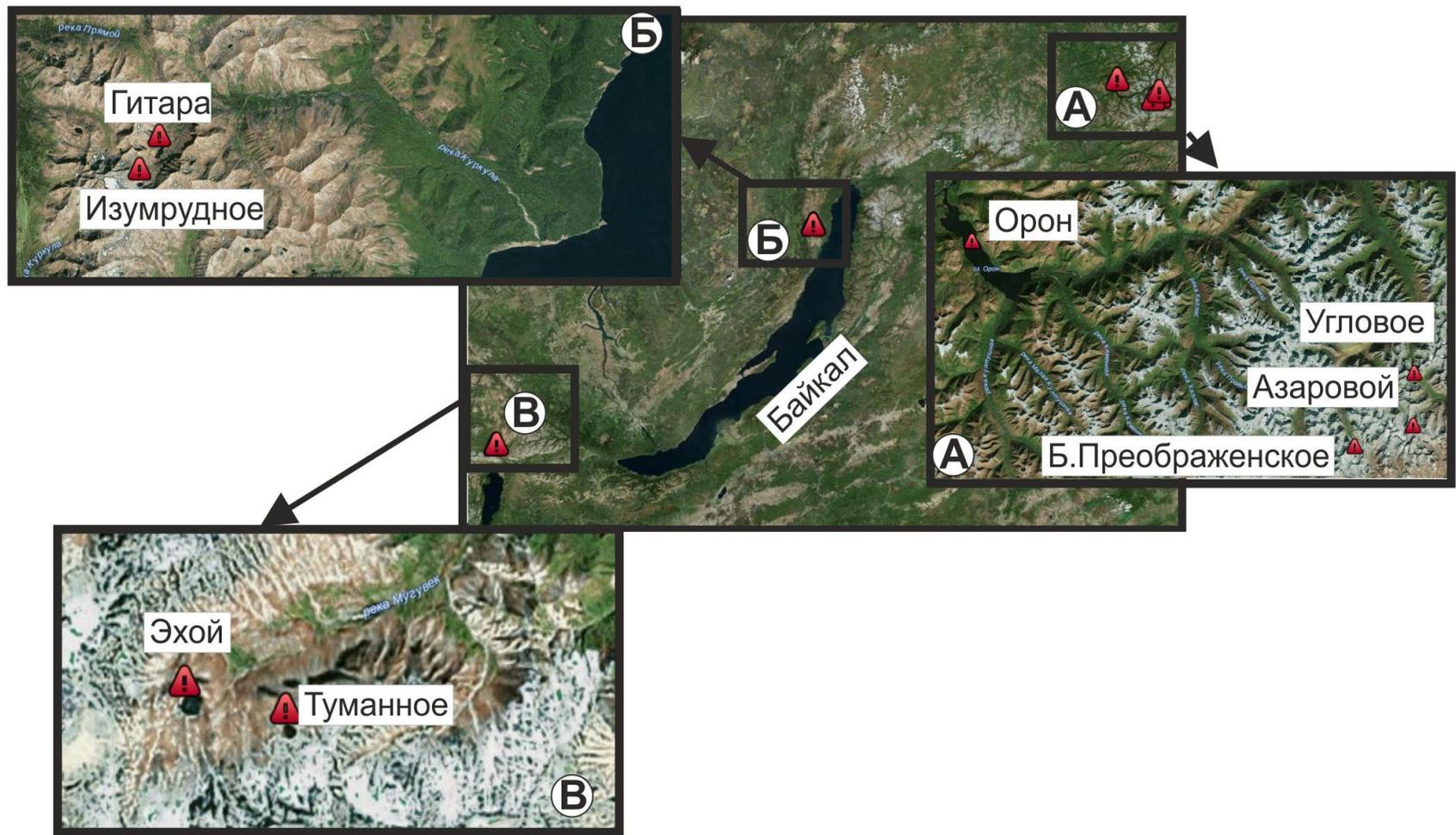


Рис. 2.1. Прогляциальные озера Кодарского (А), Байкальского хребтов (Б) и Восточного Саяна (В).

остроконечных пикообразных вершин, соединенных друг с другом зубчатыми гребневидными водоразделами, разделенными многочисленными карами, часто с озерами в их днищах [Плюснин и др., 2008].

В геологическом отношении территория недостаточно изучена. Западную, наиболее высокую в орографическом отношении, его часть занимают среднепалеозойские магматические гранитоидные породы, которые слагают область питания древних и современных ледников. Этот комплекс на геологической карте назван мунку-сардыкским и состоит из кварцевых диоритов, плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов, микроклиновых гранитов и граносиенитов, а также из гранит-порфиров. Восточную, более низкую часть района слагают ордовикские осадочные слабометаморфизованные породы [Плюснин и др., 2008; Иванов, 2011].

Высокогорье Восточного Саяна отличается продолжительной и холодной зимой, коротким и прохладным летом, интенсивно идущими процессами солифлюкции и физического выветривания. На выровненных водоразделах господствует кустарниковая и мохово-лишайниковая каменистая тундра на маломощных горно-тундровых почвах; в западной, более увлажнённой части Восточных Саян наряду с горной тундрой нередко развиты субальпийские кустарники и луга, местами высокотравные. Сильно расчленённые склоны и вершины гор альпийского типа представляют каменистую пустыню, почти лишённую растительности. Широко развиты каменные осыпи и курумы [Малышев, 1965; Седельников, 1988].

Климатические условия района исследований определяются особенностями общей циркуляции атмосферы и горным характером территории: зимой данная территория находится в зоне действия устойчивого сибирского антициклона (малооблачная и маловетренная погода с частыми приземными инверсиями); весной и осенью усиливается зональный перенос воздушных масс, увеличивается число циклонов с запада и северо-запада; летом широтный перенос ослабляется и преобладает область пониженного давления со слабыми ветрами. Иногда вдоль высотной

меридиональной фронтальной зоны наблюдаются выходы циклонов с юга и юго-запада, которые вызывают обильные осадки. Среднегодовая приземная температура воздуха составляет около $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$, на уровне 3000 м около $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Среднеголетняя температура летних месяцев (июнь–август) на уровне 3000 м – около $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Осипов и др., 2013].

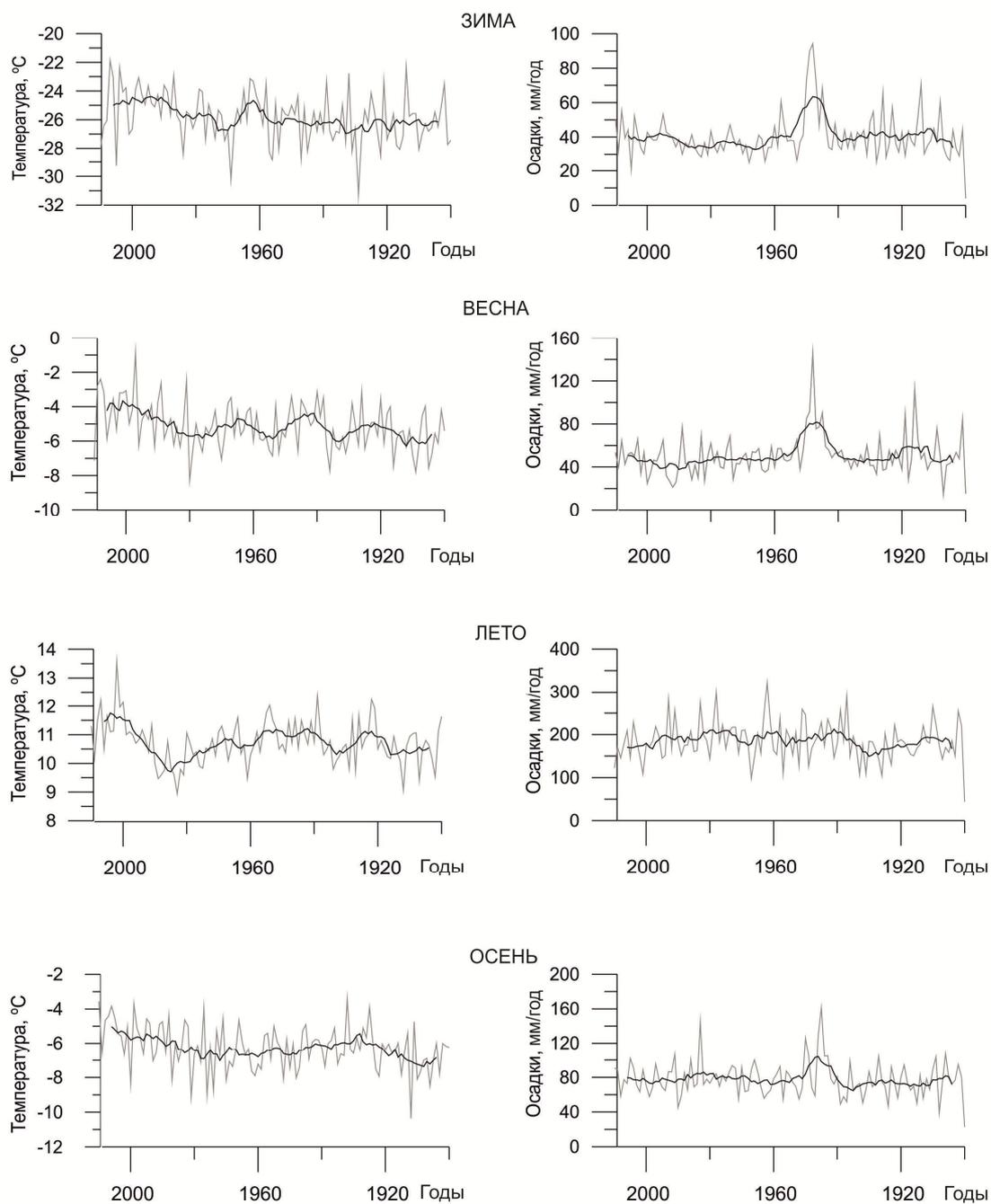


Рис. 2.2. Температура воздуха и атмосферные осадки Восточного Саяна – район горного массива Мунку-Сардык.

По данным реанализа за 2010–1900 гг. Средние летние температуры (июнь-август) составляют 10,7 °С, средние температуры зимой достигают –25,8 °С. Максимум осадков (до 70% годовой суммы) приходится на три летних месяца (200 мм). Зимой атмосферные осадки скудные и достигают 40 мм. Осенью и весной выпадает около 80 и 40 мм осадков соответственно (рис. 2.2) [<http://climate.geog.udel.edu/>]. На распределение осадков сильно влияет рельеф. Наветренные западные и северо-западные склоны получают наибольшее количество осадков. В среднегорье Восточного Саяна количество выпадающих осадков составляет более 400 мм/год, в высокогорье – более 1000 мм/год (на метеостанции Оленья Речка – 1200 мм/год). На высоте более 2000 м твёрдые атмосферные осадки выпадают на протяжении десяти месяцев (сентябрь–июнь), а кратковременное выпадение снега и града возможно в любое время года [Осипов и др., 2013].

Важной климатической особенностью высокогорий является повышенная инсоляция, обусловленная чистотой и разреженностью атмосферы. Она способствует значительному нагреванию поверхности днем. Ночью происходит быстрое ее охлаждение, что ускоряет процесс физического выветривания скал и поверхностных грунтов [Плюснин и др., 2013].

Ледники Восточного Саяна относятся к самым высоко расположенным в регионе. Высота ледников массива Мунку-Сардык составляет 2804–3490 м над ур. м. [Осипов, Осипова, 2015].

В работе рассматривается только Северный ледник Перетолчина (51,72° с.ш., 100,60° в.д.) (рис. 2.3). В период исследования С.П. Перетолчина по морфологическому типу его относили к перемётным ледникам [Перетолчин, 1908]. По мере сокращения границ ледника, в связи с потеплением климата, его стали относить к каровому типу, а в последующем к склоновым ледникам холодного типа [Плюснин и др., 2013]. За прошедшие сто лет ледник значительно сократил свои границы, и согласно исследованиям 2006 г. его площадь была 0,3 км² (табл. 1). Высота верхней

границы Северного ледника Перетолчина составила 3490, нижней – 2920 м над ур. м. [Осипов и др., 2013; Osipov, Osipova, 2014].

Из-за значительной крутизны ледника, – около 50–70° (средневзвешенный уклон – 32°), и нахождения его под постоянно осыпающимися скалами, поступление обломочного материала велико, а формирование современной конечной морены значительно. Ледник имеет множество трещин и промоин [Китов и др., 2009]. В табл. 1 представлено изменение границ и площади ледника Перетолчина, где видно, что в целом происходит уменьшение его нижней границы, параметры ледника в 1982 г., скорее всего, могли быть связаны с похолоданием в 1960–1970 гг.

Таблица 1

Морфологические характеристики Северного ледника Перетолчина

Автор (год)	Год	S, км ²	Низшая граница ледника, м над ур. м.	Тип ледника
Перетолчин, 1908	1906	0,68	2737	перемётный
Максимов, 1963	1963	0,7	2908	перемётный
Мухаметов, 1996	1982	0,53	2860	каровый
Плюснин, 2008	2005	—	2880	—
Китов, 2009	2008	0,35	2935	каровый
Осипов, 2013/2014	2006	0,3	2920/2937	висячий
Плюснин, 2013	2013	0,3	2935	склоновый

Озеро Эхой

На высоте 2613 м над ур. м. в 1,1 км от Северного ледника Перетолчина расположено озеро Эхой (51°44'16''с.ш., 100°36'12''в.д.). Главным источником влаги в озере являются талые воды ледника (в него впадает 3 водотока) и атмосферные осадки (рис. 2.3). Площадь озера составляет 0,033 км². Здесь берёт своё начало река Мугувек. Ниже по течению река Мугувек впадает в реку Иркут.

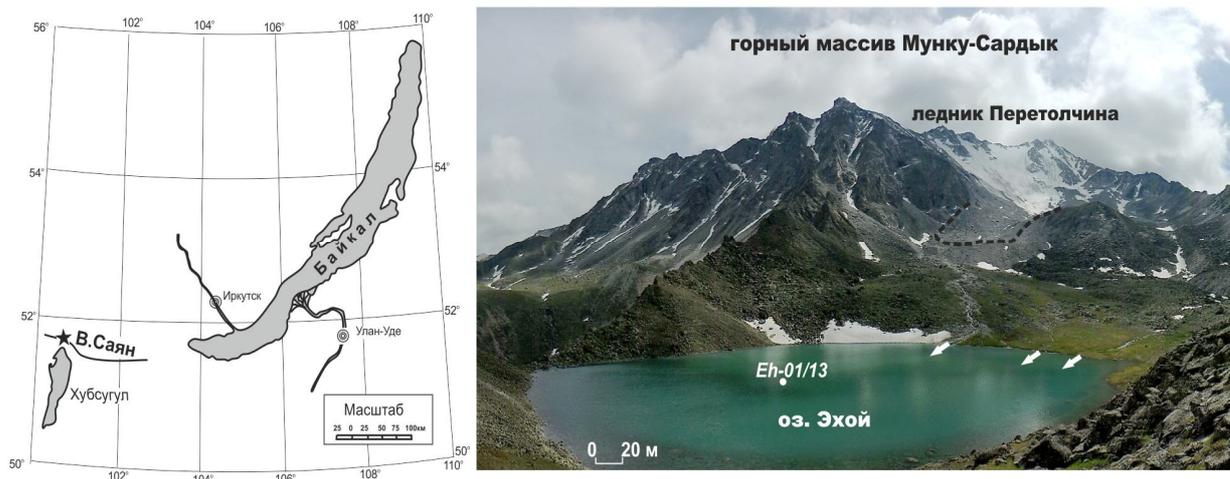


Рис. 2.3. Фотография оз. Эхой и горного массива Мунку-Сардык. Пунктирная линия – нижняя граница ледника Перетолчина в 1897–1903 гг. [Перетолчин, 1908], Eh-01/13 – позиция точки отбора керна, белые стрелки – водотоки, стекающие с ледника.

Озеро Туманное

Озеро Туманное ($51^{\circ}44'05''$ с.ш., $100^{\circ}37'07''$ в.д.) расположено вблизи оз. Эхой. В настоящее время его питание происходит за счет атмосферных осадков. Площадь озера составляет $0,01 \text{ км}^2$.

Кодарский хребет (район ледников Сыгыктинский (восточный), Азаровой, Колосова, №19)

Кодарский хребет расположен на северо-восточной окраине Байкальской горной области. В северной части Забайкалья, на территории Забайкальского края. Входит в систему Станового нагорья, являясь продолжением Северо-Муйского хребта. Простирается между реками Витим и Чара. Протяженность хребта составляет около 200 км. Некоторые его вершины достигают 2900 м над ур. м., максимальная высота 3072 м (пик Бам). Глубина расчленения рельефа достигает 1200 м. Хребет сложен гранитами, гранито-гнейсами, гранодиоритами протерозойского возраста. Для водораздельных участков центральной части хребта характерны альпинотипные формы с острыми, сильно расчлененными скалистыми гребнями с избирательным выветриванием по зонам трещиноватости. Здесь

активно действуют процессы физического выветривания и гравитационного обвального-осыпного сноса [Плюснин и др., 2013].

Ледники хребта расположены в его центральной части (56,8–57,1° с.ш., 117,2–117,7° в.д.) на высоте 1875–2792 м, средняя высота фирновой линии составляет 2287±164 м.

Континентальный климат хр. Кодар обусловлен его положением в поясе умеренных широт и особенностями горно-котловинного рельефа.

Радиационный режим района характеризуется наибольшей интенсивностью и контрастностью, что проявляется в повышенном притоке тепла вследствие относительно небольшой облачности, обусловленных влиянием форм рельефа, абсолютной высоты и характером растительности. Суровость климата обусловлена низкими среднегодовыми температурами воздуха, изменяющимися в пределах $-5 \div -7$ °С в долинах и -12 °С на возвышенных участках хребта. Осадков в горах выпадает 750–800 мм/год [Дьяконов, 1987].

В районе исследований средняя многолетняя за 2010–1900 гг. температура января составляла -39 °С, а июля $+13,2$ °С, в среднем на водосборный бассейн выпадает 365 мм осадков в год (60–75% – 225 мм) приходится на летние месяцы (рис. 2.4) [<http://climate.geog.udel.edu/>].

Однако в высокогорных районах Кодара июльская температура может падать до $+3$ °С, а количество осадков возрастать до 850–1200 мм и выпадать в виде снега [Каталог, 1972; Осипов и др., 2012; Shahgedanova et al., 2011].

Зимой осадки скудные – всего лишь около 20 мм. Весной и осенью они составляют порядка 80 мм.

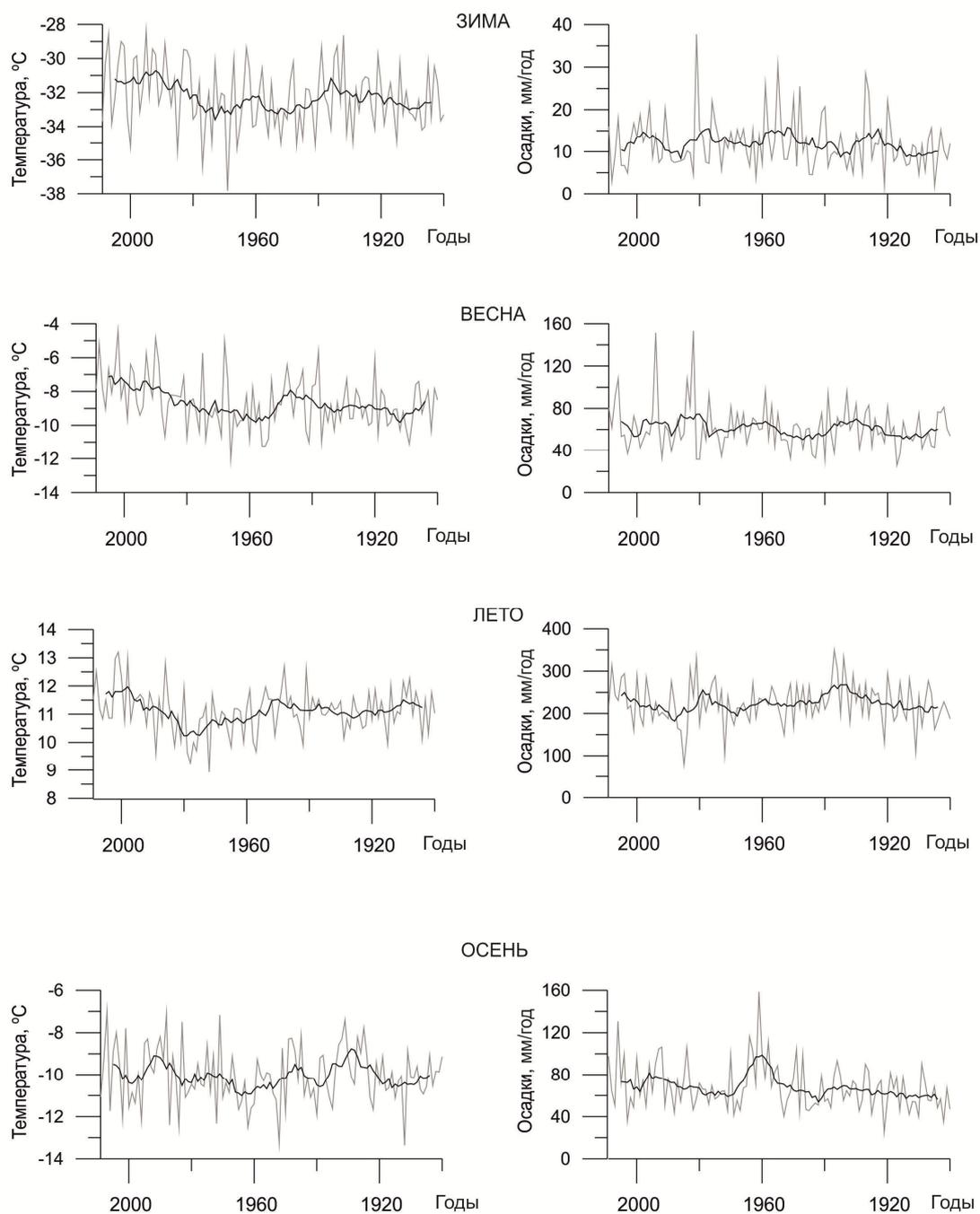


Рис. 2.4. Температура воздуха и атмосферные осадки Кодарского хребта [<http://climate.geog.udel.edu/>].

Средняя летняя температура воздуха, начиная с 1900 г., около $11\text{ }^{\circ}\text{C}$, зимняя около $-32,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Осенью и весной эти значения составляют $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $-8,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно (рис. 2.4).

Ледники Кодарского хребта.

Изучаемые озера находятся в непосредственной близости от ледников Преображенского (Сыгыктинский восточный (№5)) и им. Н. Азаровой (№20).

Ледник № 19 к настоящему времени стоял (озеро Угловое). Номер в скобках соответствует номеру ледника в Каталоге СССР [Каталог, 1972].

Ледник Преображенского (Сыгыктинский (восточный))

По морфологическому типу ледник им. Преображенского – единственный на Кодаре перемётный ледник. Он расположен в бассейнах рек Сюльбан и Левая Сыгыкта (56,85 с.ш., 117,42 в.д.). Восточная ветвь ледника имеет площадь около 0,31 км², длина – 0,91 км. Его верхняя граница соответствует 2679, а нижняя – уровню 2444 м над ур. м. Снеговая линия находится на высоте 2560 м над ур. м. [Osipov, Osipova, 2014].

Озеро Большое Преображенское

Оз. Большое Преображенское (56°50'53''с.ш., 117°26'34''в.д.) находится в 1100 м от Сыгыктинского ледника и примыкает к его морене, а также к морене ледника Колосова. Его площадь составляет 0,07 км². Озеро питается талыми водами ледников и атмосферными осадками.

Ледник Азаровой

Ледник Азаровой по морфологии относится к карово-долинным ледникам. Питание ледника преимущественно лавинное, ледник имеет северную экспозицию, а продолжительность периода со среднесуточной температурой выше 0°С составляет 35 дней, выше 5 °С – 20 дней. Его площадь около 0,52 км², длина – 1,59 км. Верхняя граница ледника– 2455, а нижняя – 2126 м над ур. м. Снеговая линия расположена на высоте 2290 м над ур. м. [Osipov, Osipova, 2014].

Озеро Азаровой

Оз. Азаровой (56°52'36''с.ш., 117°35'12''в.д. 2006 м над ур. м.) расположено в 600 метрах от морены ледника Азаровой. Площадь около 0,02 км². Питание озера ледниковое и за счет атмосферных осадков.

Озеро Угловое

Оз. Угловое (56°56'45''с.ш., 117°35'22''в.д. 1889 м над ур. м.) расположено в другой ледниковой долине, около 4,6 км на север от оз. Азаровой. Его питание в настоящий момент происходит исключительно за

счет таяния снежников, расположенных выше, и за счет атмосферных осадков. Площадь озера составляет около 0,16 км².

Озеро Орон

Озеро Орон (57°07'58''с.ш., 116°29'30''в.д.) расположено в северной части Байкальской рифтовой зоны в отрогах Кодарского хребта на высоте 353 м над ур. м., примерно в 450 км от оз. Байкал. Озеро имеет длину 24 км, ширину 6,5 км, максимальную глубину 184 м, площадь озера около 51,3 км², а водосборного бассейна 3570 км² [Матвеев и др., 2006]. Главными притоками озера являются реки Сыгыкта, Култушная, Каменная и Половинка. Сток из озера происходит через протоку 1 км длиной и 0,6 км шириной в р. Витим.

Озеро покрыто льдом с октября по июнь. Температура воды растет до второй половины августа, а потом снижается [Матвеев и др., 2006]. Большинство Кодарских ледников находится в водосборном бассейне р. Сыгыкта.

Байкальский хребет (район ледника горы Черского)

Байкальский хребет простирается вдоль западного побережья оз. Байкал на территории Иркутской области и республики Бурятии. Длина около 300 км. Высшая точка в центральной части хребта – гора Черского (2588 м), преобладающие высоты – в пределах 1900–2200 м.

Высокогорный пояс занимает центральную часть Байкальского хребта и характеризуется сильно расчлененным альпийским рельефом. Широко распространены следы древнего оледенения – цирки, курчавые скалы, ригели и бараньи лбы. Западные склоны несколько положе и имеют вид среднегорья [Плюснин и др., 2013].

На Байкальском хребте расположены два небольших каровых ледника [Алешин, 1982] в верховьях р. Куркула (Байкальская) – самые низко расположенные в районе исследования (1796–2138 м над ур. м.) и, вероятно, в Восточной Сибири [Осипов, Осипова, 2015].

При подъеме в горы высота снежного покрова увеличивается до 1,5 м и более. У границы леса его высота составляет 2,5 м. В гольцовом поясе снег сдувается с открытых мест сильными западными ветрами, в результате чего высота снежного покрова резко снижается, снег уплотняется, но образует мощные карнизы и обширные его скопления на подветренных склонах и в понижении рельефа. Особенности климата и рельефа способствуют высокой лавинной опасности района. Значительную роль в современном рельефообразовании играют обвалы и осыпи, а также интенсивный перенос обломочного материала селями и лавинами. Реки, стекающие с западных склонов хребта, относятся к бассейну р. Лены, а с восточных склонов – к бассейну оз. Байкал [Плюснин и др., 2013].

Климат Байкальского хребта резко континентальный и влажный, с холодной и продолжительной зимой (температуры воздуха достигают -22°C), и коротким тёплым и умеренно тёплым летом. Летом погода неустойчивая. Во второй половине дня часты осадки – ливни, возможно с градом, а на больших высотах – со снегом. Среднегодовая температура воздуха отрицательна (от -5 до -12°C). Весна и осень – короткие, средние температуры составляют порядка $-4,4$ и $-3,6^{\circ}\text{C}$ соответственно [<http://climate.geog.udel.edu/>].

Для этой территории характерно неравномерное выпадение осадков, с преобладанием их в тёплый период года (летом до 200 мм, зимой – 40 мм, осенью и весной около 80 и 50 мм соответственно (рис. 2.5)). Летние температуры около $12,5^{\circ}\text{C}$ (рис. 2.5). Зимой преобладает антициклональная ясная погода.

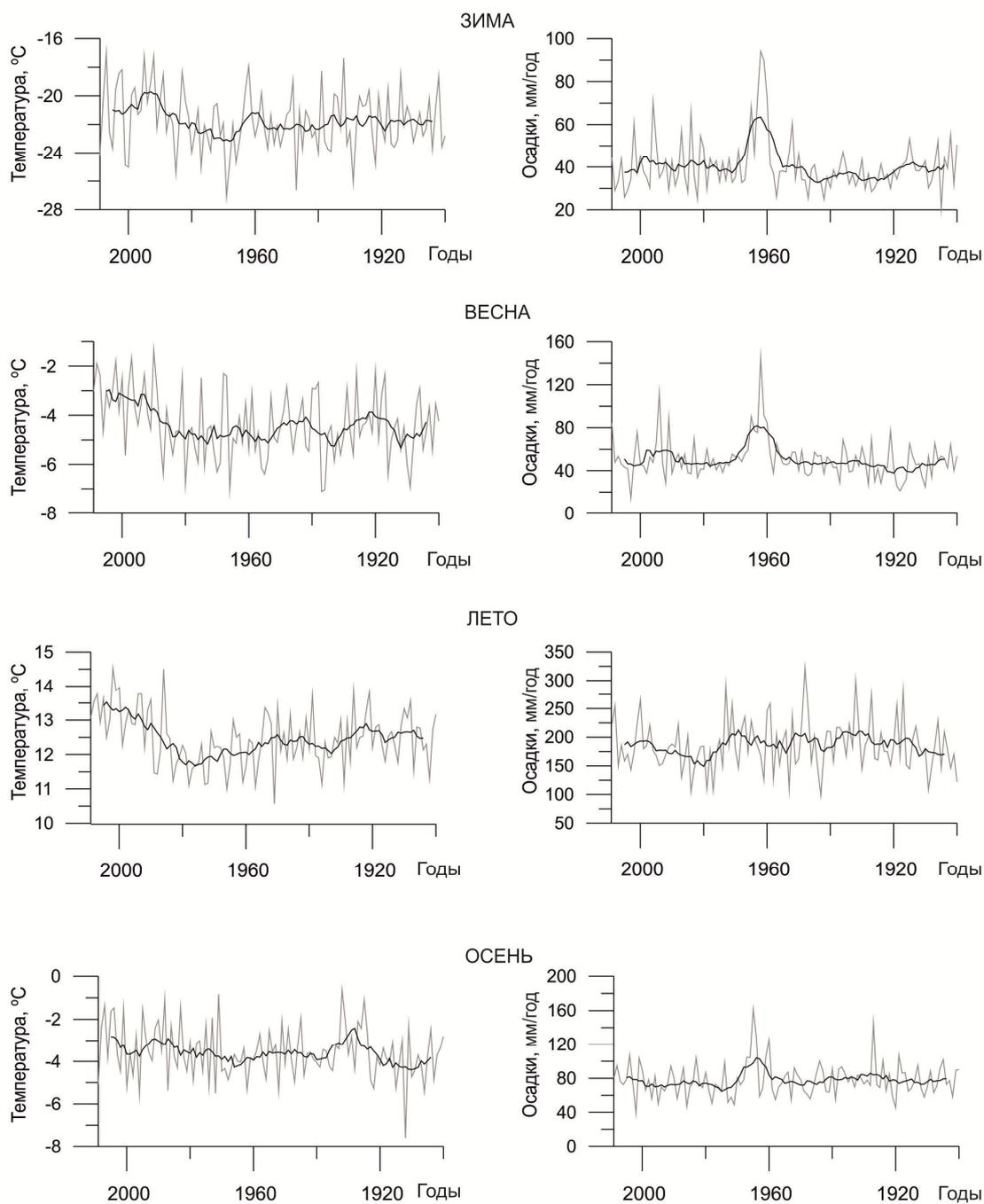


Рис. 2.5. Температура воздуха и атмосферные осадки Байкальского хребта [<http://climate.geog.udel.edu/>].

Ледник горы Черского

Ледник горы Черского (№1) ($55,06^{\circ}$ с.ш., $108,69^{\circ}$ в.д.) находится на восточном склоне г. Черского в верховье реки Куркула (Байкальская). Его площадь составляет около $0,40 \text{ км}^2$, длина – $0,93 \text{ км}$. Это типичный каровый ледник. Верхняя и нижняя граница ледника находятся на уровне 2138 и 1796

м над ур. м. соответственно. Снеговая линия расположена на высоте 1950 м над ур. м. [Osipov, Osipova, 2014]. Сток с ледника приходится на каскад озер Изумрудное и Гитара. В 500 метрах от ледника Черского находится озеро Изумрудное, в 2400 м расположено озеро Гитара.

Оз. Изумрудное

Оз. Изумрудное (55°03'23''с.ш., 108°43'21''в.д.; 1646 м над ур. м.) питается талыми водами ледника г. Черского. В него впадает около 8-ми водотоков. Его площадь составляет 0,06 км².

Озеро. Гитара

Оз. Гитара (55°04'17''с.ш., 108°44'20''в.д. 1235 над ур. м.), следующее каскадом за оз. Изумрудным, также имеет ледниковое питание.

Динамика вышеназванных ледников оценивалась по изменению элементного состава донных отложений озер, примыкающих к ледникам (табл. 2).

Таблица 2

Ледники и исследуемы озера

Ледник	S, км ²	Тип	Озеро
<i>Восточный Саян, горный массив Мунку-Сардык</i>			
Северный Перетолчина (№31)	0,30	склоновый	Эхой, Туманное*
<i>Байкальский хребет</i>			
Горы Черского (№1)	0,40	каровый	Изумрудное, Гитара
<i>Кодарский хребет</i>			
Сыгыктинский (вост.) (№5)	0,31	Перемётный	Большое Преображенское
Колосова	0,42	склоновый	
Азаровой (№20)	0,52	карово-долинный	Азаровой, Угловое*, Орон*

* – не прогляциальные озера

Самым высокорасположенным является Северный ледник Перетолчина (Восточный Саян). Самым низкорасположенным – ледник горы Черского (Байкальский хребет).

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Исследуемые ледники расположены на периферии Северо-Атлантического и Восточно-Азиатского влагопереноса, поэтому должны быть крайне чувствительны к изменению климатических параметров при формировании своих балансовых характеристик.

2. Изучаемые озера расположены на основных хребтах юга Восточной Сибири, что позволяет проследить климатические изменения от 100 до 117 ° в.д.

3. В качестве сравнения рассматриваются два типа формирования озерного седиментогенеза: 1) питание осадочным веществом напрямую от ледника в условиях высокогорья (1235–2613 м над ур. м.); 2) питание от удаленных ледниковых источников в условиях низменного рельефа 353 м над ур. м.

Глава 3. МЕТОДЫ ПОЛУЧЕНИЯ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И ЕГО ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положены данные изучения кернов донных отложений приледниковых озер, отобранных в 2010–2016 гг.

Отбор кернов проводился в центральных частях озер таким образом, чтобы донные отложения были представлены наиболее тонкозернистыми осадками. Район отбора кернов, их номера и количество, а также глубина озер в местах отбора представлены в табл. 3.

Таблица 3

Районы отбора кернов донных отложений озер

Район	Номера кернов	Длина кернов, см	Глубина отбора, м	Координаты отбора	Кол-во кернов
Восточный Саян, оз. Эхой	Eh-01/12,	83	14	51°44'16''с.ш.,	2
	Eh-01/13	80	16	100°36'12''в.д.	
Восточный Саян, оз. Туманное	Tm-01/14	40,5	4	51°44'05''с.ш., 100°37'07''в.д.	1
Байкальский хребет, оз. Изумрудное	Iz-01/13,	15	14	55°03'23''с.ш.,	2
	Iz-02/13			108°43'21''в.д.	
Байкальский хребет, оз. Гитара	Gt-01/10	83	25	55°04'17''с.ш., 108°44'20''в.д.	1
Кодарский хребет, оз. Угловое	Ug-01/14	41,5	14	56°56'45''с.ш., 117°35'22''в.д.	1
Кодарский хребет, оз. Азаровой	Az-01/14	40,5	14	56°52'36''с.ш., 117°35'12''в.д.	2
Кодарский хребет, оз. Б. Преображенское	V.Pr-01/12	31,5	17	56°50'53''с.ш., 117°26'34''в.д.	1
Кодарский хребет, Оз. Орон	Or-01/13	18	127	57°07'58''с.ш., 116°29'30''в.д.	1
	Or-02/13	73	9	57°09'14''с.ш., 116°27'59''в.д.	1

Для отбора колонок был использован пробоотборник Uwites, обеспечивающий получение ненарушенных кернов: в 95% случаев была достигнута полная сохранность верхнего слоя осадка, в случае его нарушения керны не использовали. Пластиковые трубки с кернами запечатывали пробками из органической пены.

После отбора керны были разрезаны и сфотографированы, выполнено их литологическое описание.

Лабораторно-аналитические исследования. Для сопоставимости получаемых данных с базами данных по другим палеоразрезам за основу были взяты методики, хорошо себя зарекомендовавшие при изучении байкальских осадков, а также методики, рекомендованные PALE для изучения палеоклиматических летописей [Research Protocols for PALE, 1993].

Содержание влаги определяли путем взвешивания 1,5 г осадка во влажном состоянии и повторного взвешивания после высушивания при 60 °С до постоянного веса, с интервалом в 1 см. Проанализировано 550 образцов донных осадков.

Определение элементного состава методом рентгенофлуоресцентного анализа с синхротронным излучением

Для изучения распределения элементного состава вдоль кернов донных отложений был проведен рентгенофлуоресцентный анализ с синхротронным излучением (РФА-СИ) в СЦСТИ (Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН, г. Новосибирск). Применение метода РФА-СИ с целью проведения палеоклиматических реконструкций широко описано для донных отложений оз. Байкал, Телецкое, Шира и т.д. [Goldberg et al., 1998; Phedorin et al., 1998; Goldberg et al., 2000, 2001; Дарьин и др., 2003; Федорин и др., 1997, 2007; Bobrov et al., 1998; Daryin et al., 2005; Fedotov et al., 2015; Stepanova et al., 2015]. Станция элементного анализа (ВЭПП-3 – марка станции) оборудована специальным сканирующим устройством, включающим в себя одномерный сканер и систему коллимации пучка. Это позволило определить более 20

микроэлементов во влажных кернах донных отложений с пределами обнаружения порядка 1–5 мкг/г, с шагом сканирования 1–0,5 мм (энергия возбуждения от 8 до 42 кэВ). Были определены концентрации элементов: породообразующих К, Са, Ti, Mn, Fe; редких и рассеянных Ni, Cu, Zn, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, La, Се. Для проведения рентгенофлуоресцентного анализа из керна донных отложений вырезались плашки с осадком длиной 24 см, шириной 1,5 см, толщиной 0,5 см и упаковывались пищевой пленкой. Затем проводилось сплошное сканирование недеформированного влажного керна на пучках синхротронного излучения («РФА-СИ-скан») с шагом в 0,5 и 1 мм. Механическая точность сканера была проверена при помощи датчика перемещения (Burleigh Instruments, Inc.) с разрешением 0,1 мкм [Zolotarev et al., 2001].

Для определения концентраций химических элементов вдоль всего керна был проведен традиционный РФА-СИ анализ сухого растертого материала фрагментов керна (образцы осадков высушивали до постоянного веса при 105 °С, растерали в агатовой ступке и прессовали с помощью гидравлического пресса в таблетки диаметром 6 мм, массой \approx 30 мг). Энергия возбуждающих квантов составляла 23 кэВ. Расчет содержания элементов проводился способом внешнего стандарта. В качестве образца сравнения использовался стандартный образец состава байкальского ила (СОС БИЛ–1, ГОСТ 7126–94). Расшифровка спектров сканирования сопоставлялась с данными элементного состава в таблетках и приводилась к концентрациям в сухом образце [Trunova et al., 2015]. Рентгенофлуоресцентные спектры обрабатывали при помощи программы AXIL.

Использование неразрушающих методов анализа, таких как РФА-СИ с разрешением от 0,5 до 1 мм, позволяет выделить годовую ритмику слоев донных отложений в интервалах, где она литологически плохо проявлена (рис 3.1) [Степанова и др., 2015б].

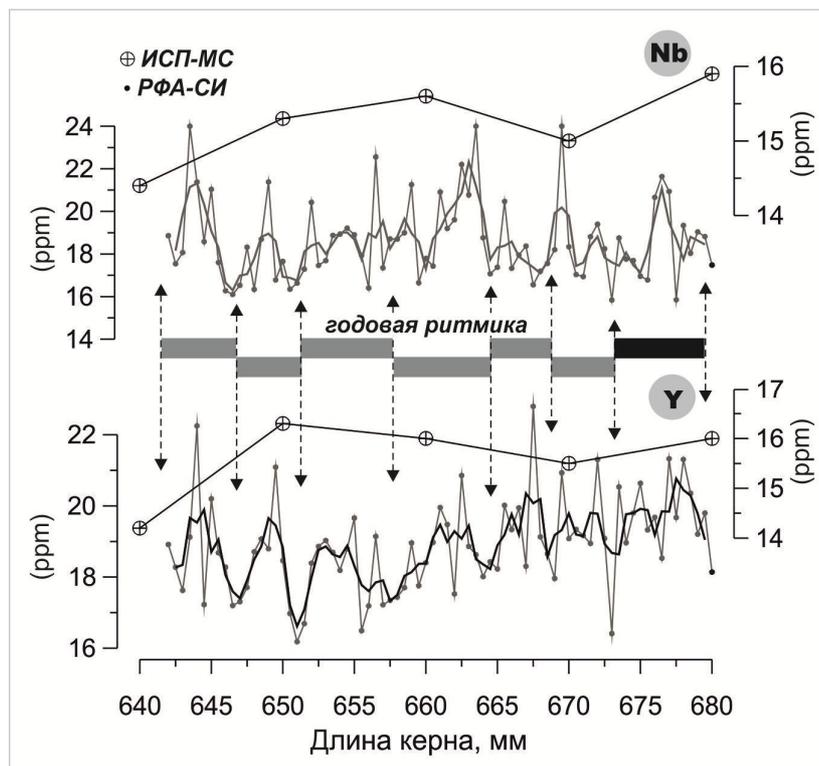


Рис. 3.1. Сопоставление данных полученных РФА-СИ методом при сканировании с шагом в 0,5 мм (черная жирная линия – осреднение по трем точкам) и ИСП-МС методом. Применение РФА-СИ метода позволяет обнаруживать годовую ритмику в поступлении элементов, серый прямоугольник – соответствует одному году.

Определение элементного состава методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой

Многоэлементный анализ донных отложений приледниковых озер был выполнен высокочувствительным производительным методом ИСП-МС, который позволил определить содержание 63 элементов в исследуемых осадках. Разложение образцов донных отложений выполнялось способом кислотного разложения с последующей боратной фиксацией и добавлением ЭДТА согласно методике, разработанной для осадков оз. Байкал [Жученко и др., 2008]. Однако вместо обработки проб донных осадков микроволновым излучением пробы помещались в сушильный шкаф при температуре 90 °С на

более длительное время. Данная методика была апробирована на озерных осадках и осадках Охотского моря [Chebykin et al., 2015; Fedotov et al., 2015].

Образцы донных отложений были отобраны с шагом 1 см, высушены до постоянного веса при температуре 105 °С и перетерты в агатовой ступке в течение 10 минут. Донные осадки в количестве 50 мг помещали в предварительно взвешенные пробирки из полипропилена с резьбовыми крышками (Объем 15 мл, «Axigen», США). К сухим осадкам прибавляли 0,7 мл HNO₃ (70%, ОСЧ 27–4, ГОСТ 11125–84, «УралПромПоставка», Екатеринбург) и 0,3 мл HF (50%, ОСЧ 27-5, ТУ 2612–007–56853252–2010, Сигма Тек, г. Химки). Пробирки с содержимым помещали в ультразвуковую ванну и обрабатывали в течение 15 мин, чтобы образцы перешли во взвешенное состояние. Затем смеси кислот с осадком помещали на 2 часа в сушильный шкаф, установив температуру 90 °С, по истечении времени к горячим растворам прибавляли 0,3 мл H₂O₂ (40%, ОСЧ 8–4, «Нева Реактив», г. Санкт-Петербург). После окончания реакции (выделение пузырьков газа) к растворам прибавляли по 4 мл 2,2%-ного раствора H₃BO₃ с 0,165% ЭДТА (99,995%, SIGMA-ALDRICH, USA), затем растворы разложения осадков снова помещали в сушильный шкаф на 1 час. После этого растворы остужали при комнатной температуре и доводили дистиллированной водой до 15 мл. Аликвоты полученных растворов разбавляли в 10 раз 2%-ным раствором HNO₃, содержащим внутренний стандарт индия (In = 10 ppb). Аналогичным способом готовили холостую пробу и стандартный образец состава байкальского ила (СОС БИЛ–1, ГОСТ 7126–94) (в трех повторах). Общий коэффициент разбавления образцов донных отложений составил около 3000. Все этапы пробоподготовки образцов для их последующего анализа на масс-спектрометре выполнялись весовым методом на аналитических весах OHAUS PA–64C.

Подготовленные растворы образцов донных отложений измеряли на квадрупольном ICP-MS масс-спектрометре Agilent 7500 ce, Agilent

Technologies Inc., США в ЦКП "Ультрамикроанализ" при Лимнологическом институте СО РАН. Инжекция растворов образцов в прибор производилась с использованием перистальтического насоса и системы ввода для агрессивных проб: микропоточный перфторалкоксидный распылитель (ПФА, 100 мкл/мин, режим подачи растворов - самораспыление), полипропиленовая распылительная камера, кварцевая горелка с системой ShieldTorch с платиновым инжектором. Измерения проводили в режиме «горячей плазмы» (мощность генератора плазмы 1580 Вт) без столкновительной ячейки.

Растворы измерялись в сканирующем режиме (3 канала на массу, 0,05 с на канал, общее время сканирования масс-спектра – 55 с. Промывка между пробами – 50 с).

Для калибровки масс-спектрометра использовали многоэлементные стандартные растворы ICP-MS-68A-A и ICP-MS-68A-B (HIGH-PURITY STANDARDS, Charleston, USA) [Карандашев и др., 2007], а также стандартный образец состава глубинной байкальской воды (Na, Mg, Si, S, Cl, K и Ca [Suturin et al., 2003]). Корректировку на интерферирующие молекулярные ионы (MeO^+ , MeOH^+ , MeAr^+ , MeCl^+) проводили с использованием подхода, описанного в работе [Aries et al., 2000]. Для отслеживания дрейфа прибора использовали контрольный образец, приготовленный при смешении равных долей растворов от всех разложенных образцов. Контрольный образец анализировали через каждые 15 образцов кернa.

Ошибки определения элементов, оценивали по экспериментально установленной зависимости коэффициента вариации (RSD%) от величины аналитического сигнала (N, имп./с): $\text{RSD}\% = 125,71 * N^{-0.33103}$, где N = 20–20000 имп./с. Сигналы величиной более 20000 имп./с характеризуются RSD 5 % и лучше, сигналы величиной менее 20 имп./с характеризуются RSD более 50% [Chebykin et al., 2015].

Использованная методика ИСП-МС анализа позволила определить содержание 63 элементов (Li, Be, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, I, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Pt, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U) в донных осадках озер. Содержание четырех элементов измерено ненадёжно вследствие больших интерференций (Sc, Se) и слишком низких концентраций (Pt, Hg). Полнота извлечения элементов при использовании боратного метода вскрытия осадков оценивалась на стандартном образце состава БИЛ–1. Установлено, что степень извлечения 48 элементов составляет более 80%. Одиннадцать элементов (P, S, Cl, Ti, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, I, Hf) вскрываются хуже (< 80%) вследствие ограничений боратного метода разложения осадков [Жученко и др., 2008]. Наиболее низкие степени извлечения получены для неметаллов S (50%), Cl (25%), I (50%), которые могут теряться в процессе пробоподготовки, и Zr (50%), Nb (60%), Hf (65%), входящих в состав трудноскрываемых аксессуарных минералов. Для целей данного исследования это приемлемо, поскольку задачей являлось получение высокоразрешающих летописей вариаций содержаний элементов (по длине кернов), с некоторой систематической погрешностью на абсолютной шкале значений элементных профилей [Chebykin et al., 2015].

Инфракрасная спектроскопия

Образцы донных осадков были высушены при 60 °С, затем перетёрты с помощью ступки и пестика в течение 10 минут. ИК спектры записывали с помощью ИК-Фурье спектрометра FSM-101 (Infraspek) в лаборатории палеолимнологии Лимнологического института СО РАН. Навески анализируемых осадков (3 мг) тщательно перемешивались с навесками KBr (330 мг). 175 мг полученной смеси использовали для изготовления таблетки, вес таблетки дополнительно уточнялся после ее изготовления. Съёмку спектра проводили в диапазоне волновых чисел от 700 до 4000 см⁻¹. Из

полученного спектра вычитали спектр таблетки чистого KBr [Petrovskii et al., 2016].

Содержание основных компонентов осадков находили путем анализа интенсивности их характеристичных пиков. Для основных компонентов (биогенный кремнезем, кристаллический кварц, полевой шпат, неорганический углерод (карбонаты), органический углерод осуществляли построение калибровочных моделей (во всех случаях неплохие результаты дали линейные модели) на основании анализа характеристичных областей спектра.

Биогенный кремнезем. Содержание аморфного кремнезема в образцах находили, анализируя высоту пика при 800 см^{-1} , характеристичного для BiSi [Столповская и др., 2006].

Содержание кварца оценивали по площади пика при 694 см^{-1} [Chester, Green, 1968], полевого шпата – по площади пика при 646 см^{-1} [Столповская и др., 2006]. Содержание неорганического углерода оценивали по площади узкого пика при 875 см^{-1} , который является характеристичным для карбонатов [Chester, Elderfield, 1966]. Содержание органического углерода оценивали полуколичественно по суммарной площади группы пиков $\nu(\text{C-H})$ колебаний алифатических углеводородов при $2800\text{-}3000\text{ см}^{-1}$ [Преч и др., 2006].

ИК-спектроскопия образцов донных отложений прогляциальных озер была выполнена с разрешением $1\text{--}0,5\text{ см}$ [Petrovskii et al., 2016].

Диатомовый анализ

Диатомовый анализ донных отложений приледниковых озер был выполнен согласно методике, описанной М.А. Грачевым и др. [1997].

Приготовление постоянных препаратов и подсчет диатомей с помощью оптического микроскопа проводился в соответствии с рекомендациями PALE [Research Protocol of PALE, 1993]. Навески осадков (5 мг), высушенные в течение 12 ч при комнатной температуре, замачивались в 500 мкл воды,

суспензию центрифугировали (1 мин при 12 000 об/мин), супернатант сливали, добавляли 100 мкл 5-ти процентного пирофосфата натрия, выдерживали взвесь 2 ч при 50 °С и центрифугировали. Супернатант сливали, осадок дважды промывали водой (по 100 мкл) с центрифугированием, а затем суспендировали в 500 мкл воды. Аликвоту суспензии объемом 5 мкл быстро отбирали из тщательно взмученной взвеси (так, чтобы осадок не успел выпасть на дно) и наносили на предметное стекло. Эту операцию повторяли трижды. Микрокапли высушивали и заключали в расплавленную анилин-формальдегидную смолу с показателем преломления 1.7 [Эльяшев, 1957], закрывая препараты покровным стеклом. Далее подсчитывалось содержание створок диатомовых водорослей в каждом из трех препаратов при увеличении 800 и определялось среднее значение. Учитывались только те створки и их фрагменты, которые можно было определить до вида. Из полученных средних значений рассчитывалось содержание диатомей (в штуках) на грамм осадка. Отклонение от среднего для трех параллельных проб при высоком содержании диатомей не превышало 15 %. Диагностика видов осуществлялась с помощью определителей [Логинова, Хурсевич, 1990; Скабичевский, 1960; Krammer, Lange-Bertalot, 1986; Pankow, 1990].

Определение цветовых характеристик донных отложений

В донных осадках приледниковых озер часто присутствуют чередующиеся тонкие слои осадочного материала, которые могут описывать сезонные колебания и распределение двух или более осадочных фаз. Смена фаций осадочного материала при осаждении и связанная с ними вариация толщины может быть использована для создания временных рядов с высоким разрешением, показывающих ритм климатических изменений [Von Rad et al., 1999] или седиментационных притоков [Francus, Karabanov, 2000]. Ламинированные осадки можно подсчитать вручную если количество слоев невелико, но подсчет становится трудоемким с увеличением слоев. Поэтому

были разработаны полуавтоматические методы на основе цветовых свойств, полученных при помощи фотографий или рентгенограмм осадков. В частном случае, в ламинированных осадках легко отличить темные от светлых слоев. Тем не менее, трудности могут возникнуть из-за изменения тренда или цвета между слоями той же фации, вызванной самим материалом, или неравномерным освещением во время обработки кернов. В связи с этим и был внедрен дополнительный метод полуавтоматического анализа, комбинирующий анализ изображения и методы обработки сигналов – программ Strati-signal [Ndiaye et al., 2012] и ImageJ [<https://imagej.nih.gov/ij/>].

Статистическая обработка данных

Статистическая обработка данных элементного анализа осуществлялась с помощью программ STATISTICA [Статистика ..., 2008] и R [<http://cran.r-project.org/package=rjoja>]. Анализ проводился методом главных компонент (PCA – principal components analysis, varimax rotation), факторного и кластерного анализа (CA – cluster analysis, Ward's-метод).

Датирование кернов по изотопам свинца и цезия

Короткоживущие изотопы естественного (^{210}Pb) и техногенного (^{137}Cs) происхождения используются для датирования отложений последних столетий (ледники, озерные и речные отложения и т.д.). Оба этих изотопа в составе аэрозолей оседают из атмосферы и, попав на поверхность почвы, прочно сорбируются глинистыми и органическими частицами. Дальнейшее их перемещение происходит в ходе процессов эрозии и аккумуляции, для которых оба изотопа и служат маркерами.

Для определения скорости осадконакопления в озерах 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. [Александрин, 2015]. С 1954 г. интенсивность выпадения ^{137}Cs детально задокументирована [Leonard, 1986]. Хронологическая основа строится на

сопоставлении кривой активности ^{137}Cs по всей толщине осадка с известными данными по выпадению ^{137}Cs для региона.

Другой способ датирования верхней части осадка (обычно 100–150 лет) — датирование с помощью естественного изотопа ^{210}Pb . Этот метод основан на нарушении радиоактивного равновесия в ряду ^{238}U . Свинец-210 – член радиоактивного ряда ^{238}U , с периодом полураспада 22,3 г., продукт распада радиоактивного газа радона ($^{226}\text{Ra} \rightarrow ^{222}\text{Rn} \rightarrow ^{210}\text{Pb}$). Равновесие нарушается за счет эманирования ^{222}Rn , который через ряд короткоживущих нуклидов превращается в атмосфере в ^{210}Pb , который затем с глобальными выпадениями попадает в водоемы и накапливается в донных отложениях. В среднем до попадания в осадки ^{210}Pb находится в воде один-два года [Алиев, Сапожников, 2000].

Радон (^{222}Rn) образуется в грунте и оттуда высвобождается в атмосферу. Соответственно, ^{210}Pb образуется как в атмосфере, так и *in situ* в грунте, присутствует в отложениях любого генезиса, причем многие обстановки осадконакопления представляют для ^{210}Pb квазизакрытые системы. Все это делает ^{210}Pb важным инструментом для изучения хронологии последних 150 лет. Свинец-210, образующийся *in situ* в грунте, называется фоновым (supported), выпадающий из атмосферы – избыточным (excess, unsupported). В местах, где происходит осадконакопление, попавший на поверхность избыточный ^{210}Pb захоранивается в толще грунта и постепенно распадается. Его концентрация экспоненциально убывает с течением времени и служит счетчиком возраста осадка до ~ 150 лет, когда она становится неизмеримо малой. Для определения возраста осадка на разных глубинах используют основанные на некоторых допущениях модели осадконакопления:

- 1) поток ^{210}Pb в осадки постоянен;
- 2) скорость осадконакопления не меняется в пределах рассматриваемого промежутка времени;

3) постседиментационная миграция ^{210}Pb не происходит [Алиев, Сапожников, 2000].

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 допускают вариации обоих параметров [Appleby, Oldfield, 1983].

Важнейшими элементами успешного применения радиоизотопной техники датирования по ^{210}Pb являются прямые измерения потока этого изотопа с атмосферными жидкими и твердыми осадками и валидация хронологии по независимым данным, соответствующие временным эпизодам в недавней истории, имевших глобальное значение, такие как выпадения искусственных радиоактивных веществ в период испытаний ядерного оружия в атмосфере, начиная с 1954 г. по 1963 г. (рост испытаний в период Карибского кризиса) или после аварии на Чернобыльской АЭС в 1986 г. [Laptev et al., 2004].

В работе датирование кернов было основано на хронологии ^{210}Pb и ^{137}Cs . Измерение содержания ^{238}U , ^{234}Th , ^{226}Ra , ^{137}Cs и ^{210}Pb в исследуемых образцах проводилось с использованием метода полупроводниковой гамма-спектрометрии высокого разрешения (в Институте геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН г. Новосибирск) согласно методикам [Melgunov et al., 2003; Gavshin et al., 2005]. В качестве аналитических сигналов использовались гамма-линии с низкой энергией: 46,5 кэВ для ^{210}Pb , 63,3 и 92 кэВ для ^{238}U (по ^{234}Th) и 186,1 кэВ для ^{226}Ra . Измерения проводились на низкоэмиссионном высокоэффективном детекторе HPGe MEISYSES EGPC192–P21–R с активным объемом 220 см³, относительная эффективность 50%, FWHM (Full Width at Half Maximum) – полная ширина на полувысоте (1,332 кэВ) – 2,1 кэВ. Расчетное время составляло 48 часов для каждого образца. Оно было выбрано для того, чтобы получить

статистическую ошибку не хуже 5% (вследствие случайного процесса распадов для всех аналитических γ -линий). Пределы обнаружения ^{137}Cs , ^{210}Pb , ^{234}Th и ^{226}Ra в измеренных образцах были порядка 0,02 Бк.

Расчет глубинно-возрастного отношения для верхних сантиметров кернов проводился с использованием модели постоянной скорости потока CRS (Constant rate of Supply) [Binford, 1990]. Концентрации избыточного ^{210}Pb были рассчитаны по ^{226}Ra .

Определение радиоуглеродного возраста донных отложений

Подготовку проб для изотопного анализа осуществляли в лаборатории радиоуглеродных методов анализа НГУ. Предварительно все образцы подвергали соответствующей химической обработке: для очистки от примесей образцов древесины, растительных остатков и донных осадков использовали АВА метод [Wild et al., 2013], образцы карбонатного материала промывали дистиллированной водой. Обработанные и высушенные образцы проходили упрощенную процедуру подготовки пробы к изотопному анализу, а именно адсорбционно-каталитическую пробоподготовку, включающую стадии сжигания, сорбции углекислого газа на селективном сорбенте, десорбции и каталитического восстановления CO_2 водородом. Процесс сжигания углеродсодержащего образца (4–10 мг) проводили на катализаторе ИКТ-12–8 при 900 °С. Адсорбцию на сорбенте CO_2 (CaO) проводили при температуре 550 °С, затем линию вакуумировали и проводили десорбцию CO_2 при 920 °С. Выделяющийся CO_2 вымораживали в кварцевой или пирексовой пробирке, содержащей 7–8 мг порошка $\alpha\text{-Fe}$ (Aldrich-325 mesh), измеряли давление газа, вводили необходимое стехиометрическое количество водорода и проводили графитизацию при 550 °С и общем давлении около 1,2 бар в течение 5 – 6 часов. В холодной зоне пробирки для графитизации имелся осушитель – нанесенная на микропористый силикагель фосфорная кислота – для удаления образующейся воды и сдвига равновесия в сторону образования элементарного углерода. После завершения процесса

порошок, содержащий 2-3 мг углерода, прессовали в таблетки и направляли на изотопный анализ. Процедуре графитизации, помимо исследовательских образцов, подвергали также стандартные образцы щавелевой кислоты: OхI и SRM 4990C (OхII). Определение содержания радиоуглерода проводили на комплексе ускорительной масс-спектрометрии Института ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН. Относительное содержание радиоуглерода $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ в исследовательских образцах нормировали на содержание $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ в стандартах. Календарную дату определяли из радиоуглеродной даты с помощью программы OxCAL v.4.2.4. и CalPal ver.1.5.

Построение глубинно-возрастных моделей

Для верхних слоев кернов, где это было возможно, глубинно-возрастные модели строились на основе подсчета количества годовых слоев по данным цифровой модели изменчивости цветовой гаммы осадка. Контроль модели осуществлялся по анализу распределения активностей изотопов ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{238}U и ^{226}Ra . Возраст прямого свинцового метода датирования не превышал 1800 год. Возрастные модели далее точек свинцового датирования строились или линейно, или на основе подсчета количества слоев. В этом случае глубина «временной» линейной экстраполяции не превышала 1700–1000 года, поскольку применение линейной модели на большой промежуток времени могло быть некорректным.

Модели на основе радиоуглеродного датирования строились кусочно-линейным образом, когда расстояния между соседними точками датирования описывались индивидуальной линейной моделью.

В диссертационной работе исследовалась динамика ледников южной части Восточной Сибири на основе изучения донных осадков озер, примыкающих к современным ледникам Байкальского, Кодарского хребтов и Восточного Саяна. Изучен вещественный состав кернов из 8 озер и моренных отложений Северного Байкала.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Использование геохимических методов анализа на основе РФА-СИ сканирования и ИСП-МС метода позволило получить объективную информацию об изменениях содержаний породообразующих, редких и рассеянных элементов в озерных донных отложениях.

2. Использование высокой частоты опробования донных оосадков позволило добиться высокого временного разрешения.

3. Количественные характеристики минеральной и органической составляющей осадка (кварц, полевой шпат, биогенный кремнезем, органический углерод) были получены на основе ИК-спектроскопии. Прямой подсчет количества створок диатомовых водорослей позволил интерпретировать биологическую составляющую геохимического сигнала.

4. Примененный комплекс лабораторных методов позволил охарактеризовать основные аспекты формирования донных отложений в разных условиях осадконакопления.

5. Использование изотопного датирования по ^{210}Pb , ^{137}Cs подсчет годичных слоев, позволило получить подробную хронологию для верхних слоев керна, а использование радиоуглеродного датирования обосновать хронологию голоцен-позднеплейстоценового периода.

Глава 4. ЛИТОЛОГО-БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НАЗЕМНЫХ И ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, СОПРЯЖЕННЫХ С ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ ЛЕДНИКОВ

4.1. Разрезы Северного Байкала

Изучены наземные разрезы Северного Байкала (мысы Лударь, Немнянка, Гуликан, Оргокон и Омагачан, г. Северобайкальск), несущие информацию о ледниковой деятельности в позднем плейстоцене (рис. 4.1.1). Всего для радиоуглеродного анализа (ускорительная масс-спектрометрия) был отобран 21 образец (с. Байкальское – м. Лударь, мысы Гуликан, Оргокон и Омагачан). Основной задачей этих работ было определение времени формирования позднеплейстоценовых, конечных моренных комплексов на Северном Байкале на основе литологического изучения и радиоуглеродного датирование наземных разрезов. Известно, что в этот период происходили резкие изменения климата (похолодания и потепления), сопровождаемые распространением горных ледников вплоть до современной береговой линии. Следы этих ледников хорошо выражены на северо-восточном побережье озера в виде конечных морен [Мац и др. 2001]. Однако возраст моренных отложений, а следовательно, и время наступания ледников до сих пор являются предметом научных дискуссий.

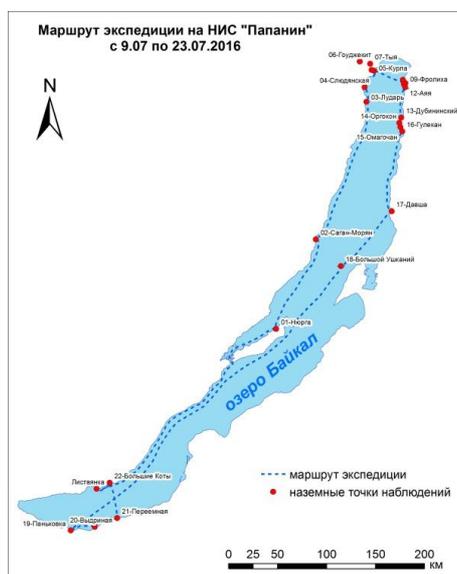


Рис. 4.1.1. Районы исследования наземных разрезов.

Помимо чередования оледенений и межледниковий, вследствие климатических флуктуаций менялся и уровень Байкала. Береговые террасы являются свидетельством более высокого стояния уровня озера, однако недостаток абсолютных датировок из озерных отложений не позволяет однозначно увязать по времени изменение уровня с климатическими изменениями. Таким образом, получение новых данных об абсолютном возрасте береговых комплексов отложений (ледниковых и озерных) позволило более обоснованно восстановить динамику естественных изменений природных обстановок на Байкале и провести их корреляцию с другими (более детально исследованными) районами Земли.

Приведенное ниже литологическое описание выполнено совместно с к.г.-м.н. Е.Е. Кононовым. Возрастные определения приведены в табл. 4.

Краткое описание разреза Лударьской террасы



Рис. 4.1.2. Общий вид верхней половины Лударьской террасы.

1. Почвенно-растительный слой – 0,1 м.
2. Покровные суглинки светло-коричневого цвета – 0,6–0,7 м.
3. Плотные галечные, галечно-гравийные отложения рыжего цвета – 3–3,5 м.
4. Горизонтально-слоистые алевроиты – 2–2,5 м.
5. Гравийно-галечные отложения рыжего цвета.
6. Галечные, валунно-галечные отложения светло-серые.
7. Алевроиты желтовато-серого цвета.
8. Валунные отложения.
9. Алевроиты светло-серые, желтоватые.

10. Гумусированный слой.
11. Глыбовые отложения, обломки местами сильно выветрелые.
12. Алевриты.
13. Плотнупакованные галечные отложения светло-серого цвета.

В северо-восточной части обнажения ниже глыбовых отложений идут щебнисто-глыбовые отложения мощностью до 5 м, которые незаметно переходят в коренные плотные кристаллические породы.

Возраст гумусированного слоя №10 более 50 тыс. лет назад.

Разрез 40-метровой террасы в районе г. Северобайкальска

В описываемой части террасы вскрываются довольно разнородные отложения разного генезиса.



Рис. 4.1.3. Верхняя часть Северобайкальской террасы с доминированием моренного комплекса в разрезе.

Сверху вниз:

1. Почвенно-растительный слой – 0,15 м.
2. Галечные, валунно-галечные отложения с буровато-коричневым суглинистым заполнителем. Обломки прекрасно окатаны. Видимая мощность – 1,5–2 м.
3. Алеврито-песчанистые субгоризонтальные отложения светло-желтого, сероватого цвета – 1,5–2,5 м.
4. Грубообломочные несортированные валунно-галечные, глыбово-щебнистые отложения желтовато-коричневого цвета. Заметна ориентировка обломков в направлении падения на северо-запад, указывающие на направление потока их отложившего от выхода р. Тыи из гор в сторону Байкала. В заполнителе дресва, песок, суглинки – 1–5 м.
5. Сильно деформированный, измятый слой серого цвета плотно упакованной гальки, валунов, глыб и щебня. Отложения промытые, рыхлые. Подошва и кровля неровные, измятые – 0,5–1 м.
6. Преимущественно песчано-суглинистые отложения очень сильно напоминающие ленточные глины. Мелкозернистые пески чистые, промытые, иногда встречаются шлиховые слойки, встречаются тонкие слойки более грубых песков и гравия (дресвы). Суглинки более темные светло-коричневые – 0,5–3 м. Мощность слоя

возрастает с Ю.-З. на С.-В. В юго-западной части разреза слои падают на С.-В., в центральной части они лежат субгоризонтально.

Выводы: 1. Слой 6 – зандровые отложения, моноклиально залегающие слои с углом падения 8–10° на юго-восток. В песках линзы более грубого материала – дресвы и щебня, сформировавшиеся в периоды увлажнения летом; 2. Слой 5 – хорошо промытые грубообломочные отложения – потепление, резкий рост энергии водных потоков, в результате вынос из-под ледника обломков и размыв зандровой поверхности, ее деформация; 3. Слой 4 – моренные отложения; 4. Слой 3 – озерный режим неглубокой бухты; 5. Слой 2 – береговая зона-пляж.

Таблица 4

Возрастные оценки на основе радиоуглеродного датирования

Объект	Координаты	Тип пробы	Лабораторный номер пробы	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарная дата, тыс. лет (вероятность)
Почвенный слой, стоянка человека (с. Байкальское)	N55,35899° E109,20616°	Костный материал	CN-412, CN-418	6324±79	7,1–7,4 (86,3%)
Почвенный слой, стоянка человека (с. Байкальское)	N55,35899° E109,20616°	Уголь	CN-385, CN-386, CN-387	6743±60	7,5–7,7 (95,4%)
IV (20–25 м) байкальская терраса м. Лударь	N55,35899° E109,20616°	Почвенный прослой	CN-489, CN-490	>50000	>50 (95,4%)
м. Гуликан (террасированная морена, обнажение 40-м террасы)	N55,06403° E109,75001°	Уголь	CN-474, CN-475, CN-476	>50000	>50 (95%)
м. Оргокон конечная морена Томпудинского ледника (правая)	N55,14378° E109,71446°	Торфяной прослой	CN-392, CN-393, CN-394	10287±77	11,8–12,4 (95,4 %)

Конечная морена Томпудинского ледника (правая), м. Оргокон	N55,14378° E109,71446°	Уголь	CN-484, CN-485, CN-486	10250±60	11,7–12,2 (92,7%)
Конечная морена Томпудинского ледника (левая), м. Омагачан	N55,10518° E109,72608°	Уголь	CN-477, CN-478	9067±72	10,1–10,4 (92,7%)
Конечная морена Томпудинского ледника (левая), м.Омагачан	N55,10518° E109,72608°	Органика	CN-493, CN-494, CN-495	8542±56	9,4–9,6 (95,4%)

Береговое обнажение м. Немнянка

Обнажение представляет собой береговой обрыв моренных отложений протяженностью около 300 м. Документирована юго-восточная часть обнажения протяженностью около 100 м.



Рис. 4.1.4. Северо-западная часть обнажения м. Немнянка.

Расчистки 1

Сверху вниз:

1. Почвенно-растительный слой
2. Ленточные глины светло-серые, белесые. Представляют собой чередование грубозернистых, хорошо промытых песков и плотных алевроитов темно-серого цвета – > 5 м.
3. Грубообломочная белесая толща из слабо окатанных глыб, валунов (до 1,5–2 м). Материал не сортирован – > 6 м.



Рис. 4.1.5. Средняя и центральная часть разреза Немнянка.

Юго-восточнее пройдены еще две расчистки. Здесь сверху вниз:

1. Глыбово-валунные отложения морены с видимой мощностью около 8 м.
2. Леночные глины, аналогичные сл. 2 предыдущей части разреза. В слое пройдено две расчистки – 8–9 м.
3. Грубообломочные глыбово-валунные отложения в правой части обнажения практически укрыты шлейфом.

Расчистка 2 в береговой морене на С.-В. берегу бух. Аяя

В береговом уступе сверху вниз вскрываются:

1. Грубообломочные валунно-галечные отложения. В заполнителе дресва, коричневатые суглинки. Обломки сильно ожелезненные – 0,7 м.
2. Дресвяно-разнозернисто-песчаный слой. Кровля неровная, подошва, наоборот, ровная падает на запад под углом 10–12° – 0,6 м.
3. Мелкозернистые суглинистые параллельно-слоистые пески – 0,1–0,15 м.
4. Преимущественно дресвяный слой, в заполнителе грубозернистый песок – 0,5–0,6 м.
5. Косо-перекрестнослоистые пески, разнозернистые, обломки мелкого щебня – 0,3–0,4 м.
6. Прослой суглинков с корневой системой – 0,07–0,2 м.
7. Горизонтальнослоистые разнозернистые пески, калиево-полевошпатовые – больше 0,5 м.

Расчистка 1 в верхней части берегового обнажения:

1. Почвенно-растительный слой – 0,2 м.
2. Серые, темно-серые поверхностные суглинки и пески. Пески рыхлые, массивные. – 0,8 м.
3. Коричневато-желтые суглинистые среднезернистые пески – 1,5 м.
4. Грубообломочные отложения – валуны, галька, дресва. Видимая мощность 0,3 м.

Расчистка 1 в верхней части второй байкальской террасы высотой 12 м (зал. Давша).

Расчистка начинается примерно на высоте 10 м, т.е. ниже на 2–2,5 м от поверхности террасы.

Сверху вниз:

1. Переотложенные поверхностные суглинки коричневатого, желтовато-коричневого цвета, субгоризонтальные – 0,4–0,5 м.
 2. Грубо-разнозернистые пески, дресва, иногда гравий. Пески хорошо промыты, рыхлые. Слоистость субгоризонтальная, слабоволнистая. Среди песков иногда встречаются мелкозернистые пески с глинистой примазкой. В подошве слоя линзы глин серого цвета с внешней «оторочкой» из мелкозернистого песка, алевроиты, суглинки рыжеватого цвета около 3–5 см. Ниже линзы вновь пески разнозернистые – 2,2–2,3 м.
- Расчистка 2 расположена ниже и правее (южнее) примерно на 2–2,5 м от расчистки 1.



Рис. 4.1.6. Расчистка террасовых отложений залив Давша.

1. Аналогичен слою 2 из расчистки 1 – 0,4–0,5 м.
2. Галечно-гравийные отложения, галька прекрасно окатана. В заполнителе грубозернистый и разнозернистый песок желтовато-серого цвета – 0,3 м.
3. Пески мелкозернистые, среднезернистые светло-серые субгоризонтальные с ясно заметными черными шлиховыми слойками – 0,3 м.
4. Галечно-гравийные отложения чередуются со светло-серыми песчаными параллельно слоистыми разнозернистыми отложениями. Отдельные валуны – 2,2 м.

Томпудинская морена

В Томпудинской морене (рис. 4.1.7) прослой торфяников найден в северо-восточной части морены на высоте 3–3,5 м над урезом оз. Байкал. Здесь очень узкая линза торфяников косо поднимается (рис. 4.1.7) вверх по

уступу в направлении с северо-востока на юго-запад, протягиваясь на несколько десятков метров.

Фрагмент угля был найден в нижней части берегового уступа высотой около 35–40 м примерно в 500 м севернее м. Гуликан. Уступ в точке местонахождения углей представлен валунно-галечными прекрасно окатанными отложениями, перемежающимися прослоями хорошо промытых горизонтально- и косослоистых песков. Грубообломочные отложения в целом не сортированы. Следует только отметить, что выше по разрезу количество валунов и их размеры увеличиваются. Возрастная оценка –свыше 50 тыс.лет назад.



Рис. 4.1.7. Общий вид Томпудинской морены с прослоем торфяника.

Фрагмент углей располагается примерно на высоте 4–4,5 м над урезом озера в галечно-гравийном прослое, выше которого прослой хорошо промытых косослоистых, с заметной шлиховой слоистостью песков. Ниже углей еще одна линза косослоистых (со шлиховой) песков.



Рис. 4.1.8. Общий вид фрагмента террасированной морены к северу от м. Гуликан (низы обнажения с углями).

Таким образом, Томпудинская морена представлена тремя генерациями ледниковых отложений. Первая генерация (мыс Гуликан) была сформирована свыше 50 тыс. лет назад, и соответственно не имеет отношения к последнему ледниковому максимуму плейстоцена. Вторая генерация сформировалась до 12 тыс. лет назад. Третья генерация формировалась в раннем голоцене – 11–9 тыс. лет назад.

Разрезы Байкальского хребта

Озеро Гитара

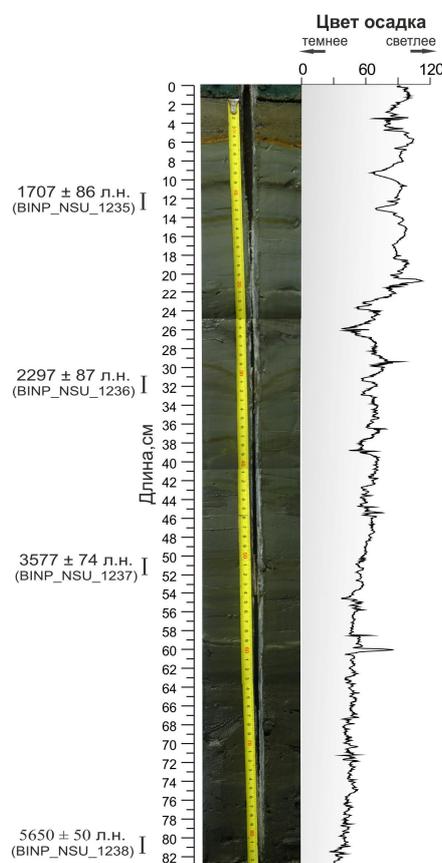


Рис. 4.1.9. Керн донных отложений оз. Гитара, цветность осадка и его возрастные оценки (календарные годы).

Керн Gt-01/10 (83 см) представлен оливково-серыми алевропелитами. До 6-го сантиметра осадок значительно обводнен и представлен светло-коричневыми алевропелитами. Далее вниз по керну и до 58 см – сизые алевропелиты. С 59-го см и до основания керна осадок более плотный и темный по цвету.

Горизонт 10–12 см формировался 1,71 тыс. л.н. Горизонт 31–32 см – 2,29 тыс. л.н. (рис. 4.1.9). Горизонт 50–51 см – 3,58 тыс. л.н. Горизонт 80–82 см формировался 5,65 тыс. л.н.

На основе метода главных компонент в распределении элементов выделяются следующие группы. Первая группа (РСА-1) описывает 30% от всей вариабельности элементов (рис. 4.1.10).

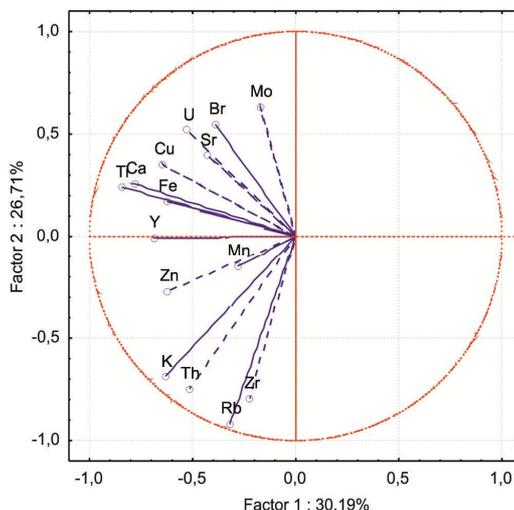


Рис. 4.1.10. Распределение первой и второй группы элементов в донных осадках оз. Гитара, метод главных компонент.

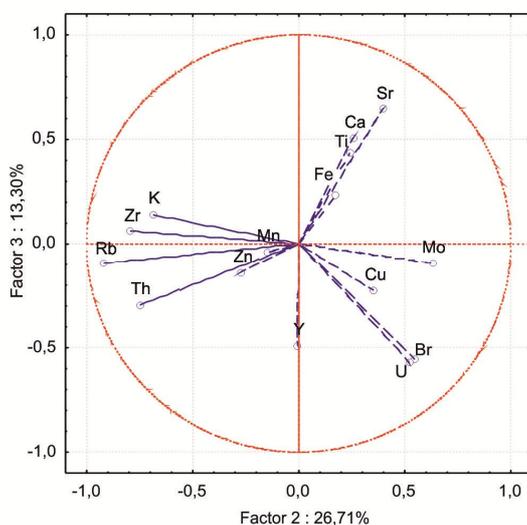


Рис. 4.1.11. Распределение второй и третьей группы элементов в донных осадках оз. Гитара, метод главных компонент.

В первую группу входят калий, кальций, титан, железо, медь, цинк, иттрий, торий и уран (табл. 5). Вторая группа (27%) представлена калием, бромом, рубидием, цирконием, молибденом, торием и ураном. Третья группа

(13%) представлена кальцием, бромом, стронцием и медью (табл. 5). Следует отметить, что уран входит во все 3 группы, но имеет противоположный знак, что может означать разные источники / формы нахождения.

Таблица 5

Оси нагрузок метода главных компонент оз. Гитара

	PCA1-30%	PCA2-27%	PCA3-13%
K	-0,63	-0,69	0,14
Ca	-0,78	0,26	0,51
Ti	-0,84	0,24	0,44
Mn	-0,28	-0,15	-0,04
Fe	-0,63	0,17	0,23
Cu	-0,65	0,35	-0,23
Zn	-0,62	-0,27	-0,14
Br	-0,39	0,55	-0,56
Rb	-0,32	-0,92	-0,10
Sr	-0,43	0,40	0,65
Y	-0,69	-0,01	-0,49
Zr	-0,22	-0,79	0,06
Mo	-0,17	0,63	-0,09
Th	-0,52	-0,75	-0,29
U	-0,53	0,52	-0,57

По характеру распределения элементов в донных отложениях оз. Гитара выделяются три периода (рис. 4.1.12).

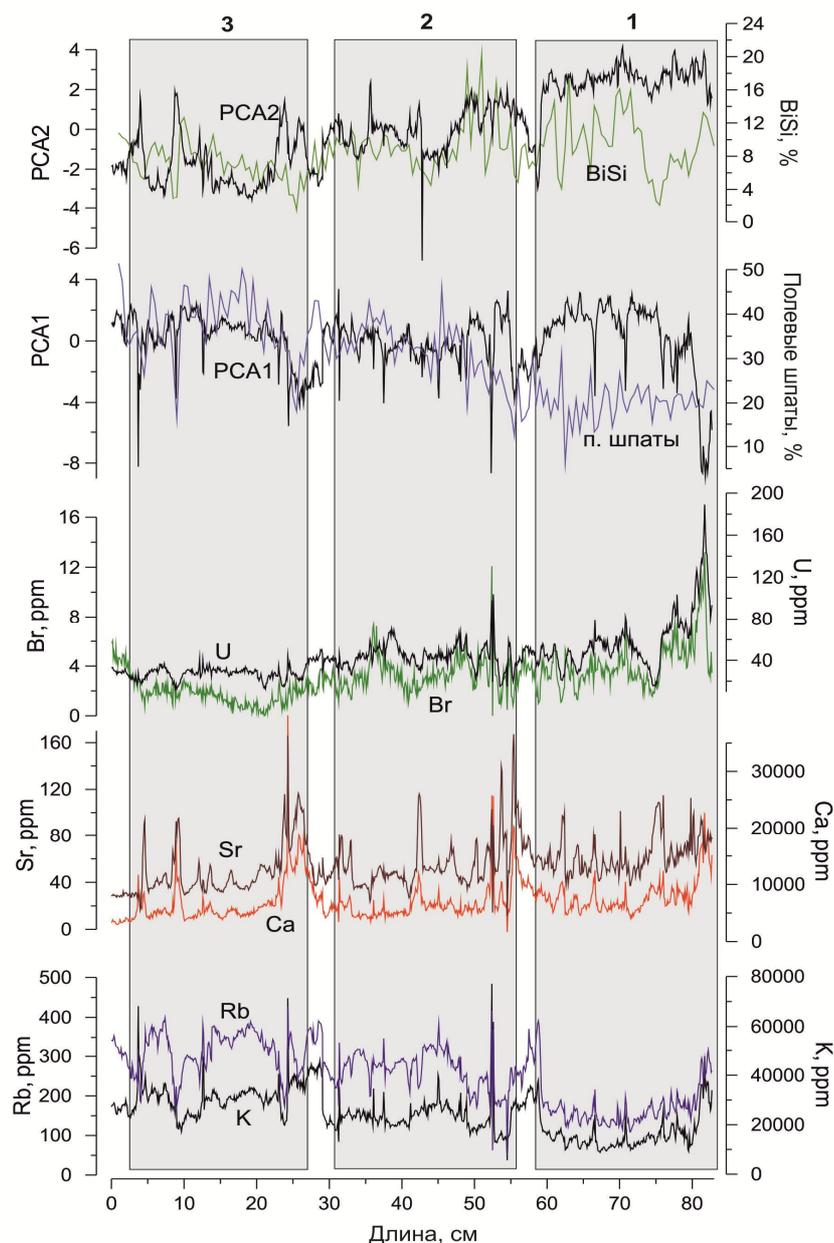


Рис. 4.1.12. Распределение элементного состава донных отложений оз. Гитара, биогенного кремнезема (BiSi), полевых шпатов.

Максимальное увеличение содержания элементов первой группы наблюдается с 30 см. Аналогичное распределение наблюдается и для полевых шпатов.

Тренд распределения второй группы элементов, представленной как терригенной составляющей (K, Rb, Zr, Th) так и биогенной (Br, Mo, U) показывает плавное снижение вверх по керну. Вероятно, это обусловлено

большими содержаниями элементов первой группы, подавляющих первичную продукцию озера (рис. 4.1.12). Аналогичное снижение наблюдается и в распределении биогенного кремнезема.

Третья группа элементов представлена Ca, Sr, и Br, U. Тренд их распределения имеет слабую тенденцию к снижению, за исключением периодов с высокими содержаниями элементов: 50–60 см, 20–30 см, 10 см и 5 см (рис. 4.1.12).

Озеро Изумрудное

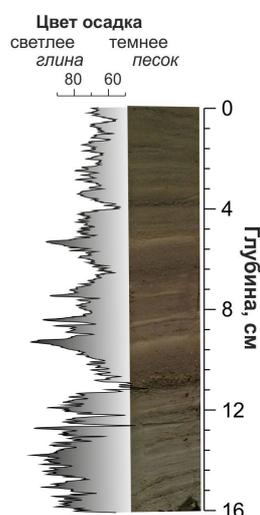


Рис. 4.1.13. Керн донных отложений оз. Изумрудное, цветность осадка.

Керн (Iz-01/13) – 15 см. Представлен оливково-серыми алевропелитами со слабой слоистостью. Интервал 0–4 см светло-серого цвета. В последующих горизонтах слоистость более отчетливая. Интервал 9–10 см представлен остатками растительного детрита. Начиная с 11 см и до основания керна осадок светло-серого цвета с более плотной структурой.

На основе метода главных компонент в распределении элементов выделяются следующие группы. Первая группа (РСА-1) описывает 60% от всей вариабельности элементов (рис. 4.1.14).

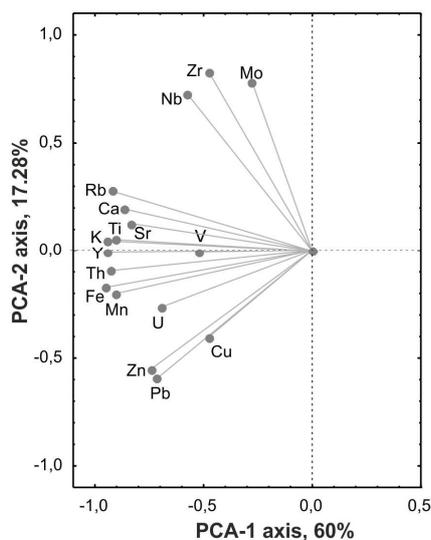


Рис. 4.1.14. Распределение элементного состава в донных осадках оз. Изумрудное, метод главных компонент.

В первую группу входят высококомобильные элементы (железо, калий, марганец, кальций) и элементы, характеризующие поступление кластогенного материала (титан, рубидий, иттрий, торий и другие). Вторая группа (РСА-2) описывает 17% всей вариабельности элементов (рис. 4.1.14). Наибольшую нагрузку в этой группе имеют медь, уран, свинец и молибден. Эти элементы легко удерживаются органическим материалом и образуют комплексы с оксидами марганца и железа.

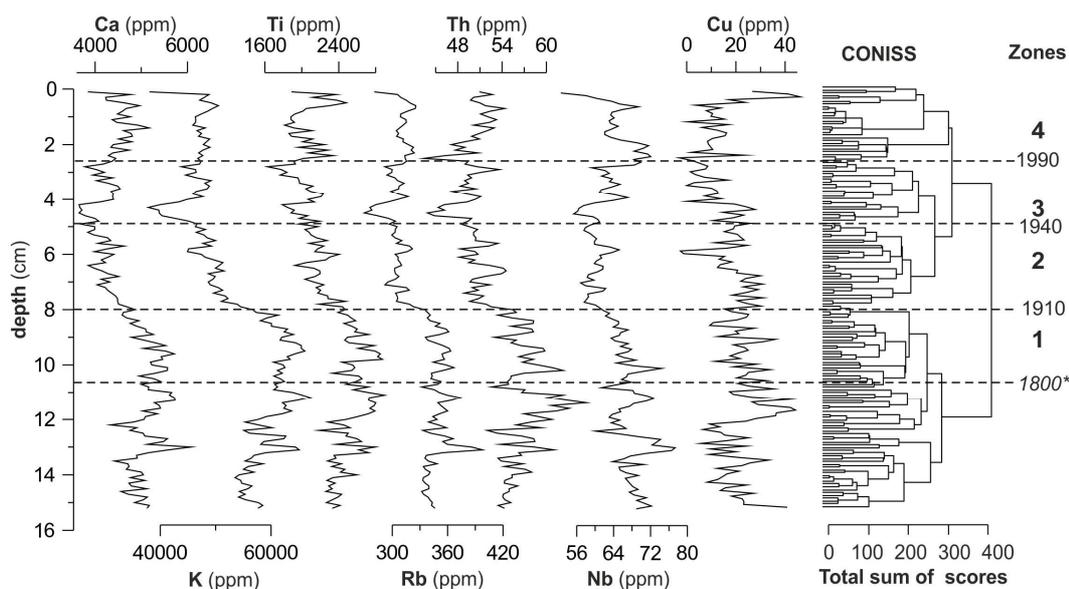


Рис. 4.1.15. Распределение элементного состава донных отложений оз. Изумрудное (показаны элементы, характеризующие первую, вторую и третью группы [Stepanova et al, 2015]).

Использование программы CONISS позволило выделить четыре перехода, когда изменения элементного состава были наиболее контрастными. Они произошли около 1800, 1910, 1940, 1990 гг. (рис. 4.1.15).

4.2. Разрезы Восточного Саяна

Озеро Эхой

Керны донных отложений оз. Эхой (Eh-01/12, Eh-01/13) были отобраны в августе 2012 и 2013 гг. с глубины 14 и 16 м.

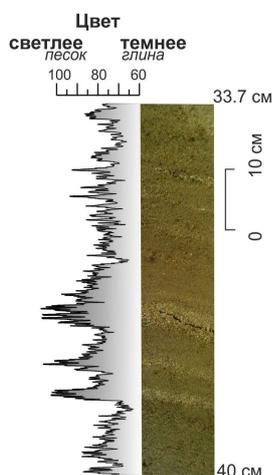


Рисунок 4.2.1. Участок керна донных отложений оз. Эхой иллюстрирующий сезонную слоистость.

Керн Eh-01/13 (80 см) представлен тонким переслаиванием алевропелитовых илов оливково-серого цвета с мелко-среднезернистым песком, мощностью от 1 до 7 мм. Сезонная слоистость выражена в чередовании слойков, сформированных в летний сезон и содержащих темноцветные минералы мелкозернистой песчаной и крупнозернистой алевритовой размерности, и светлых слойков, сложенных материалом пелитовой и мелкоалевритовой размерности (рис. 4.2.1). Данная цветовая градация хорошо выявляется при цифровой обработке изображения керна в разных цветовых каналах с помощью программы Strati-Signal 1.0.5 с дискретностью разложения изображения по цветовым составляющим 0,02–0,03 мм (рис. 4.2.1) [Ndiaye et al., 2012]. Сезонная слоистость донных отложений наиболее хорошо выражена в верхней и нижней частях керна. По этой причине глубинно-возрастная модель керна на основе подсчета сезонных слойков строилась только для интервала керна 0–255 мм, в

пределах датирования по ^{210}Pb . Согласно данной модели, горизонт 255 мм был сформирован в 1885 ± 3 году [Степанова и др., 2015a].

Анализ распределения элементов вдоль керна основе кластерного анализа и метода главных компонент показывает, что проанализированные элементы могут быть объединены в три группы (рис. 4.2.2).

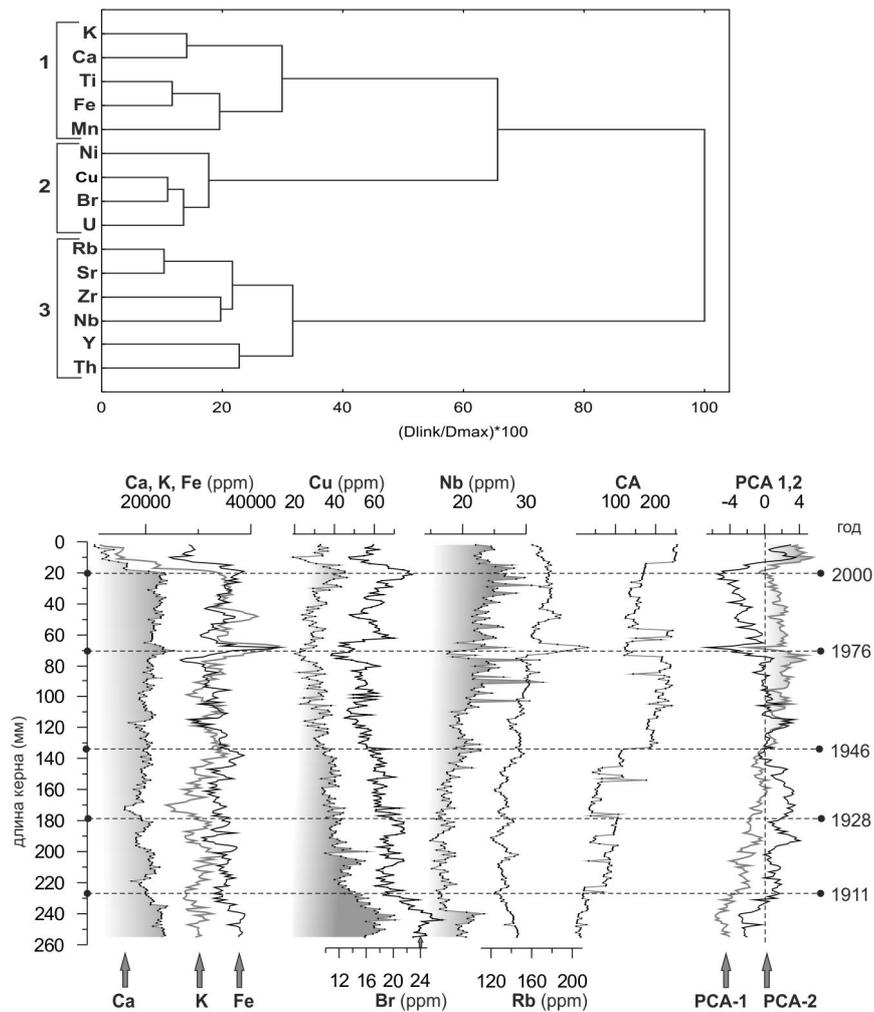


Рис. 4.2.2. Изменение элементного состава верхней части керна оз. Эхой (Eh-01/13). Верхняя панель – выделение групп элементов на основе кластерного анализа. Нижняя панель – примеры распределений элементов типичных для каждой группы, CA – порядковое распределение интервалов керна по результатам кластерного анализа, PCA-1,2 – распределение элементного состава донных отложений выделенного методом главных компонент, пунктирные линии маркируют интервалы, на которых происходит наиболее контрастная смена элементного состава.

По этой причине глубинно-возрастная модель керна на основе подсчета сезонных слоев строилась только для интервала керна 0–255 мм, в пределах датирования по ^{210}Pb . Согласно данной модели, горизонт 255 мм был сформирован в 1885 ± 3 году [Степанова и др., 2015а].

Анализ распределения элементов вдоль керна основе кластерного анализа и метода главных компонент показывает, что проанализированные элементы могут быть объединены в три группы (рис. 4.2.2).

Группа 1 объединяет Ca, K, Ti, Fe и Mn. В группу 2 входят Ni, Cu, Br и U. Третья группа элементов включает в себя Rb, Sr, Zr, Nb, Y и Th (рис. 4.2.2).

Метод главных компонент и кластерного анализа профилей элементов по глубине керна позволил выделить пять переходов, когда изменения элементного состава были наиболее контрастными. Они произошли около 1911, 1928, 1946, 1976 и 2000 гг. (рис. 4.2.2). Наиболее показательное распределение элементов групп 2 и 3, когда содержание элементов второй группы убывает снизу вверх по керну, в противоположность распределению элементов третьей группы [Степанова и др., 2015а].

4.3 Разрезы Кодарского хребта

Озеро Угловое

Керн Ug-01/14 (41 см) представлен темно-оливковыми алевропелитами. Содержание воды колеблется от 62 до 76 % (рис. 4.3.1). Оказалось несколько неожиданным, что верхние слои 0–6 см менее обводнены. Текстурные особенности визуально не проявлены. Видимые гнезда, прослои или линзы песка–крупного алеврита также отсутствуют, хотя резкое снижение влажности на 35 см, может свидетельствовать о присутствии горизонта с высокой долей песка–крупного алеврита.

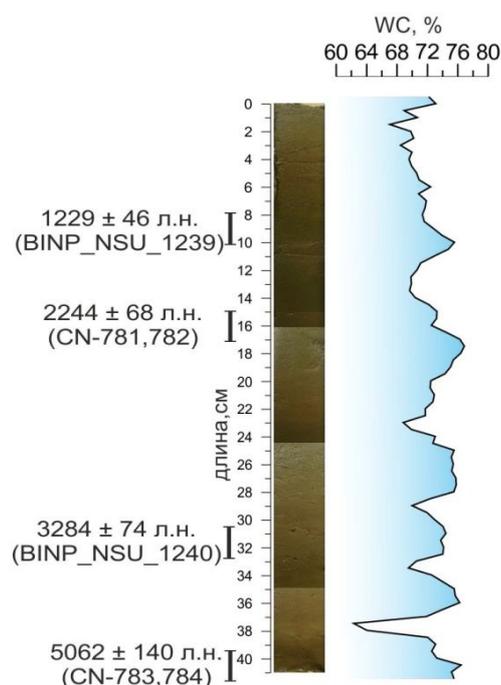


Рис. 4.3.1. Керн донных отложений оз. Угловое, содержание воды (WC) и его возрастные оценки (календарные годы).

В целом, литологическое строение керна указывает на то, что полученный разрез формировался в аквальных условиях, приближенных к современным на всем своем протяжении, и не содержит перерывов в осадконакоплении.

Основание керна (39–41 см) формировалось 5,06 тыс. лет назад. Горизонт 31–32 см формировался 3,28 тыс. лет назад. Горизонт 15–17 см

формировался 2,24 тыс. лет назад. Горизонт 8–10 см формировался 1,22 тыс. лет назад (рис. 4.3.1). Таким образом, скорости осадконакопления варьировались от 4,08 до 14,8 см/тыс. лет. Наибольшие скорости осадконакопления (14,8 см/тыс. лет) отмечены для интервала 16–32 см.

На основе датирования по распределению изотопов свинца и цезия определено, что интервалы ниже 5–6 см горизонта уже не содержат неравновесного изотопа свинца, и возраст этого горизонта не может быть старше 224 лет. Вследствие этого, средняя скорость осадконакопления верхних 6 см равна 20 см/тыс. лет. Учитывая пониженную влажность этого горизонта (рис. 3.3.1), можно предположить, что это повышение скоростей осадконакопления обусловлено повышением доли терригенной кластической составляющей, а не биопродуктивностью озера.

На основе метода главных компонент в распределении элементов выделяются следующие группы. Первая группа (РСА-1) описывает 57% от всей вариабельности элементов (рис. 4.3.2).

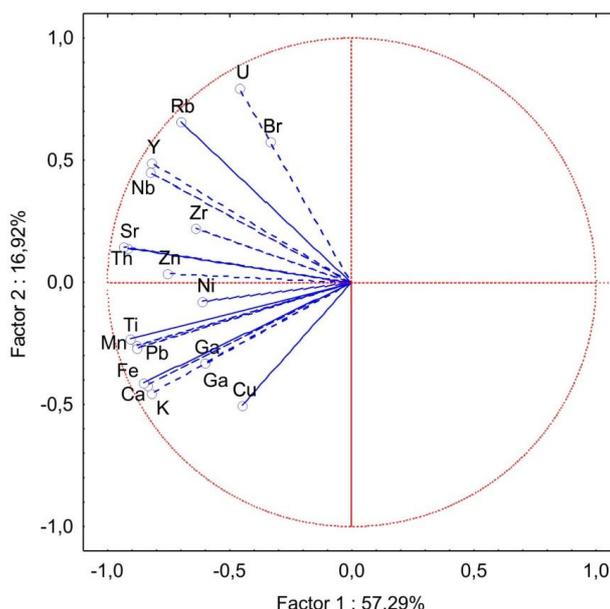


Рис. 4.3.2. Распределение элементного состава донных отложений оз. Угловое, метод главных компонент.

На основе метода главных компонент в распределении элементов выделяются следующие группы. Первая группа (РСА-1) описывает 57% от всей вариабельности элементов (рис. 4.3.2). В нее входят практически все проанализированные элементы за исключением меди, брома и урана (табл. 6). Вторая группа (РСА-2) описывает 17% всей вариабельности элементов (рис. 4.3.2). Наибольшую нагрузку в этой группе имеют бром, уран и рубидий (табл. 6).

Таблица 6

Оси нагрузок метода главных компонент оз. Угловое

	РСА1-57%	РСА2-17%	РСА3-8%
K	-0,82	-0,46	-0,11
Ca	-0,84	-0,42	-0,07
Ti	-0,91	-0,23	-0,01
Mn	-0,88	-0,26	-0,09
Fe	-0,86	-0,41	-0,22
Ni	-0,61	-0,08	0,37
Cu	-0,45	-0,51	0,52
Zn	-0,76	0,04	0,52
Ga	-0,60	-0,33	0,53
Br	-0,34	0,58	0,36
Rb	-0,70	0,66	0,03
Sr	-0,92	0,14	-0,24
Y	-0,82	0,49	-0,10
Zr	-0,64	0,22	-0,26
Nb	-0,83	0,45	-0,21
Pb	-0,88	-0,27	-0,24
Th	-0,93	0,14	-0,17
U	-0,46	0,80	0,28

При этом рубидий входит и в первую группу, но с отрицательным числом. Это дает основание предположить, что рубидий второй группы имеет отличный источник происхождения или форму ассоциации отличную от первой группы. В этом случае, рубидий первой группы, вероятнее всего, соотносится с кластическим материалом, а второй группы – с биогенным материалом. Третья группа (РСА-3) описывает 8% всей вариабельности

элементов, но «ярких» элементов, характеризующих эту группу, нет (табл. 6). Относительно повышенную нагрузку имеют медь, цинк, галлий.

В распределении элементов и их основных групп, а также общего органического углерода и биогенного кремнезема отмечаются следующие особенности. Так, в накоплении элементов как первой так и второй группы, и параметров донных отложений, полученных методом ИК-спектроскопии, отчетливо выделяются три периода (рис. 4.3.3). Первый период (41–23 см) характеризовался повышенным содержанием биогенного кремнезема и элементов, объединенных второй группой (РСА-2), в то время как содержание элементов первой группы было пониженным.

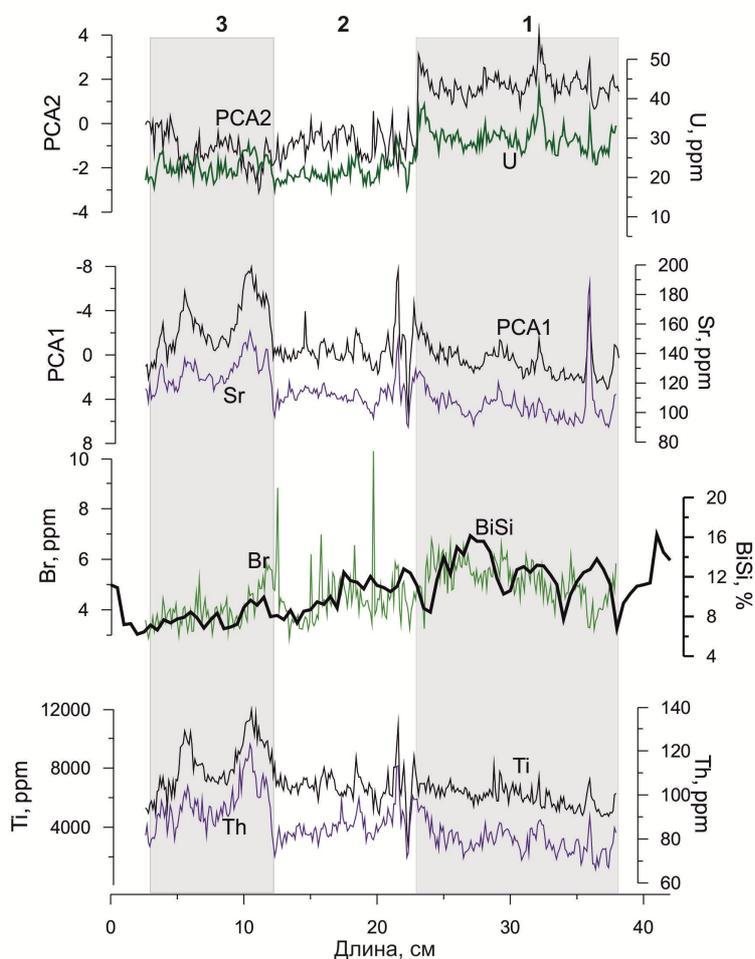


Рис. 4.3.3. Распределение элементного состава донных отложений оз. Угловое), биогенного кремнезема (BiSi), РСА-1,2 – оси нагрузок в методе главных компонент.

Второй интервал (23–12 см) характеризовался тем, что начали незначительно возрастать содержания элементов первой группы, и снижаться содержания элементов второй группы, а также содержания биогенного кремнезема и органического углерода (рис. 4.3.3). В третьем интервале (12–0 см) резко возросло содержание элементов первой группы, и незначительно возросло содержание элементов второй группы ближе к концу интервала. Хотя тенденция на снижение биогенного кремнезема сохранилась и в этом интервале.

Озеро Азаровой

Керн Az-01/14 (41 см). Хотя длина керна всего 41 см его литологическое строение крайне контрастно. Нижний интервал керна 41–27 см сложен сизыми алевропелитами, при этом интервал 36–41 см более темный и представлен более крупной разновидностью алеврита.

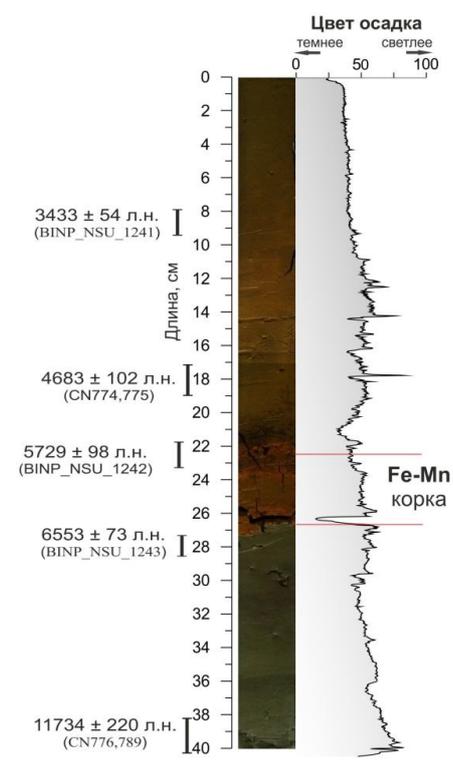


Рис. 4.3.4. Керн донных отложений оз. Азаровой, цветность осадка и его возрастные оценки (календарные годы).

Далее на 22–27 см расположен Fe-Mn корковый прослой типичного рыже-коричневого цвета. Верхняя часть керна 22–0 см представлена коричневыми алевропелитами, при этом часть 22–11 см более светлая, чем вышележащая часть керна.

Основание керна 38–40 см сформировано 11,73 тыс. лет назад. Fe-Mn корка начала формироваться после 6,55 тыс. лет назад и закончилась не позднее 5,7 тыс. лет назад. Далее интервалы коричневых алевропелитов датировались 17–19 см – 4,6 тыс. лет назад, 8–9 см – 3,4 тыс. лет назад (рис. 4.3.4).

Средняя скорость осадконакопления составляла 4,3 см/тыс. лет. Распределение неравновесного изотопа свинца ограничивалось верхними 3 см., при этом скорость осадконакопления в этих верхних горизонтах составляла 23 см/тыс. лет.

Распределение элементного состава может быть описано тремя группами. Первая группа (РСА-1) описывает 49% всей вариабельности распределения элементов (рис. 4.3.5). В группу не вошли Mn, Fe, Br, Zr, Nb (табл. 7). Вторая группа (РСА-2) описывает 14% вариабельности распределения элементов. В группе наибольшую нагрузку имеют Fe, Br, Zr, Nb, Sr. Третья группа (РСА-3) описывает только 8% вариабельности распределения элементов. В группе наибольшую нагрузку имеет кальций (табл. 7).

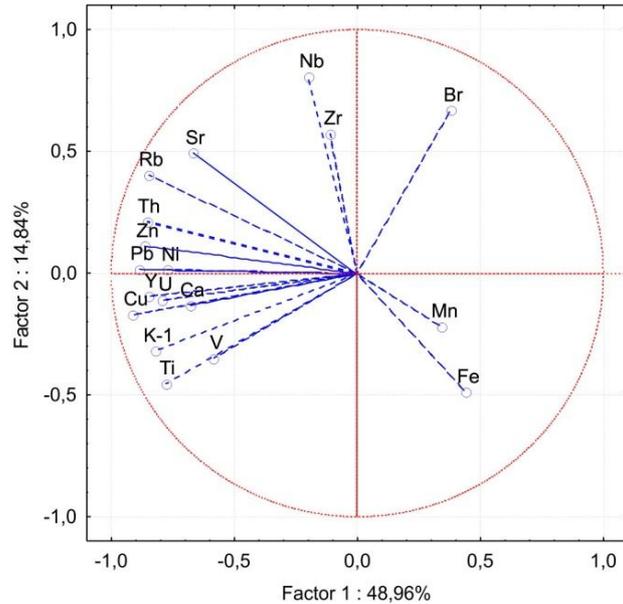


Рис. 4.3.5. Распределение элементного состава донных отложений оз. Азаровой, метод главных компонент.

В третьей группе элементов доминирует только кальций (табл. 7). При этом знак кальция в этой группе противоположен знаку кальция первой

Таблица 7

Оси нагрузок метода главных компонент оз. Азаровой

	PCA1-49%	PCA2-14%	PCA3-8%
K	-0,82	-0,32	0,34
Ca	-0,68	-0,13	0,54
Ti	-0,78	-0,45	0,25
V	-0,58	-0,35	0,43
Mn	0,34	-0,22	0,24
Fe	0,44	-0,49	0,46
Ni	-0,77	0,01	-0,22
Cu	-0,91	-0,17	-0,27
Zn	-0,87	0,11	0,08
Br	0,38	0,67	0,05
Rb	-0,85	0,40	0,07
Sr	-0,67	0,49	0,10
Y	-0,85	-0,10	-0,34
Zr	-0,11	0,57	0,40
Nb	-0,20	0,81	0,36
Pb	-0,89	0,02	-0,05
Th	-0,86	0,21	-0,13
U	-0,79	-0,11	-0,28

группы, что указывает на различные источники/формы его поставки в донные отложения.

В распределении элементов и биогеохимических компонентов выделяются три периода (рис. 4.3.6).

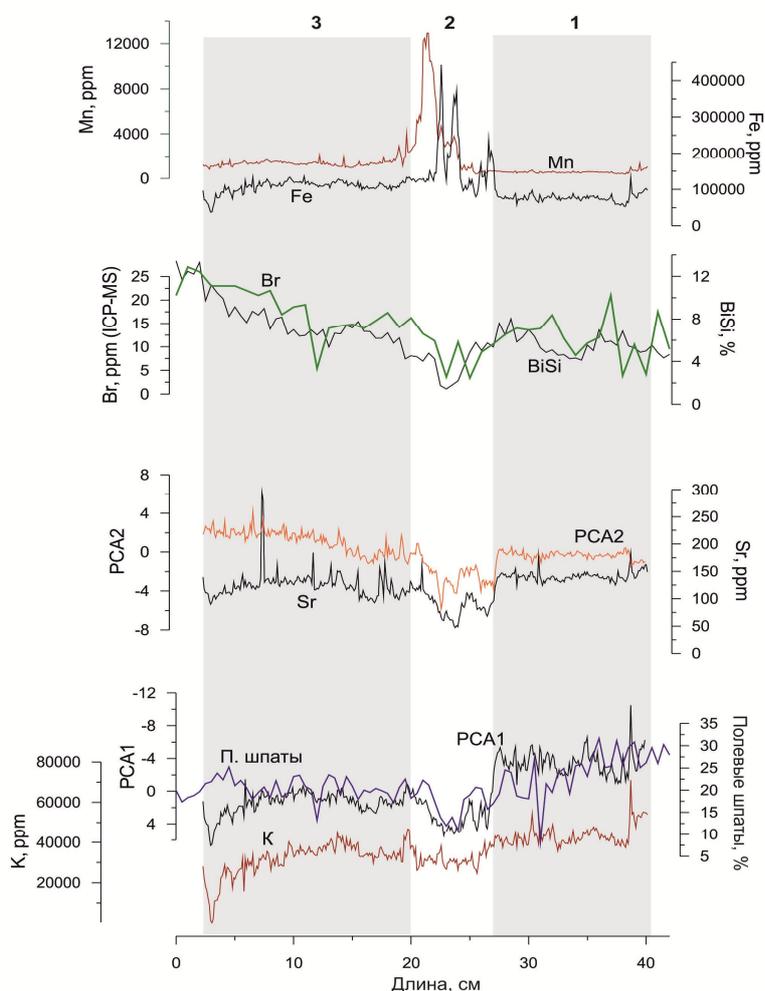


Рис. 4.3.6. Распределение элементного состава донных отложений оз. Азаровой, биогенного кремнезема (BiSi) и полевых шпатов, PCA-1,2 – оси нагрузок в методе главных компонент.

Первый период (41–27 см) – интервал сизых алевропелитов, характеризуется высоким содержанием элементов первой группы и полевых шпатов. Содержание элементов второй группы в этом интервале было невысокое. Второй интервал (27–21 см) – Fe-Mn-корка. Происходит снижение содержания практически всех компонентов и резкое увеличение

содержания Fe и Mn. В третьем интервале (21–0 см) происходит постепенный рост элементов второй группы, биогенного кремнезема, и незначительное снижение содержаний элементов первой группы и полевых шпатов (рис. 4.3.6). В целом можно предположить, что в этом интервале происходит возрастание биопродуктивности озера и снижение доли аллохтонного кластического материала.

Озеро Орон

Как показано в главе 3, с озера отобрано два керна – мелководный с глубины 9 м, и глубоководный с глубины 127 м.

Керн с мелководной части длиной 72 см представлен «маслянистыми» коричневыми и светло-коричневыми разностями алевропелита. Осадок обогащен включениями наземной растительности (мхи). Особенно часто растительный детрит встречается в нижних горизонтах керна 72–27 см (рис. 4.3.7). Верхняя часть 27–0 см в большей степени насыщена водой с меньшим количеством разрозненных минеральных зерен. На основе распределения изотопов свинца и цезия верхний 9-см горизонт керна был сформирован 160 лет назад.

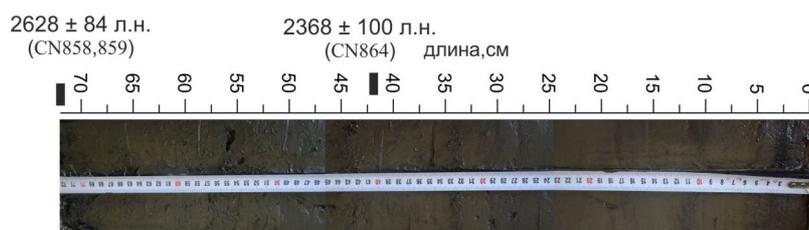


Рис. 4.3.7. Керн донных отложений из мелководной части оз. Орон и его возрастные оценки (календарные годы).

Горизонт 42 см был сформирован 2,3 тыс. лет назад, а основание керна (72 см) – 2,6 тыс. лет назад. Таким образом, скорости осадконакопления в нижней части керна, обогащенной детритом, составляли 115 см/тыс. лет, а в верхней части (0–9 см) – 55 см/тыс. лет.

Наличие наземного детрита в значительных количествах может служить объяснением несколько необычного группирования элементного состава по данным метода главных компонент (рис. 4.3.8).

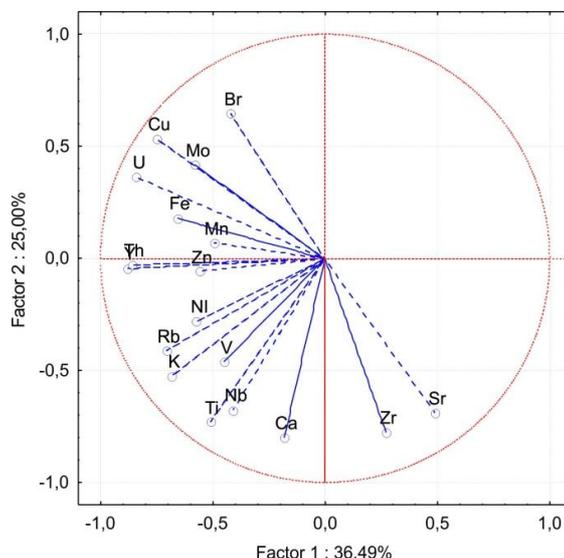


Рис. 4.3.8. Распределение элементов в мелководном керне оз. Орон, метод главных компонент.

Так, первая группа, описывающая 36% вариабельности, представлена К, Fe, Ni, Cu, Zn, Rb, Y, Mo, Th, U (табл. 8).

Таблица 8

Оси нагрузок метода главных компонент оз. Орон

	PCA1-36%	PCA2-25%	PCA3-10%
K	-0,68	-0,52	-0,23
Ca	-0,18	-0,80	0,28
Ti	-0,51	-0,73	0,15
V	-0,45	-0,46	0,05
Mn	-0,50	0,07	0,59
Fe	-0,66	0,18	0,39
Ni	-0,58	-0,28	0,44
Cu	-0,75	0,53	0,17
Zn	-0,56	-0,06	0,49
Br	-0,42	0,65	0,20
Rb	-0,71	-0,41	-0,26
Sr	0,49	-0,69	0,30
Y	-0,88	-0,04	-0,24
Zr	0,27	-0,78	0,10
Nb	-0,41	-0,68	-0,46
Mo	-0,58	0,42	-0,19
Th	-0,86	-0,03	-0,42
U	-0,84	0,36	-0,07

Ввиду того, что нижняя часть керна содержит значительную часть детрита, РФА-СИ анализ был выполнен только для верхних горизонтов керна (0–51 см). В распределении элементного состава вдоль керна выделяются два периода (рис. 4.3.9).

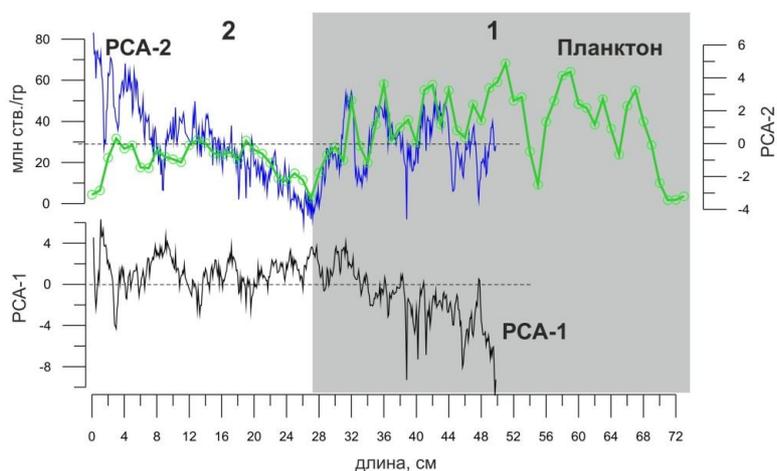


Рисунок 4.3.9. Распределение первой и второй групп элементов и створок планктонных диатомей оз. Орон, PCA-1,2 – оси нагрузок в методе главных компонент.

Следует отметить, насколько синхронно происходит изменение количества планктонных диатомей и элементов второй группы. Первый интервал (72–28 см) характеризуется повышенным содержанием элементов второй группы и диатомей, и соответственно, пониженным содержанием элементов первой группы. Во втором интервале, происходят ритмичные изменения в содержании элементов первой группы, и появляется устойчивый тренд на увеличение количества диатомей и элементов второй группы (рис. 4.3.9).

Керн из глубоководной части оз. Орон (18 см длины) не датировался радиоуглеродным методом, поэтому в дальнейшем будет использоваться только его верхняя часть (0–9 см) в пределах датирования по изотопам свинца и цезия.

Литологически керн представлен сизыми алевропелитами с черными прослоями. Распределение элементного состава можно описать двумя группами. Первая (64%) группа представлена всеми проанализированными элементами, за исключением брома, вторая группа (11%) представлена бромом и ураном.

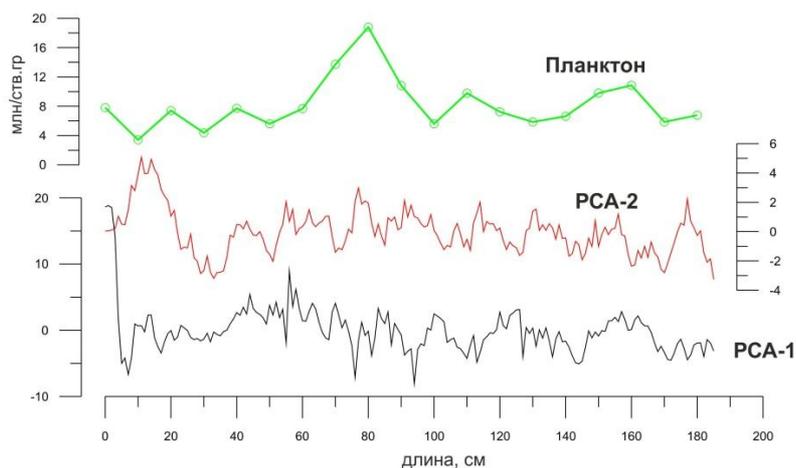


Рис. 4.3.10. Распределение групп элементов и диатомового планктона в керне донных отложений из глубоководной части оз. Орон, PCA-1,2 – оси нагрузок в методе главных компонент.

В распределении этих групп прослеживается «тонкая ритмика» чередования высоких и низких значений элементного состава (рис. 4.3.10). При этом детальности диатомового анализа не хватает, чтобы более подробно описать ритмику распределения второй группы элементов (рис. 4.3.10).

Озеро Большое Преображенское

Керн В.Pr-01/12 (31,5 см) представлен светло-коричневыми алевропелитами. Первые 2 см сильно обводнены. В интервале 6–7 см сосредоточена линза крупнозернистого песка. Окисленные слои светло-рыжего цвета наблюдаются в интервале 15 см и 24–25 см. Интервал 26–31,5 см представлен восстановленным осадком серо-голубого цвета.

Горизонт 14–16 см формировался 5,28 тыс. л. н. Горизонт 30–31 см – 6,35 тыс. л. н. (рис. 4.3.11).

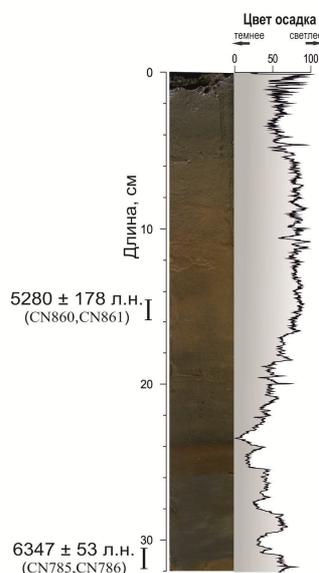


Рис. 4.3.11. Керн донных отложений оз. Большое Преображенское, цветность осадка и его возрастные оценки (календарные годы).

На основе метода главных компонент в распределении элементов выделяются следующие группы. Первая группа (РСА-1) описывает 29,4% от всей вариабельности элементов (рис. 4.3.12). В первую группу входят никель, медь, бром, иттрий, уран, торий, ниобий, молибден, свинец (табл. 9). Вторая группа (19%) представлена кальцием, титаном, бромом, молибденом, ураном. Следует отметить, что молибден и уран также входят и в первую группу, но имеют противоположный знак, что может означать разные источники / формы нахождения. Третья группа (12%) представлена кальцием, титаном и медью (табл. 9).

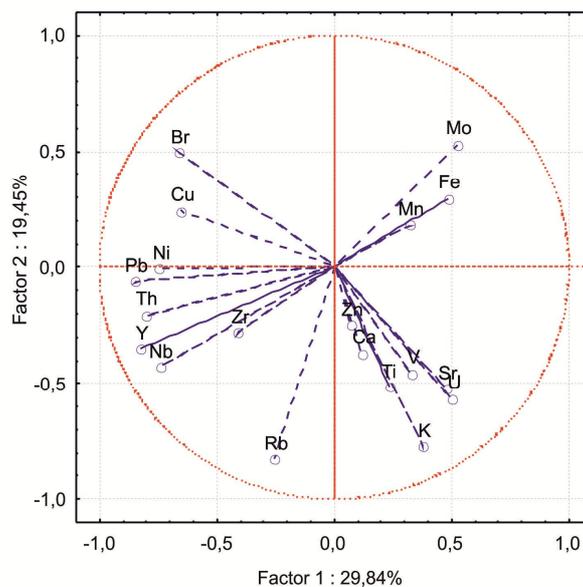


Рис. 4.3.12. Распределение элементного состава донных осадков оз. Б. Преображенское, метод главных компонент.

Таблица 9

Оси нагрузок метода главных компонент оз. Большое Преображенское

	PCA1-30%	PCA2-19%	PCA3-12%
K	0,37	-0,77	0,11
Ca	0,12	-0,37	0,76
Ti	0,23	-0,52	0,66
V	0,33	-0,46	0,32
Mn	0,32	0,18	0,24
Fe	0,48	0,30	0,42
Ni	-0,75	-0,01	0,35
Cu	-0,66	0,24	0,52
Zn	0,07	-0,25	0,38
Br	-0,66	0,50	0,28
Rb	-0,26	-0,83	-0,32
Sr	0,47	-0,53	0,15
Y	-0,82	-0,35	0,05
Zr	-0,41	-0,28	0,13
Nb	-0,74	-0,43	-0,01
Mo	0,52	0,53	0,28
Pb	-0,85	-0,06	0,07
Th	-0,80	-0,21	-0,14
U	0,50	-0,57	-0,36

В распределении элементов первой группы (рис. 4.3.13) наблюдаются низкие содержания в интервале 31,5–17 см, в отличие от элементов второй

группы. Начиная с 17-го сантиметра, содержания элементов первой группы начинают повышаться в ответ на снижение элементов второй группы. В распределении органического углерода (Corg) и биогенного кремнезема (BiSi) также можно увидеть постепенный рост.

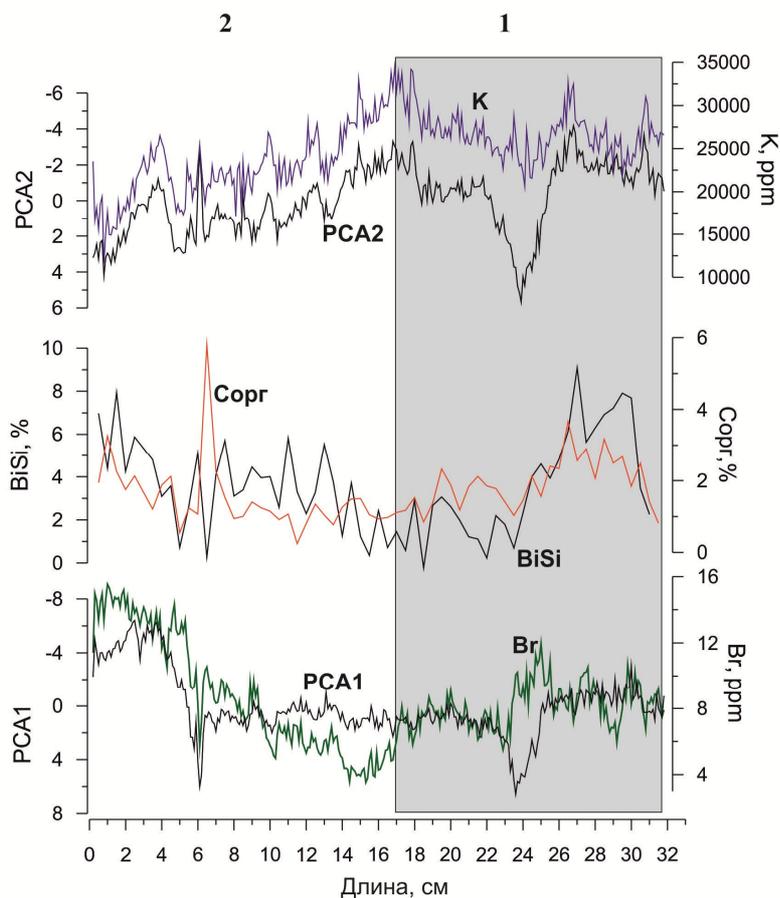


Рис. 4.3.13. Распределение элементного состава донных отложений оз. Б. Преображенское, биогенного кремнезема (BiSi) и органического углерода (Corg), PCA-1,2 – оси нагрузок в методе главных компонент.

Подводя итог можно сделать следующие выводы:

1. Из всех проанализированных наземных разрезов только правая морена Томпудинского ледника имела возраст в пределах радиоуглеродного датирования. Таким образом, она формировалась в три генерации: до 50 тыс. лет назад, до 12 тыс. лет назад и 9–11 тыс. лет назад.

2. Методами многомерной математической статистики, распределение элементного состава донных отложений прогляциальных озер и оз. Орон, может быть сгруппировано в 2–3 геохимические группы.

3. Распределение этих геохимических групп тесно сопряжено с распределением содержаний биогенного кремнезема, полевых шпатов, органического углерода и диатомей.

Глава 5. БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОЗЕР

5.1. Элементный состав донных отложений в параметрах многомерной статистики, маркеры деятельности ледников

Результаты многомерной статистики с разбиением на группы элементов по каждому из исследованных озер, показанные в главе 4, были скомпилированы в единую базу данных. Целью данной компиляции была отработка гипотез о наличии или отсутствии общих закономерностей в группировке элементов в изученных озерах. Первое, на что стоит обратить внимание – это процент вариабельности, описываемый первой компонентой (первая группа) в методе главных компонент. Так, в озерах, которые примыкают непосредственно к ледникам, например, оз. Азаровой, Угловое, Изумрудное, - эта величина превышает 55% (см главу 4). При этом в озерах, удаленных от ледников (Гитара, Орон), эта величина составляет 31–36%.

Второй важный момент – это то, что некоторые элементы могут иметь значительную нагрузку как в первой, так и во второй главной компоненте, описываемых компонентами, и зачастую «знак», с которым они входят в первую или вторую группу, противоположен. Например, Y в 100% случаев присутствует в первой группе, но может до 50% случаев входить и во вторую группу, причем с противоположным знаком. Наличие этих особенностей позволяет сделать предположение, что 1) у малых озер, расположенных в непосредственной близости от ледников в принципе существует один источник терригенного материала, но формы его поступления и, возможно, последующий диагенез, могут быть разными с течением времени; 2) для удаленных озер (Орон, Гитара) к первому предположению добавляется еще то, что существуют «поли-источники» терригенного материала.

Первая группа (компонента) элементов зачастую представлена K, Rb, Y, Pb, Th – они от 87 до 100% случаев входят в первую группу. По частоте

вхождения во вторую группу доминирует бром (87% случаев), по 50% медь, иттрий, цирконий и стронций. О схожести элементного набора, по крайней мере, для первой группы, свидетельствует рис. 5.1.1, где наборы элементов первых групп всех озер сформировали единый кластер.

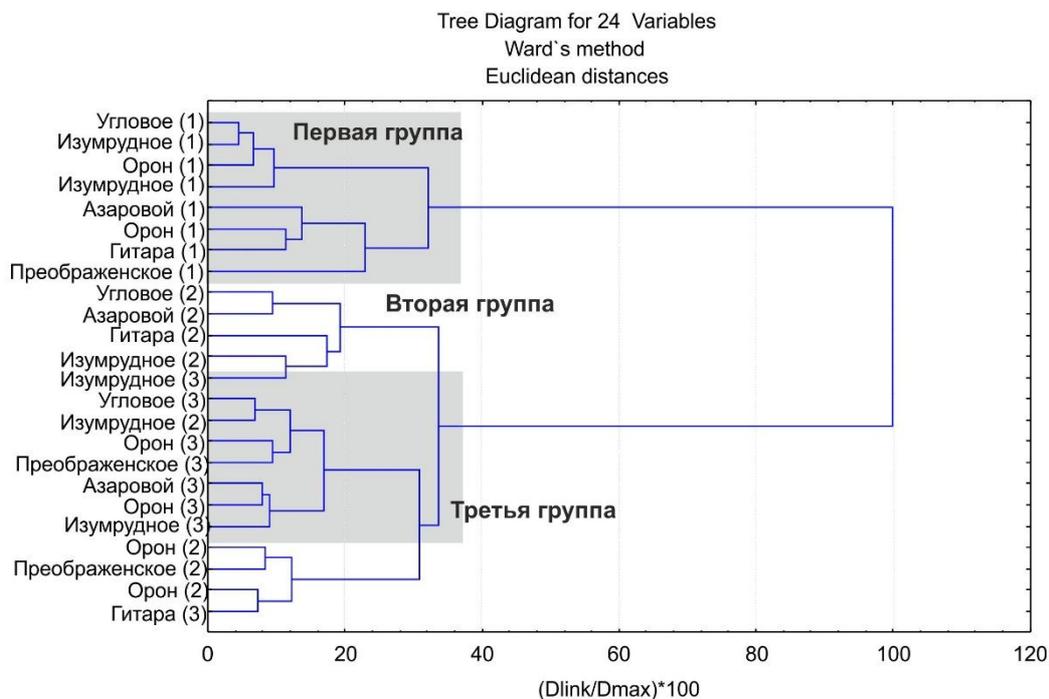


Рис. 5.1.1. Результаты кластерного анализа. (1,2,3) – номер группы элементов в индивидуальном озере. Данные по озерам Орон и Изумрудное представлены двумя кернами.

Анализ главных компонент по каждому озеру, выполненный по компилированной базе данных первых трех компонент, показан на рис. 5.1.2. На основе данного анализа выделяются три группы элементов со схожим распределением элементов в каждом проанализированном керне. Группу/поле 1 составляют элементы Nb, Rb, Zr, Th, Y, Pb, Sr. Группу/поле 2 формируют K, Ti, Ca, Mn, Fe. Группу/поле 3 составляют Br, Cu, Mo, U, Ni, Zn.

Большинство элементов первой группы (Nb, Rb, Zr, Th, Y) относятся к малоподвижным элементам в любых геохимических обстановках. Вероятнее всего, эти элементы поступают в донные отложения в составе кластического

материала без серьезных дальнейших диагенетических преобразований. Интересно нахождение в этой группе стронция – элемента, хорошо мигрирующего во всех геохимических обстановках. Так, стронций по своим химическим свойствам близок к рубидию, и часто находится в одних и тех же минеральных ассоциациях, но рубидий хорошо мигрирует в кислых водах окислительной и восстановительно-глеевой обстановках. Этих обстановок сложно ожидать в условиях высокогорных ландшафтов. Таким образом, присутствие стронция именно в этой группе свидетельствует о слабом проявлении процесса химического выветривания в этих ландшафтах. И этот набор элементов может являться маркером интенсивного поступления «свежего», не выветренного материала в донные отложения.

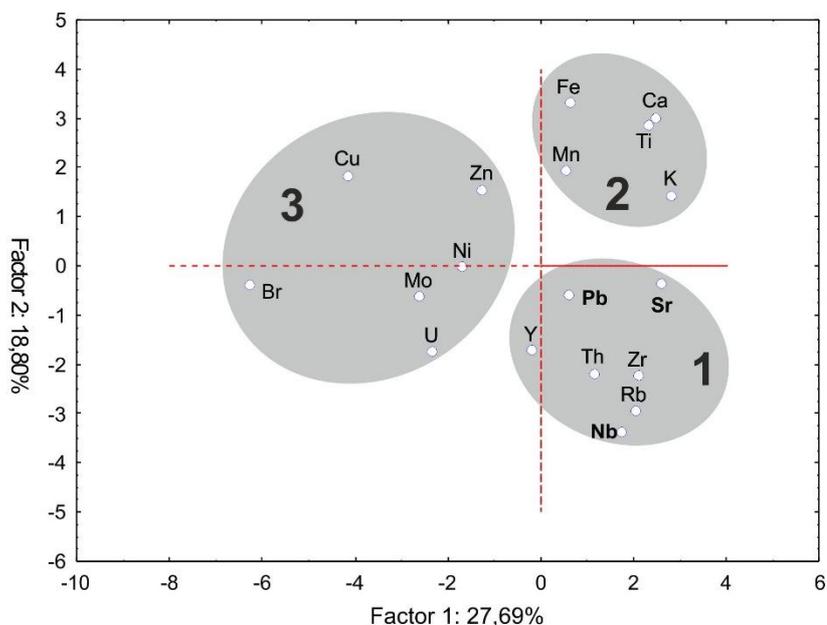


Рис. 5.1.2. Результаты использования метода главных компонент при анализе единой базы первых трех компонент для каждого из проанализированных озер. 1,2,3 группировка элементов.

Вторая группа/поле представлена Ca, K, Ti, Fe и Mn, эти элементы, за исключением титана, являются высококомобильными элементами [Nesbitt et al., 1982; Gaillardet et al., 2003]. Групповая принадлежность титана, железа и марганца, в индивидуальных озерах не всегда однозначна. Например, в оз.

Гитара титан входит и в первую и во вторую группу, и во вторую группу входит также Mn. Таким образом, это позволяет сделать предположение, что эта группа может являться маркером увеличения интенсивности процесса химического выветривания, или в случае с титаном – присутствия кластогенного материала с Ti, Fe и Mn ассоциацией. Например, титан накапливается преимущественно с железом и магнием в габброидную фазу кристаллизации.

Элементы Ni, Cu, Br, Mo Zn и U, входящие в группу 3, очень часто образуют комплексные соединения с растворенным органическим веществом и могут интенсивно накапливаться в процессе жизненного цикла аквальной биоты. Например, бром – в створках диатомовых водорослей [Phedorin et al., 2000; Pokrovsky et al., 2006], легкоподвижный ион Mo^{6+} активно осаждается органикой. Как показано в главе 4, распределение брома и урана вдоль кернов наиболее хорошо согласуются с распределением биогенного кремнезема, органического углерода или диатомей. Поэтому, эта группа элементов может описывать интенсивность первичной биопродуктивности озера и распределение органической составляющей.

Таким образом, мы имеем три набора биогеохимических маркеров, описывающих поступление кластического материала в прогляциальные озера и развитие биоты в них. Наиболее удобно «отработать» модель реконструкции динамики ледника на основе полученных данных, на примере ледника Перетолчина, поскольку для него известно несколько инструментально задокументированных высот его нижней границы, и летопись из донных отложений близка к годовичному разрешению.

Существует два основных источника влаги поставляемой в приледниковые озера – это атмосферные осадки и талые воды ледников. Элементный состав отложений озера Эхой имеет высокое временное разрешение. На рис. 5.1.3. представлены результаты кластерного анализа,

которые показывают, что распределение элементов в отложениях связано с поставкой кластогенного материала в озера, а скорость осадконакопления в большей степени коррелирует с изменениями летних температур, чем с количеством атмосферных осадков.

Согласно данным по инвентаризации ледников, расположенных в Восточной Сибири на основе спутниковых снимков высокого разрешения и полевых наблюдений, существует высокая корреляция между изменениями баланса массы ледников и региональными летними температурами [Shahgedanova et al., 2011; Osipov, Osipova, 2014]. Согласно полученным данным интенсивность поставки талых вод в приледниковые озера, прежде всего, зависит от скорости таяния ледников и летних температур воздуха.

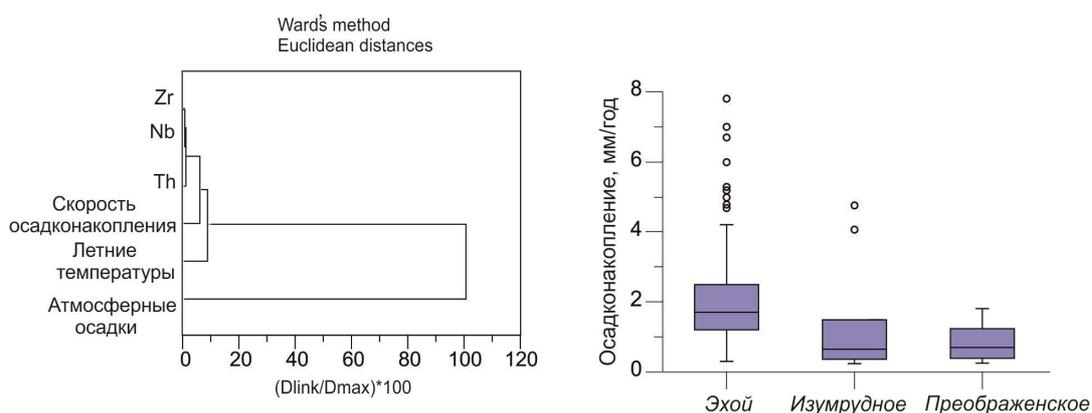


Рис. 5.1.3 Результаты кластерного анализа распределения некоторых элементов в донных осадках озера Эхой (РФА-СИ данные), региональная температура и атмосферные осадки (левая панель); рассчитанные скорости осадконакопления в озерах Эхой (Восточный Саян), Изумрудное (Байкальский хребет), Б. Преображенское (правая панель).

Поставку кластогенного материала в озеро талыми водами ледника можно описать двумя состояниями ледника. Первое состояние – ледник «стационарен» т.е. незначительно или совсем не меняется в своей площади. Предположительно за последние 110 лет ледник Перетолчина потерял 50–60 м своей мощности [Китов, Плюснин, 2011]. В этом состоянии ледника

происходит многократное размывание и переотложение пород водосбора без добавления «нового» материала, т.к. идет процесс химического выветривания, хотя и в сильно редуцированном виде. Вероятнее всего, маркерами этого состояния являются элементы второй группы. Второе состояние – ледник «подвижен – наступление», в этом состоянии идет интенсивное формирование «нового» материала за счет физического выветривания его ложа. В этих условиях распределение элементов первой группы наиболее близко «описывает» поступление в озеро тонкодисперсного материала, продуцированного ледниковой эрозией [Степанова и др., 2015а]. Схожие чередования «подвижного» и «стационарного» состояния ледника наблюдаются и в других горных районах Восточной Сибири [Арефьев, Мухаметов, 1996; Плюснин и др., 2008; Shahgedanova et al., 2011].

На данный момент имеются четыре хронологических «среза», для которых границы ледника Перетолчина были инструментально измерены: 1897–1906, 1963, 1982 и 2006–2008 гг. [Перетолчин, 1908; Максимов, 1965; Арефьев, 1996; Плюснин и др., 2008; Китов и др., 2009; Осипов и др., 2013]. Согласно этим наблюдениям, нижняя граница ледника в 1897–1906 гг. составляла ~2776 м над ур. м., в 2006–2008 гг. ~2925 м над ур. м. С ~1900 по 1963 гг. ледник отступил ~130 м вверх по склону, а с 1982 по 2008 гг. ~65 м (рис. 5.1.4).

В общих чертах, наши данные согласуются с этими реперными хроно-срезами положения нижней границы ледника. Согласно полученным летописям, мы предполагаем, что интенсивная деградация ледника началась после 1920 года. Основываясь на том, что в эти эпизоды изменения содержания элементов первой группы были не столь значительны, а биопродуктивность озера была высокой, мы предполагаем, что примерно до 1947 г. ледник интенсивно терял в своей мощности, но отступление его нижней границы было незначительным. Ледник начал интенсивно отступать с 1947 по 1970 гг., наиболее быстро этот процесс проходил ~1953–1970 гг.

(рис. 5.1.4). В целом, период с 1938 по 1970 гг. характеризуется существенной потерей ледником своих объемов и существенным редуцированием его границ.

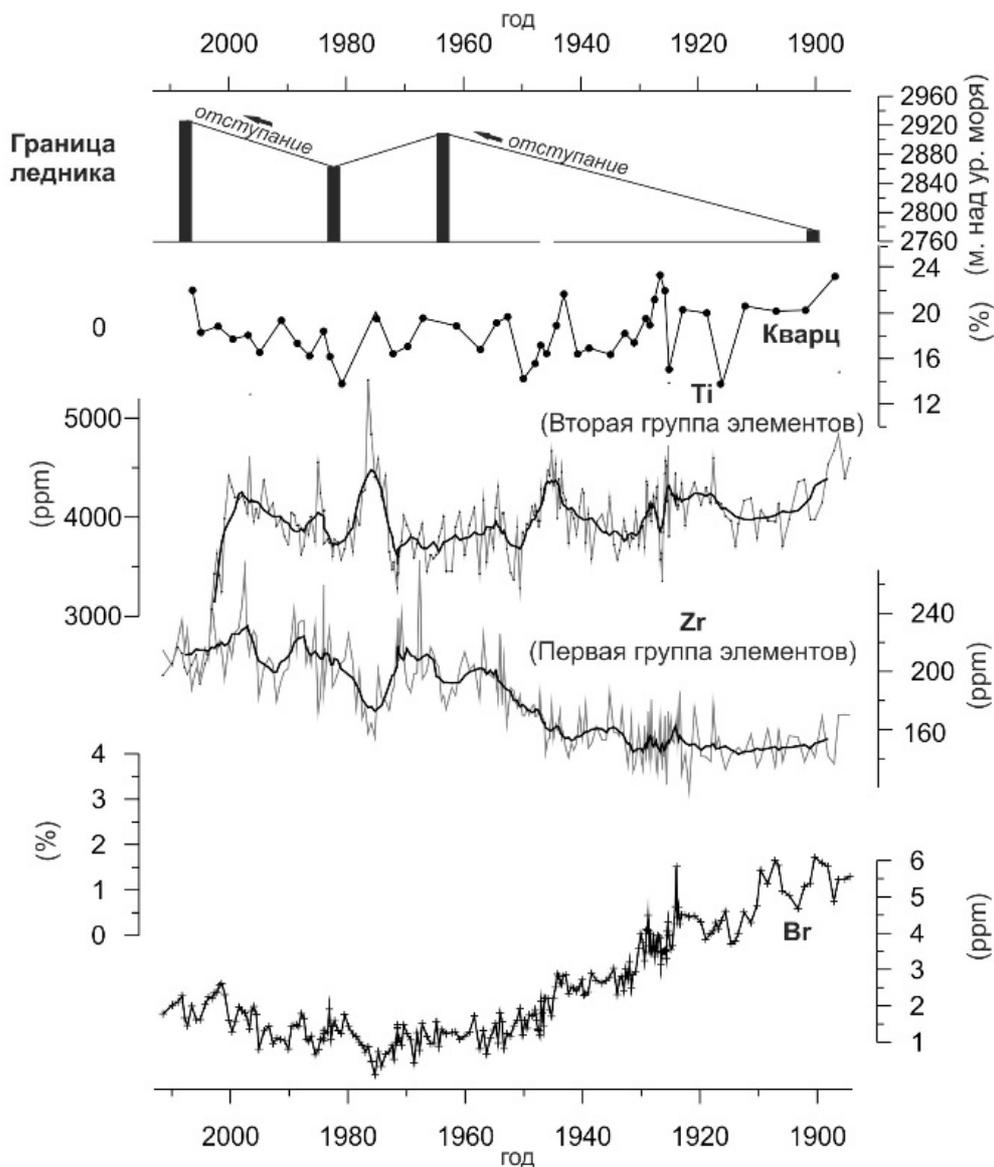


Рис. 5.1.4. Изменение положения нижней границы ледника Перетолчина в сравнении с распределением элементов 1,2,3 –групп.

Полевые наблюдения 1982 г. показали, что нижняя граница ледника была примерно на 42 м ниже, чем в 1963 г. [Арефьев, 1996]. Согласно нашим данным, в 1970–1980 гг. темпы отступления ледника заметно снизились (рис.

5.1.4). Следующий период устойчивой деградации ледника начался с 1980 по 2000 гг. [Степанова и др., 2015а].

5.2. Взаимоотношение биотических и абиотических параметров донных отложений прогляциальных озер

Развитие биоценозов высокогорных озер в значительной степени зависит от изменения климатических параметров [Marchetto, 1998; Sommaruga, Kandolf, 2014]. В течение последнего столетия многие озера испытывают антропогенную нагрузку. Например, широко известны процессы закисления озер в Северной Америке и Европе [Dillon et al., 1987; Battarbee et al., 2010]. В результате закисления происходят значимые изменения в видовом составе фитопланктона, бентосных беспозвоночных и рыб, что ведет к сокращению пищевой базы водоемов [Lacoul et al., 2011].

Выявлена прямая взаимосвязь между региональными выпадениями с атмосферными осадками сульфатов, нитратов и экологическими показателями водоемов [Bishop et al., 2008]. При этом фитопланктон наиболее чувствителен к изменению климатических параметров и уровню атмосферного загрязнения [Muri et al., 2006]. На основе изменения в донных осадках видового состава диатомовых водорослей возможна реконструкция уровня закисления и pH вод [Battarbee et al., 1984; Virks et al., 1990].

Изученные озера можно условно разделить на два типа. Первый тип – небольшие озера, примыкающие к леднику и питающиеся непосредственно талыми водами ледника. Второй тип – это озера с большими водосборными бассейнами, когда их питание происходит как за счет талых вод ледника, так и за счет атмосферных выпадений. Хотя это два разных типа озер, но их диатомовые летописи оказались во многом схожи. Отмечается устойчивый тренд на снижение численности диатомей с Малого ледникового периода к Современному потеплению (рис. 5.2.1). Это несколько неожиданный результат, т.к. климатические условия Современного потепления благоприятны для развития диатомей.

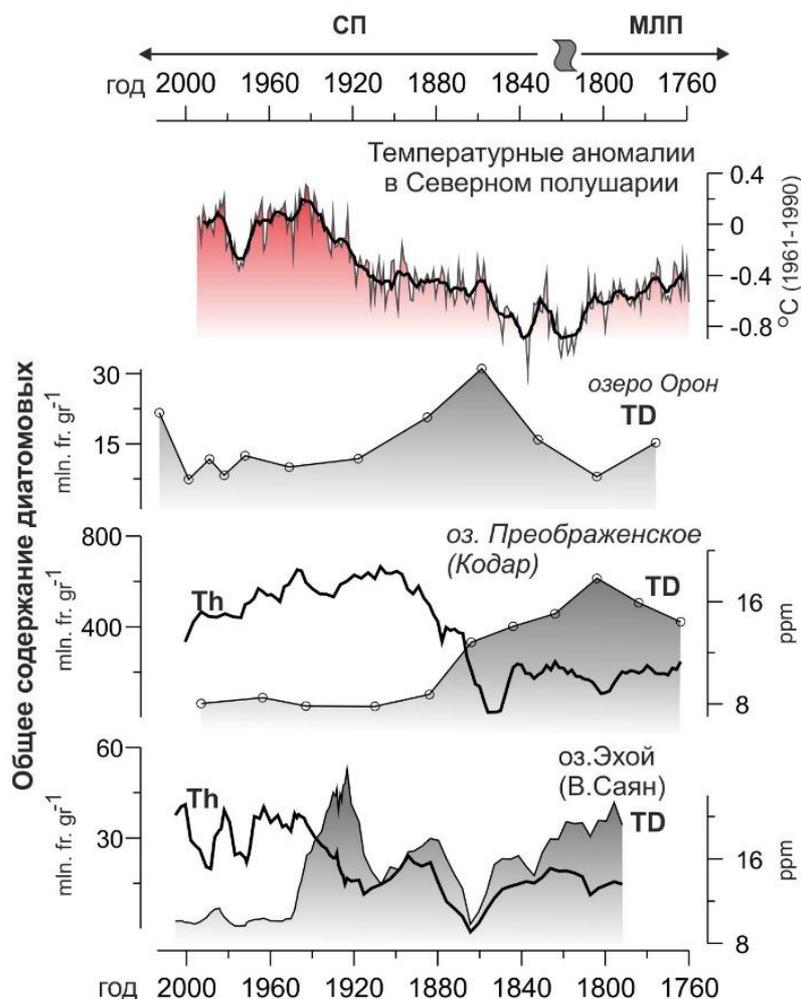


Рис. 5.2.1. Обратная зависимость между распределением диатомей (TD-серая заливка), поступлением тонкодисперсного материала (выраженного через содержание Th) в приледниковые озера, и глобальными изменениями температур от Малого ледникового периода (МЛП) до Современного потепления (СП) [Vorobyeva et al., 2015].

Известно, что в результате изменений состава воды может происходить частичное или полное замещение одних диатомовых видов другими [Ruth, 1977; Potarova et al., 2004; Kelly et al., 2008; Генкал и др., 2011]. Однако этого не наблюдается в малых озерах первого типа, и мы предполагаем, что основным фактором, определяющим развитие фитопланктона этих озер, является мутность воды. Когда большое количество взвешенного тонкодисперсного кластогенного материала оказывает негативное влияние на

развитие диатомей. При этом интенсивность поставки терригенного материала в озеро находилась в прямой зависимости от динамики таяния ледников.

Отклик фитопланктона озер второго типа более сложен. Например, в озере Орон (Кодарский хр.) за последние 14 лет проявился отчетливый тренд снижения видового разнообразия фитопланктона, и количество таксонов снизилось в 2 раза. В настоящее время *Gloeocapsopsis chroococcoides*, *Bitrichia chodatii*, *Dinobryon korshikovii* и другие виды, типичные для горных озер Северного полушария, исчезли из планктона оз. Орон [Федотов и др., 2016]. Определено, что в 1950–1985 гг. произошло частичное замещение *Cyclotella*-complex видами *Aulacoseira lirata*, *A. italica*, *Tabellaria flocculosa*. Диатомеи *Cyclotella*-complex начали деградировать, начиная с 1880-х годов [Vorobyeva et al., 2015, Федотов и др., 2016]. Эта деградация проходила на фоне высоких летних региональных температур (рис. 5.2.1), и, вероятнее всего, в течение 1880–1958 гг. ледники и снежники Кодара начали более интенсивно таять. Можно предположить, что драматическое снижение количества диатомовых после 1990-х годов в озерах второго типа было вызвано интенсивным притоком талых вод, обедненных питательными компонентами.

На основании выше сказанного можно сделать следующие выводы:

1. В распределении элементного состава проанализированных кернов выделяются геохимические группы элементов (Br, Cu, U, Mo) являющихся маркерами биогенной продуктивности озер и имеющих высокую корреляцию с распределением биогенного кремнезема, органического углерода и планктонных диатомей. Увеличение содержания Ca, K, Ti, Fe и Mn отображает поступление кластогенного материала в озеро, когда ледник находится в «стационарном» положении без интенсивного смещения его переднего края. Высокие содержания Rb, Sr, Zr, Nb, Y и Th, как правило,

ассоциируются с началом «движения» ледника, развитием процесса ледниковой экзарации его ложа, и изменениями в летних температурах.

2. Наблюдается отчетливая обратная взаимосвязь между интенсивным движением ледника и биопродуктивностью прогляциальных озер. В прогляциальных озерах, наполнение озер тонкодисперсным веществом – «ледниковым молоком» увеличивает мутность его вод, что существенным образом угнетает его биологическую продуктивность. В удаленных от ледников озерах поставка низкоминерализованных талых вод также негативно сказывается на их биопродуктивности.

Глава 6. РЕКОНСТРУКЦИЯ ДИНАМИКИ ЛЕДНИКОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН–ГОЛОЦЕНОВЫЙ ПЕРИОД.

6.1. Реконструкция дегляциации ледников последнего оледенения плейстоцена

На сегодняшний день инструментально датированные возрастные оценки моренных комплексов, расположенных в непосредственной близости от Байкала немногочисленны. В долине р. Тья ледниковые отложения старше 50 тыс. л. (Beta 90272) [Back et al., 1998]. Возраст отложений в районе г. Северобайкальска, определенных термолюминесцентным методом, оказался 154–250 тыс. л. [Budaev, 2008]. В долине р. Кичера ледниковые отложения перекрыты аллювиальными осадками датируемые 34 тыс. л. (Beta 9635) [Back et al., 1998], вторая конечноморенная гряда в долине этой реки имеет возраст 34,3 тыс. л. [Кононов, 2014]. В долине р. Рель датированы отложения моложе 25 тыс. л. (СОАН 829) [Мац и др., 2001]. В долине р. Фролиха эти отложения перекрыты палеопочвами возраста 11 тыс. л. (Beta 90271) [Back et al., 1998]. На Северном Байкале конечные морены местами террасированы и слагают I–VI байкальские террасы [Мац и др., 2001]. Представленные в таблице 4 возрастные оценки указывают, что 20 и 35–40 м террасовые уровни у м. Лударь и м. Гуликан, соответственно, имеют возраст свыше 50 тыс. л. Датировка костного материала (нерпа) и углей, залегающих совместно с керамическими обломками в подпочвенном прослое берегового склона села Байкальское (Северный Байкал) показала, что возраст этой стоянки древнего человека составляет 7,1–7,7 тыс. л.

Неоднозначна возрастная оценка времени формирования конечной морены Томпудинского ледника. Так, согласно [Мац и др., 2001] линза торфа в морене на мысе Омагачан имеет возраст $>39,2$ тыс. л. (СОАН-1626), а торфяной прослой в этой же морене на мысе Оргокон имеет возраст 9,8 тыс. л. (СОАН-4266) [Krivonogov et al., 2004]. При этом расхождение дат объясняется попаданием торфа в морену при вторичном перераспределении

моренного материала, при вытаивании погребенного льда в каргинский и голоценовый периоды, и делается предположение, что возраст морены старше каргинского [Krivonogov et al., 2004].

Полученные нами результаты как по торфяному прослою, так и по единичным органическим включениям в Томпудинской морене на мысах Омагачан и Оргокон дают схожий временной диапазон 8,5–10,2 тыс. л. (табл. 4). Однако структурное взаимоотношение торфяного прослоя, когда нижняя его граница плотно облегает неровности подстилающего моренного субстрата, указывает, что данный торфяной прослой формировался в условиях мелководного водоема (рис. 6.1.2). Вероятнее всего, формирование Томпудинской морены шло в два этапа. Первый этап формирования маломощного слоя ледниковых отложений, вероятно, произошел вследствие так называемого потепления Бёллинг–Аллерёд. Затем, в эпизод похолодания (Поздний Дриас) около 11,8–12,4 тыс. л. н. сформировались сингенетические озерно-болотные торфяные отложения. Основная толща моренных отложений сформировалась позже, примерно, 9–11 тыс. л. н. и перекрыла торфяные отложения (рис. 6.1.1). О многостадийном и продолжительном механизме формирования морен говорит и разрез м. Гуликан, представленный переслаивающимися ледниковыми отложениями возрастом более 50 тыс. л. н. (рис. 6.1.2).

Таким образом, полученные данные указывают на то, что сартанское оледенение было по своим масштабам более значительным, чем это считалось ранее, и, по крайней мере, Томпудинский ледник достигал береговой зоны Байкала.

Хотя, видимо, ледники западного побережья Байкала были не столь мощные. Так, результаты изучения молекулярно-генетической эволюции хариуса, изолированного в озере Гитара, расположенного на удалении 3 км от ледника горы Черского (Байкальский хребет) показывают, что географическая изоляция этой популяции произошла не позже 160 тыс. л. н., и после этого временного рубежа данный ледник не достигал оз. Гитара

[Sukhanova et al., 2016]. На асимметричность масштаба оледенения плейстоцена на разных бортах Байкальской впадины указывают ряд авторов [Back et al., 1998; Мац и др., 2011].

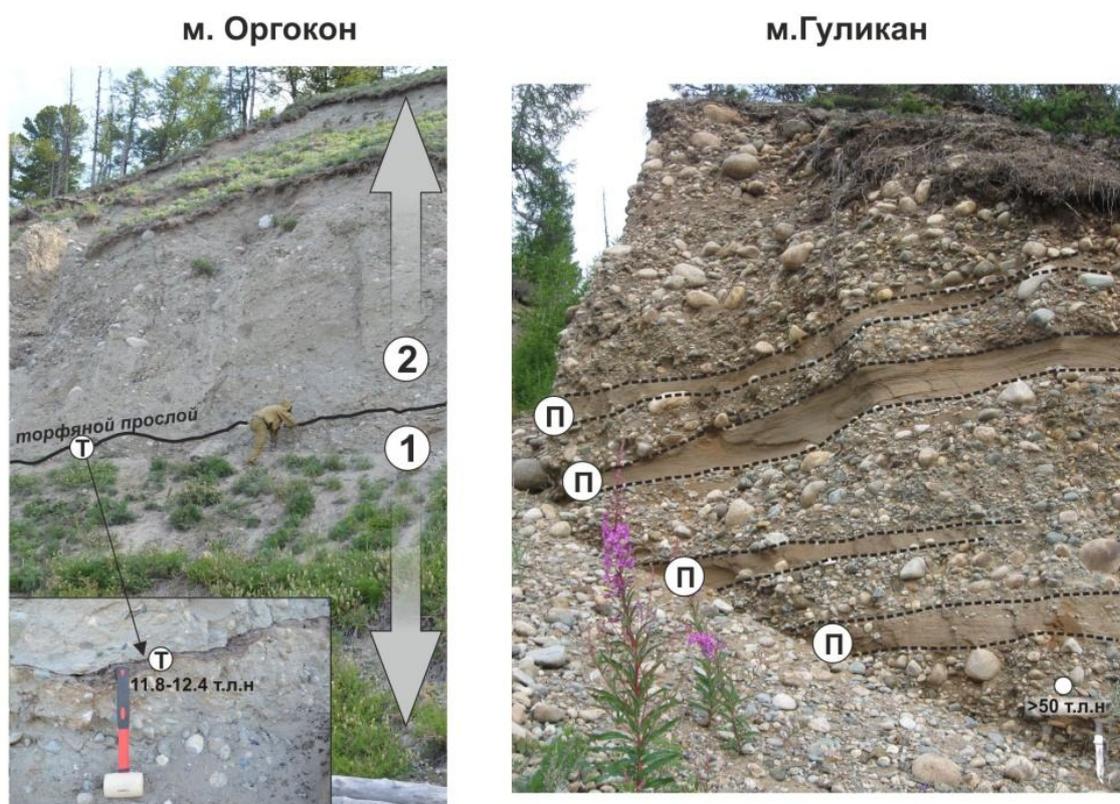


Рис. 6.1.1. Структура разновозрастных ледниковых отложений Томпудинской морены на м. Оргокон и м. Гуликан. Т–Торфяной прослой, маркирующий два этапа (1, 2) выдвижения Томпудинского ледника, П–прослой мелкозернистого аллювия с косослоистой текстурой.

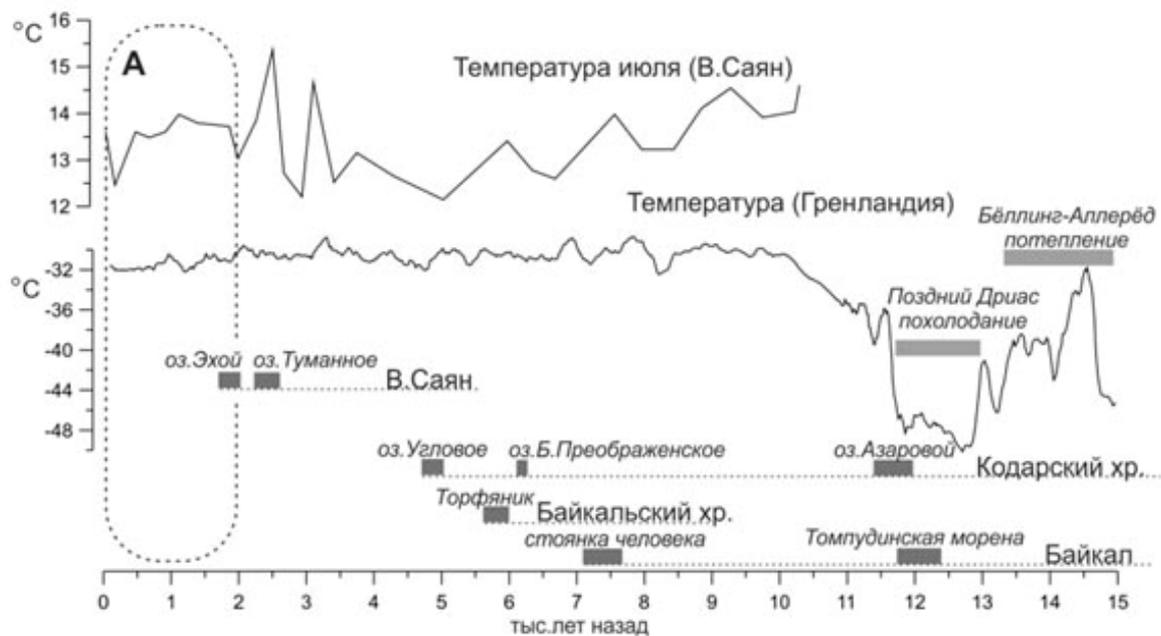


Рис. 6.1.2. Соотношение предельных возрастных оценок с температурами воздуха в Гренландии [Alley R.V., 2000], В. Саяне [Maskau et al., 2012], поле А – интервал на временной шкале в годах для температурных аномалий Кодарского хр. [PAGES2k Global 2,000 Year Multiproxy Database, www.ncdc.noaa.gov] и летних температурных аномалий в Европе [Luterbacher et al., 2016].

История формирования донных отложений оз. Азаровой также свидетельствует о том, что к переходу Поздний Дриас – голоцен горно-долинные ледники Кодарского хребта или стояли полностью, или сократились до размеров, близких к современным. Так, основание керна с оз. Азаровой уже сформировалось около 12 тыс. лет назад в условиях озерного седиментогенеза. При этом в озере существовала диатомовая жизнь, доминировали типичные для современных озер диатомеи *Cyclotella ocellata - tripartita* complex, хотя и в небольших количествах, до 8 млн/гр. сухого осадка. В противном случае, если бы ледник Азаровой выдвигался в долину р. Средний Саукан позже 12–13 тыс. л. н., он, несомненно, сдenuдировал бы эти озерные отложения. В Южном Байкале дегляциация ледников позднего плейстоцена произошла порядка 14 тыс. лет назад [Osipov, 2004].

Рассматривая изменения биогеохимического сигнала из озера Азаровой как летопись изменения окружающей среды за последние 12 тыс. лет, можно сделать следующие предположения. В глобальном масштабе, изотопные летописи из Гренландии и тропической части Тихого океана показывают, что рост температур при переходе от позднего плейстоцена к голоцену происходил на этих территориях 12–10 тыс. лет назад (рис. 6.1.4). Наиболее интенсивно эти температуры изменялись в Северной Атлантике. Значительного увеличения содержания маркеров биологической активности или поступления органического вещества в озеро (например, уран, бром, медь) и терригенной поставки (например, торий, рубидий), как можно было бы ожидать, не произошло (рис. 6.1.4).

Более контрастным был второй временной интервал с 10 до 6 тыс. лет назад. В это время наметилась тенденция к снижению температуры Тихого океана. Терригенные маркеры показывают незначительное увеличение поступления кластического материала, маркеры биопродуктивности озера (Br) также остались практически неизменными, но сильно возросло содержание маркеров органической составляющей (U). Вероятно, это можно объяснить поступлением аллохтонного органического вещества в озеро с последующей сорбцией на него урана. Можно предположить, что в этот интервал времени растительный покров получил большее распространение в высокогорной территории Кодара по сравнению с поздним плейстоценом. В результате развития растительного покрова эффективность водной эрозии горного обрамления водосборного бассейна озера понизилась, тем самым, даже если количество атмосферных осадков возросло, поступление кластического материала в озеро оставалось невысоким.

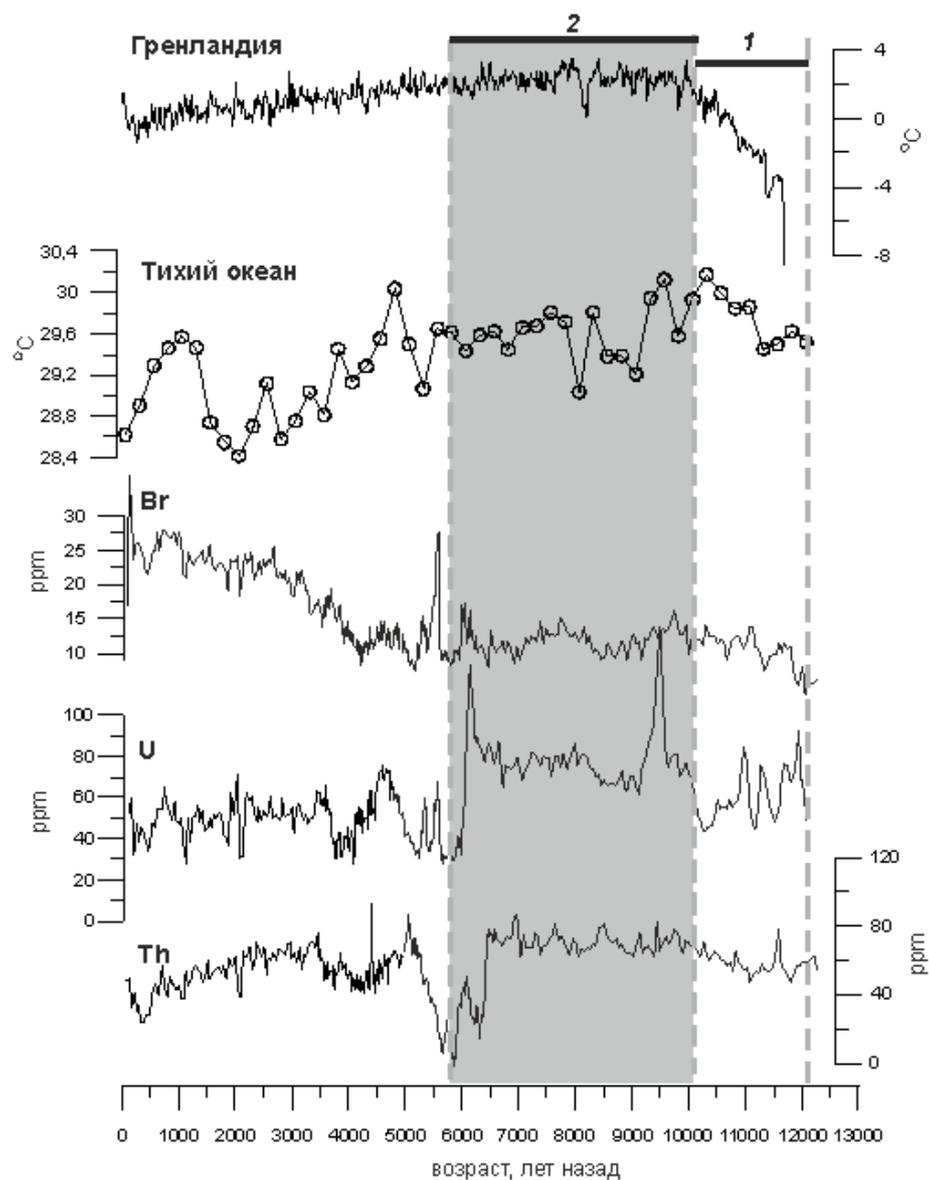


Рис. 6.1.4. Соотношение распределения маркеров поставки терригенного материала (Th), биопродуктивности (Br), органического вещества (U) с глобальными реконструкциями температур в тропической части Тихого океана [Stott et al., 2004] и Гренландии [Vinter et al., 2009]. 1, 2 – периоды перехода от позднего плейстоцена к первой половине голоцена.

На основе вышеперечисленного можно сделать выводы о том, что если основным источником аллохтонного терригенного материала являются талые воды ледников, то либо ледников, смежных с этими озерами не было в этот период, либо условия были неблагоприятными для их деградации.

6.2. Изменение условий формирования прогляциальных озер как отклик на изменения природной среды высокогорной зоны в голоцене

Интересен интервал формирования донных отложений в озерах Азаровой и Большое Преображенское около 5,8 тыс. лет назад. В этом временном окне формировался отчетливо видный Fe-Mn прослой – корка в 2,5 см мощности в оз. Азаровой. В оз. Б. Преображенское в это же время шло формирование схожего прослоя (рис. 6.2.1). Примечательно, что мощности этих слоев также оказались схожими (рис. 6.2.1). Формирование такого прослоя свидетельствует, что скорости осадконакопления резко замедлились. Снижение скоростей осадконакопления может быть объяснено низкой интенсивностью поступления терригенно-биогенного материала в акваторию этих озер. В условиях высокогорья Кодарского хребта это было вызвано снижением периода «открытой воды» этих озер в результате похолодания. Но, тем не менее, эти озера все равно лишались сезонного ледового покрова, и диатомовая жизнь развивалась в них, хотя и сильно редуцированная. Например, в этот период содержание планктонных видов диатомей было 59 млн ств./гр. сух. осадка, а в последующие периоды голоцена доходило до 500 млн ств./гр. сух. осадка в оз. Б. Преображенское. В озере Азаровой такое соотношение диатомей составляло 3 и 67 млн ств./гр. сух. осадка в эти периоды. В этих озерах доминирующим был комплекс диатомей *Cyclotella ocellata – tripartita*.

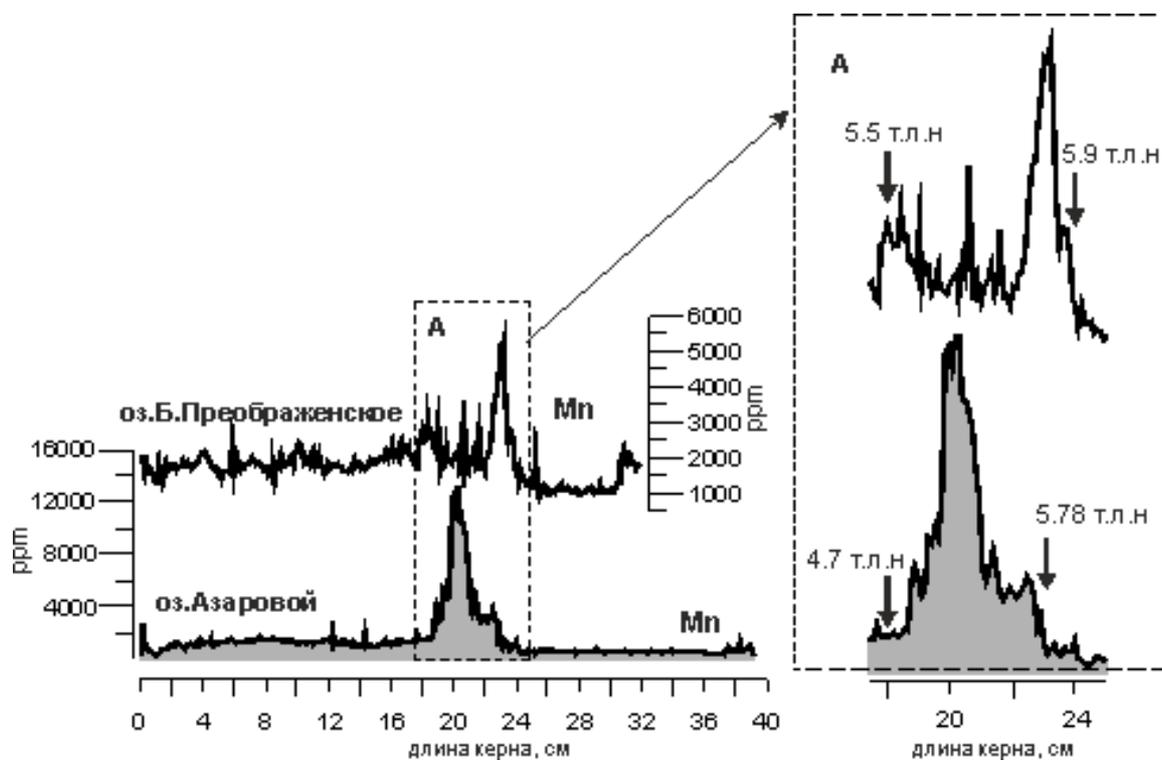


Рис. 6.2.1. Распределение Mn вдоль кернов из оз. Азаровой и Большое Преображенское. Врезка А – интервал формирования Fe-Mn корки, возрастные оценки даны в календарных годах.

Другим доводом, что озера не круглый год были покрыты льдом, является то, что в противоположном случае были бы сформированы восстановительные условия, и формирование подобных корок не было бы возможным.

В целом, вследствие этих низких скоростей осадконакопления, создается впечатление, что содержание геохимических компонентов высокое. Хотя если эти же распределения представить в виде потока вещества за единицу времени, то этот поток также будет низким на этом временном интервале.

На основании этой особенности литологического строения можно сделать предположение, что в региональном климатическом режиме был короткий эпизод похолодания, в результате чего период «открытой воды» на территории Кодара сократился до минимальной продолжительности (вероятно, не более месяца). На Байкале первый пик цветения диатомовых

водорослей также длится короткий промежуток времени «открытой» воды, конец мая – начало июня [Поповская и др., 1988; Бондаренко и др., 2007]. Следует отметить, что «глобальные» летописи однозначно не показывают такого резкого похолодания. Например, летописи из Гренландии не показывают сильных изменений температур Северной Атлантики около 5,4–6 тыс. л. н. (рис. 6.1.4). В то время как в этот период произошло кратковременное снижение температур в тропической части Тихого океана, места, где зарождаются Восточно-азиатские муссоны. Вероятно, причиной понижения летней температуры в Восточной Сибири явилось ослабление зональной циркуляции, когда осадки из Северной Атлантики и Тихого океана слабо проникали в центр континентальной Евразии. Геохронологически этот временной рубеж соответствует переходу от Атлантической к Суббореальной эпохе голоцена. О снижении уровня влагообеспечения в финальной части Атлантического периода свидетельствуют и другие летописи голоцена. Так, около 5,5 тыс. л. н. уровень Хубсугула (Северная Монголия) резко понизился, и из летописей практически полностью исчез один диатомовый вид *Cyclotella bodanica* [Fedotov et al., 2004], в Северной Америке начали формироваться прерии, т.е. произошли негативные изменения в циркуляции Северной Атлантики [Bond et al., 2001]. В Восточно-азиатских летописях также отмечается снижение активности Восточно-азиатского муссона [Selvaraj et al., 2007]. Таким образом, произошло ослабление главных источников влагопереноса в эту часть Евразии с Северной Атлантики и Восточно-азиатского муссона.

Начиная с 5,2 тыс. л. н. в озере Азаровой полностью поменялся тип осадконакопления, начали формироваться биогенно-терригенные илы с высокой долей диатомовых водорослей (рис. 6.2.2).

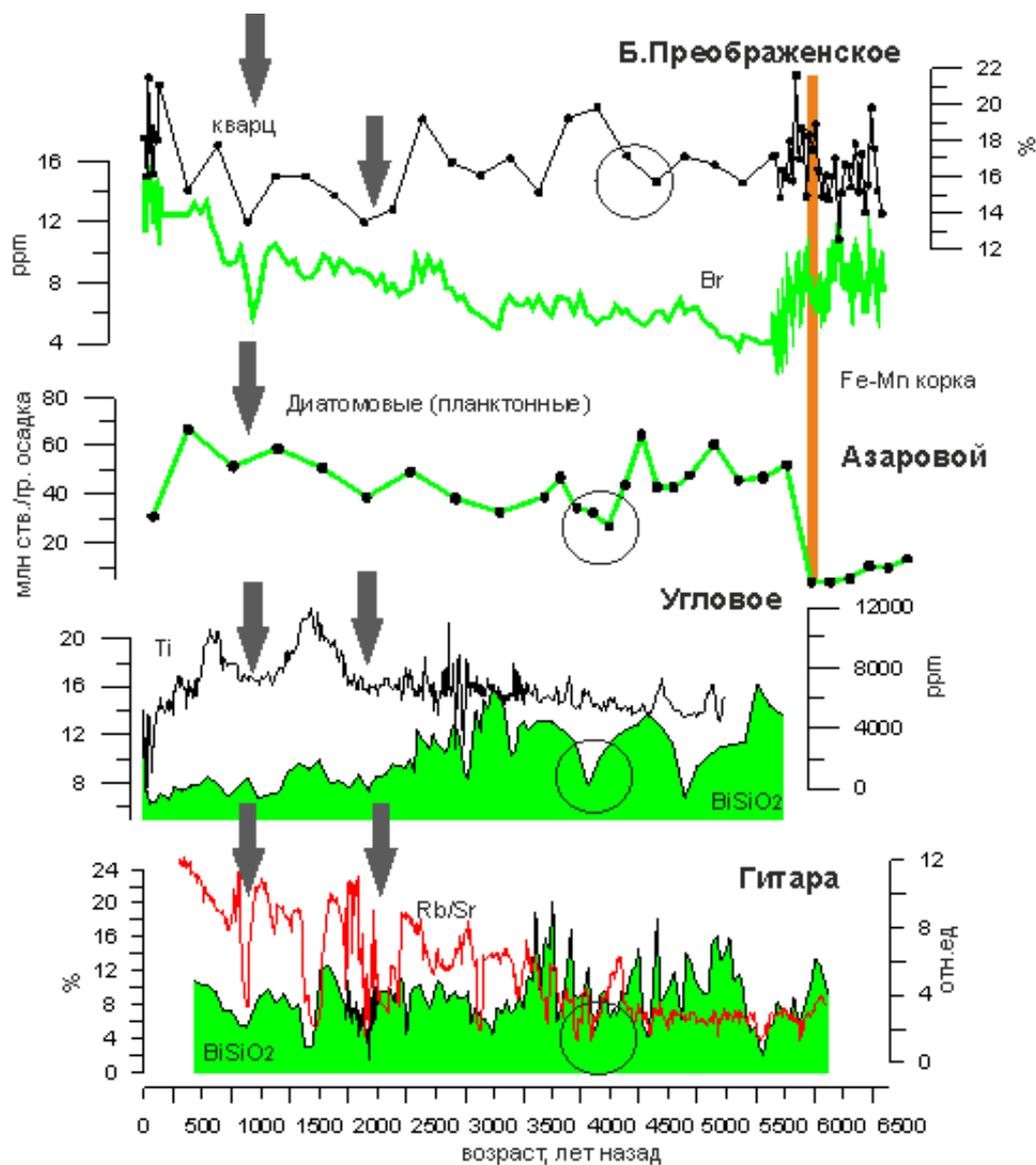


Рис. 6.2.2. Распределение биогенно-геохимических и минералогических маркеров в кернах из озер Байкальского и Кодарского хребтов. Круг – период аридизации, широко проявленный в разных региональных палеолетописях Северного и Южного полушария. Стрелки – Римский климатический оптимум (около 2 тыс. л. н.) и Средневековое потепление (около 1 тыс. л. н.).

По-прежнему преобладающими видами были диатомеи комплекса *Cyclotella ocellata - tripartita* complex. Также отмечается устойчивый тренд на увеличение биопродуктивности оз. Большое Преображенское (рис. 6.2.2). В озерах Гитара и Угловое высокая биопродуктивность была около 5–3,2 тыс. л. н.

Следует отметить, что в эти периоды высокой биопродуктивности низкие значения кластогенных маркеров показывают, что привнос терригенной составляющей был низким. На основе высокого содержания маркеров биологической продуктивности (биогенного кремнезема, брома, планктонных диатомей) можно предположить, что период с 5,2–3,2 тыс. л. н. характеризуется высокой биопродуктивностью озер Гитара, Угловое, Азаровой (рис. 6.2.2).

Интервал 5,2–3,2 тыс. л. н. соотносится с суббореальным периодом голоцена, сочетание высокой биопродуктивности озер с низкой долей аллохтонной составляющей позволяет сделать предположение, что в регионе этот период характеризовался пониженным влагообеспечением территории. На это указывают отчетливые тренды в снижениях температур Северной Атлантики и тропической части Тихого океана (рис. 6.1.4). Примечателен период аридизации около 4–4,5 тыс. л. н., широко представленный в региональных палеолетописях Северного и Южного полушарий [<https://www.nature.com/articles/srep27723>]. В наших палеолетописях в схожих временных интервалах отмечается резкое кратковременное снижение показателей биопродуктивности озер (рис. 6.2.2). Исходя из этого, можно сделать предположение, что этот период голоцена также по климатическим параметрам не способствовал формированию ледников в южной части Восточной Сибири.

Начиная с трех тыс. л. н., отмечается устойчивый тренд повышения содержания терригенной составляющей в донных отложениях (рис. 6.2.2) как следствие увеличения влагообеспечения территории. Вероятнее всего, летние температуры в регионе также понизились вслед за снижением температур в Северном полушарии [https://lv-twk.oekosys.tu-berlin.de/project/lv-twk/images/pdfs/2009-Seppae-et-al_cp-5-523-2009.pdf]. Хотя полученные летописи регистрируют аридизацию климата, хронологически совпадающей с периодами так называемых потеплений – Римским климатическим оптимумом (около 2 тыс. л. н.) и Средневековым потеплением (около 1 тыс.

л. н.). В эти эпизоды поступление аллохтонного материала снижалось, особенно контрастно – в оз. Гитара (рис. 6.2.2).

В целом, этот временной интервал 0–3 тыс. л. н. по климатическим параметрам был подходящим для формирования ледников, которые мы наблюдаем сейчас. Хотя возникает вопрос – хватило ли этим ледникам запаса ледниковой мощности, чтобы полностью не растаять в течение более резких и более продолжительных, чем Современное потепление, эпизодов повышения как глобальных, так и региональных летних температур около 2,5–3 тыс. л. н. (так называемый Римский оптимум (~80-е гг. до н. э. – 250 гг. н. э.) и потепление Средневековья (~750–950 гг.)) (рис. 6.2.3).

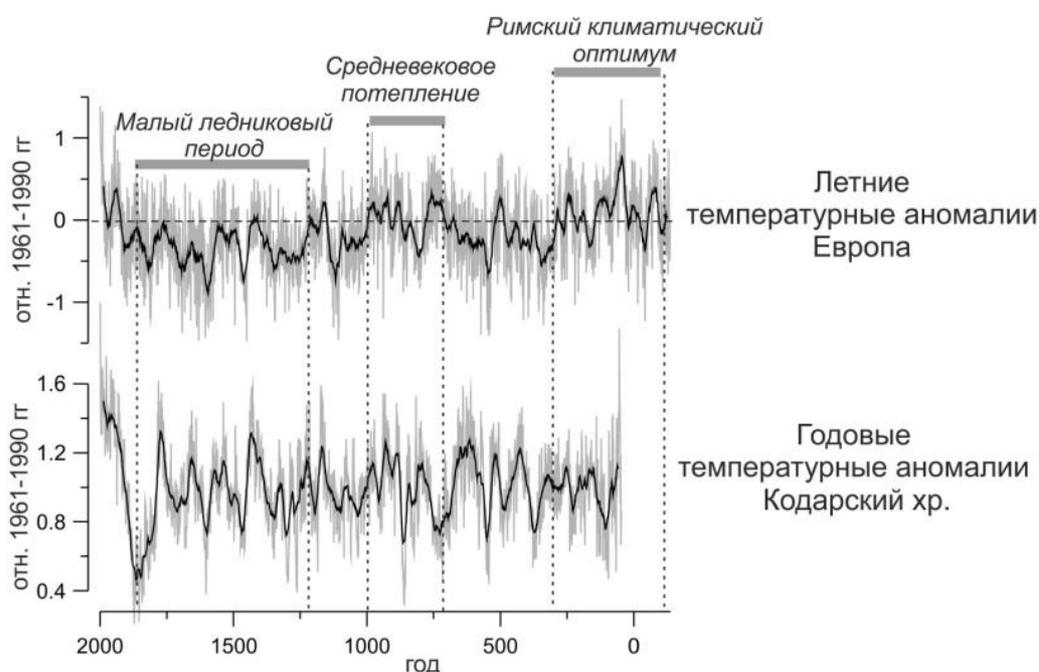


Рис. 6.2.3. Интервал на временной шкале в годах для температурных аномалий Копенгагенского хр., [PAGES2k Global 2,000 Year Multiproxy Database, www.ncdc.noaa.gov] и летних температурных аномалий в Европе [Luterbacher et al., 2016].

С другой стороны, доказательством того, что современным ледникам не предшествовали другие ледники, является то, что маркеры внешней границы ледника – конечные моренные валы, которые могли свидетельствовать о границах ледника, существенно отличных от

современных, не обнаруживаются визуально как между изученными озерами и ледниками, так и погребенные морены в теле ледников Восточного Саяна по данным геофизических исследований [Kitov et al., 2015]. Вероятнее всего, современные ледники сформировались в течение Малого ледникового периода.

6.3. Динамика ледников в Малый ледниковый период и в Современное потепление

На рис. 6.3.1 представлены данные сравнения элементного состава отложений с региональными климатическими параметрами (1900–2010 гг.) и с инсоляцией в Северном полушарии [Steinhilber et al., 2009] за последние 210 лет. Тренд изменения летних температур в Восточной Сибири был более контрастным, но в основном схож с изменениями температур в Европе (рис. 6.3.1). Наиболее высокие скорости осадконакопления (среднее значение 1,8 мм/год) были получены для озера Эхой, несмотря на то, что ледник Перетолчина имеет северную экспозицию, в то время как среднее значение для озера Изумрудное и Преображенское составило около 0,5 мм/год (рис. 5.1.3 в главе 5). Это означает, что скорость таяния ледника Перетолчина была выше по сравнению с другими проанализированными ледниками Восточной Сибири. Это несколько неожиданно, потому что ледник Перетолчина расположен на большей высоте (2937–3490 м над ур. м.) и температура воздуха здесь должна быть ниже, чем в других районах исследования из-за высотного эффекта. Баланс массы ледников, расположенных на высоте 2800–3000 м над ур. м., должен быть положительным, и изменение толщины может меняться в диапазоне от 0 до 20 м [Paul, Haeberli, 2008; Machguth et al., 2012].

Объяснением высоких скоростей деградации ледника Перетолчина может быть солнечная радиация, уровень которой больше в Восточном Саяне, чем на Байкальском и Кодарском хребтах. Так, общая годовая солнечная инсоляция в Восточном Саяне составляет около 5200 мДж/м², а

для Байкальского и Кодарского хребтов около 3800 мДж/м² [Атлас Забайкалья, 1967; Байкал (атлас), 1993]. Продолжительность общей

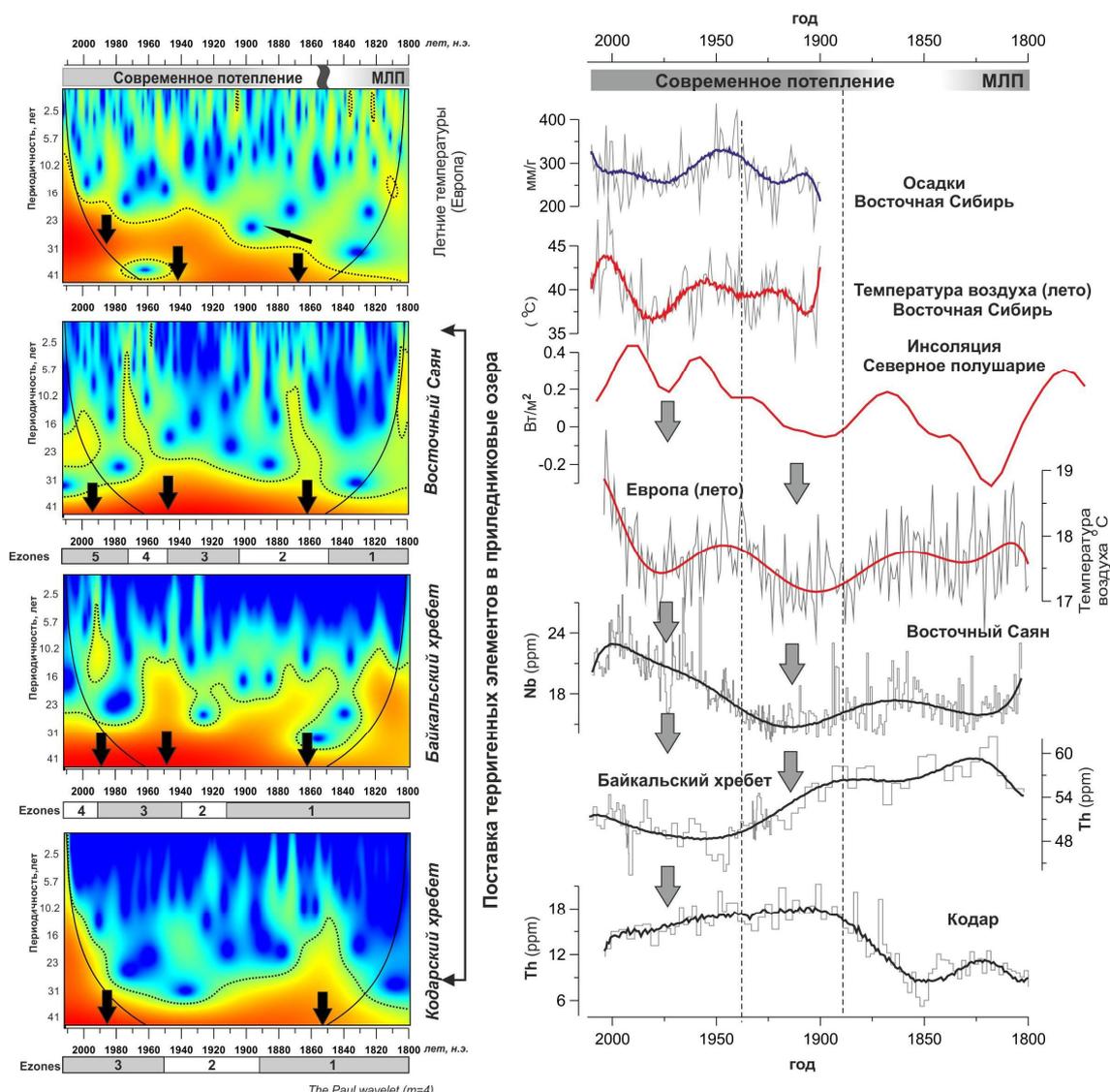


Рис. 6.3.1. Левая панель – периодичность поступления терригенного материала на основе вейвлет преобразования. Серые стрелки – проявление короткопериодических колебаний в изменениях летних температур. Правая панель – связь между содержанием элементов первой группы в прогляциальных озерах, инсоляцией в Северном полушарии и региональными климатическими параметрами [<http://climate.geog.udel.edu>], серые стрелки – эпизоды уменьшения летних температур, вертикальные пунктирные линии – три периода в динамике ледников за последние 210 лет.

солнечной радиации для Восточного Саяна составляет около 2240 часов/год, для Байкальского хребта – 1950 часов/год, и для Кодарского хребта – 1880 часов/год [Справочник, 1966]. Liu и соавторы [2009] считают, что влияние глобального повышения температуры более выражено на более высоких отметках, чем на более низких высотах.

Результаты вейвлет-анализа летних температур воздуха в Европе [Хорлаку et al., 2005] свидетельствуют о том, что короткопериодические колебания постепенно возрастают с начала Современного потепления по настоящее время (рис. 6.3.1). В изменении содержаний элементного состава также наблюдались короткопериодические колебания в поступлении кластогенных элементов в прогляциальные озера Эхой и Изумрудное во время Современного потепления (рис. 6.3.1). Было три эпизода, когда и в Европе, и в Восточной Сибири эти осцилляции доминировали – 1860, 1950 и 1990 гг. Эти эпизоды характеризуют изменения баланса массы ледников и увеличение летних температур воздуха. Для последних 210 лет можно выделить три периода в динамике изученных ледников.

Первый период с 1800 по 1890 гг.

Согласно реконструкции глобальной температуры в Северном полушарии, переход от Малого ледникового периода к периоду Современного потепления характеризовался резким увеличением годовой температуры около 1850–1860 гг. [Huang, 2004; Moberg et al., 2005; Osborn, Briffa, 2006]. Большинство горных ледников и небольших ледниковых шапок в целом начали отступать в конце Малого ледникового периода [IPCC 2001, 2007]. С начала Малого ледникового периода ледники потеряли около 50% площадей на Алтае и Кодарском хребте [Osipov, Osipova, 2014; Осипов, Осипова, 2015; Ganyushkin et al., 2015]. За прошедшие 110 лет площади многолетних снежников в Кузнецком Алатау (Западная Сибирь) уменьшилась на 90% [Adamenko et al., 2015].

Поставка суспензионного материала с талыми водами ледника Перетолчина в озеро Эхой (Восточный Саян) не была интенсивной вплоть до

1850 года, а в озеро Преображенское (Кодарских хребет) – вплоть до 1875 г. Кроме того, отклик Кодарских ледников в этом интервале был более интенсивным, чем отклик ледника Перетолчина (рис. 6.3.1). Максимальное таяние ледников Кодарского хребта произошло в 1900 году. Скорость поступления талых вод в озеро Изумрудное (Байкальский хребет) была высокой в течение Малого ледникового периода и уменьшилась при переходе от Малого ледникового периода к Современному потеплению (рис. 6.3.1). Это связано с высоким уровнем выпадающих атмосферных осадков на этой территории. Это вполне вероятное объяснение, поскольку, в период с 1970 по 2010 гг. наибольшее количество осадков в Восточной Сибири было зарегистрировано именно на метеостанции п. Нижнеангарск [Osipov, Osipova, 2014].

Второй период с 1890 по 1940 гг.

Этот период характеризуется уменьшением инсоляции и летней температуры в Европе и Восточной Сибири (рис. 6.3.2). В результате этого поступление талых вод в озера Изумрудное и Эхой резко уменьшилось, а для озера Преображенское стало умеренным. Даже резкое увеличение региональных атмосферных осадков в 1910–1920 гг. не повлияло на увеличение поступления кластогенного материала в прогляциальные озера (рис. 6.3.1). Это показывает, что региональный баланс массы ледников был, положительным. Для некоторых ледников, расположенных в горах Тянь-Шаня, также наблюдался положительный баланс массы в течение 1905–1940 гг. [Liu, Nan, 1992].

Третий период с 1940 по настоящее время.

Этот период совпадает с глобальным увеличением температуры поверхности в Северном полушарии [Rayner et al., 2003; Wilson et al., 2007]. Согласно исследованиям [Stocks et al., 2013], открытая поверхность Сыгыктинского ледника и ледника Колосова (Кодарский хребет),

уменьшилась на 45% и 36%, соответственно, в период с 1963 по 2010 гг., при этом наибольшие потери произошли с 1995 г. и составили 41% и 25%.

Однако, изменения элементного состава не показали резкого увеличения поступления кластогенного материала в озеро Большое Преображенское в течение последних 50 лет, кроме того, интенсивность этой поставки уменьшилась (рис. 6.3.1). Это несоответствие можно объяснить уменьшением площадей распространения этих ледников (в 1963 г. она составляла 0,6 км² и 0,33–0,38 км² в 2010 г.) и покрытием части ледников обломками горных пород. В результате этого площадь абляции ледников, а так же поставка талых вод в озеро уменьшились. Согласно нашим данным, эти ледники умеренно таяли в этот период.

Ледник горы Черского (Байкальский хребет) показывал минимальные изменения его границ распространения по сравнению с ледниками Кодарского хребта и Восточного Саяна с конца Малого ледникового периода по 2011 г. [Osipov, Osipova, 2014]. Поступление талых вод в озеро Изумрудное постепенно увеличивается в течение третьего периода. Предполагается, что влияние покрытия открытой части льда обломками горных пород было минимальным, и уменьшение ледника происходило за счет уменьшения его толщины, а не уменьшения его границ распространения. Кроме того, увеличение твердых атмосферных осадков (снег, град) в последние десятилетия (особенно с начала 1990-х годов), является объяснением более умеренного сокращения площади ледника горы Черского (Байкальский хребет) [Osipov, Osipova, 2014].

Ледник Перетолчина (Восточный Саян) демонстрировал высокие скорости таяния и изменения его границ. Согласно полевым наблюдениям, нижняя граница ледника находилась на высоте 2776 м над ур. м. в 1990 г. [Перетолчин, 1908], 2860 м над ур. м. – в 1980 г. [Арефьев, Мухаметов, 1996], и 2920 м над ур. м. – в 2006 г. [Осипов и др., 2013]. Согласно нашим данным, таяние ледников наиболее интенсивно происходило 1958–1973 гг. и в 1990–2002 гг. (рис. 6.3.1). Подобное резкое отступление ледников происходило в

юго-западной части Китая в 1970–2007 гг. [Li et al., 2011]. Кроме того, согласно данным дистанционного зондирования Земли, общая площадь прогляциальных озер в Тибетском нагорье увеличилась на 29,7% с 1970 по 2000 гг. [Song et al., 2014]. Однако общий баланс массы некоторых ледников, расположенных в горном Алтае, даже несколько увеличился в период с 1990 по 1998 гг. [WGMS, 2011]. Скорость таяния ледника Перетолчина резко уменьшилось с 2002 г., хотя всё ещё остается высокой. Подобное уменьшение поступления кластогенного материала в озера Изумрудное и Преображенское происходило также с 2000 г. Уменьшение таяния ледников также наблюдалось и в других частях Центральной Азии с 2000-х годов. Общее количество приледниковых озер уменьшилось на 45% в Центральном Китае и Непале (Гималаи) [Shijin, Тао, 2014]. Изменение элементного состава донных отложений озера Эхой наиболее тесно коррелирует с изменением инсоляции и летних температур воздуха в Европе и Восточной Сибири. Согласно нашим данным, за последние 210 лет ледник Перетолчина был наиболее подвержен влиянию летних температур воздуха и, соответственно, таял более интенсивно, по сравнению с ледниками горы Черского, Сыгыктинским и Колосова. Этот результат противоречит данным инвентаризации ледников на основе спутниковых снимков [Osipov, Osipova, 2014]. Это противоречие можно объяснить ошибками в вычислении площади ледников вследствие их экранирования обломками горных пород. Поэтому оценка динамики ледников, учитывающая сток талых вод в прогляциальные озера, является более информативной и имеет высокое временное разрешение [Stepanova et al, 2015].

Диатомовая летопись Орона показывает, что за последние 25 лет численность диатомовых водорослей стала экстремально низкой за все время наблюдений, а за последние десятилетия из озера исчезла рыба [Федотов и др., 2016]. Предположительно, дегляциация ледников Кодара повлияла на развитие диатомей в озере Орон, являющимся своеобразным «бассейном - аккумулятором», вмещающим талые воды ледников. Водосборные бассейны

притоков Орона расположены в высокогорной части Кодарского хребта (2500–2800 м над ур. м.), где располагаются ледники, снежники и часты выпадения снега в летнее время [Преображенский, 1960; Каталог, 1972; Пластинин, 1993; Stokes et al., 2013; Osipov, Osipova, 2014]. Величина рН Кодарских ледников и снега равна 5,2-6,2. В начале 2000-х годов величина рН рек Култушная и Половинка снизилась по сравнению с 1949 г. Отметим, что диатомеи начинают строить свои створки, если уровень растворенного кремния в воде больше 0,2 мг/л [Wetzel, Likens, 1991]. Между тем, содержание растворенного кремния (0,18-0,78 мг/л) в талой воде ледников и снежников зачастую близко к этому лимиту [Чебыкин, Осипов, 2010]. Низкое содержание питательных веществ (в частности кремния) и низкое рН в Ороне могло быть, вероятнее всего, индуцировано поставкой ультрапресных талых вод ледниками, снежниками и сезонным снежным покровом, когда интенсивность их таяния была высокой.

Согласно глубинно-возрастной модели кернов, донные отложения формировались в течение Малого ледникового периода и Современного потепления. Результаты диатомового анализа показывают, что диатомовые более успешно развивались в течение МЛП, чем в СП. Палеоклиматические реконструкции показывают, что в Восточной Сибири температура воздуха в МЛП была на 1,5–2 °С ниже по сравнению с 1961–1990 гг., [Briffa et al., 2001; Osborn, Briffa, 2006]. Вероятнее всего, в условиях Кодарского хребта этот градиент был еще больше, и ледники и снежники имели положительный баланс в течении МЛП. Согласно нашим данным наблюдается уменьшение численности диатомей, и в частности *Cyclotella ocellata-tripartita* complex, начиная с 1880-х годов, на фоне высоких летних региональных температур (рис. 6.3.2). Этот сценарий можно проиллюстрировать взаимоотношением между климатическими параметрами и диатомовыми сообществами в 1960–1980 гг. В это время наблюдалось снижение летних температур, но количество атмосферных осадков было высоким, и, в горах они чаще всего выпадали в виде снега. Как результат этих климатических условий,

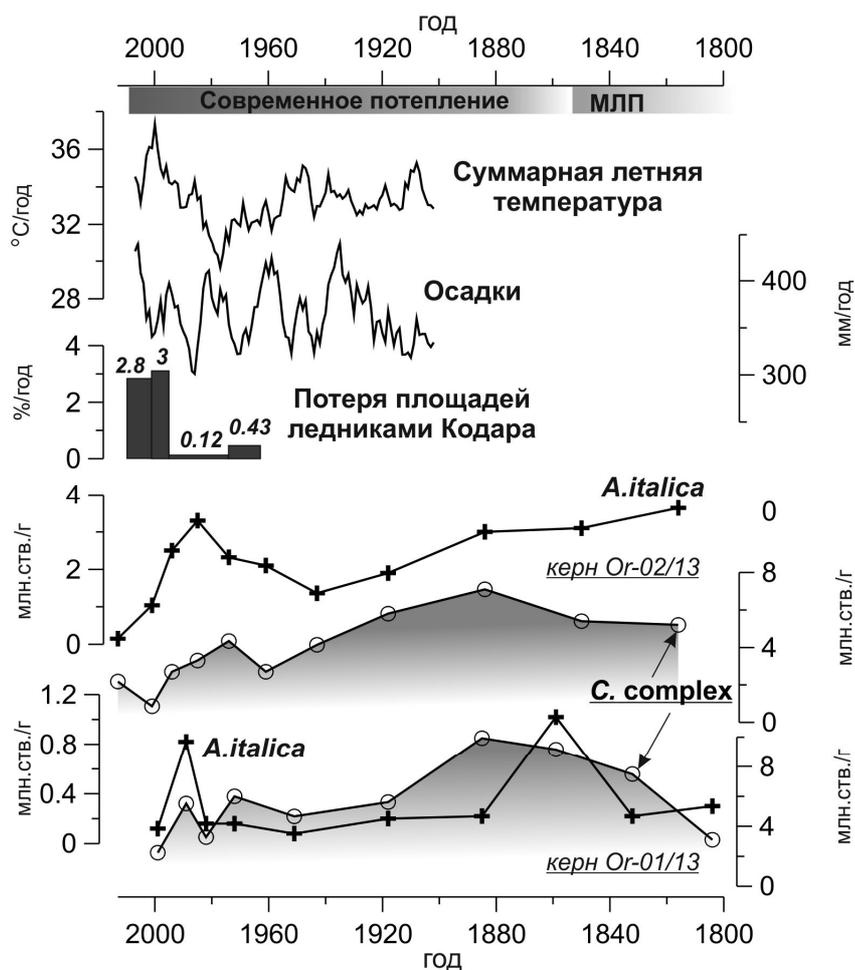


Рис. 6.3.2. Сопоставление диатомовых записей из донных отложений оз. Орон с флуктуацией ледников Кодара [Stokes et al., 2013] и региональных климатических параметров [Terrestrial Air Temperature: 1900–2008 Gridded Monthly Time Series, Version 2.01, <http://climate.geog.udel.edu>].

Кодарские ледники таяли неактивно до 1995 г. (рис. 6.3.2) [Stokes et al., 2013]. Следовательно, поставка в озеро ультрапресных вод была низкая, и численность диатомей *Cyclotella ocellata-tripartita* complex незначительно увеличилась.

Начиная с 1980-х годов глобальные и региональные температуры значительно возросли [Brohan et al., 2006; Wilson et al., 2007], как результат – площадь ледников и снежников Кодара сократилась в среднем на 40% с 1995 г., а некоторые ледники потеряли более 93% своей площади [Stokes et al., 2013]. При этом за последнюю декаду среднегодовой уровень атмосферных

осадков был высокий, и интенсивность поставки ультрапресных вод при таянии сезонного снежного покрова также была высока. Следовательно, драматическое снижение количества диатомовых после 1990-х годов было вызвано интенсивным притоком талых вод, обедненных питательными компонентами.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Начиная с 12 тыс. лет назад начался процесс озерного седиментогенеза на Кодарском хребте, и позднеплейстоценовые ледники полностью растаяли к этому времени. Ледниковые отложения Томпудинского ледника формировались до рубежа в 9 тыс. лет назад.

2. Около 5,8 тыс. лет назад в региональном климатическом режиме, был короткий эпизод глубокого похолодания, в результате чего, период «открытой воды» на водосборной территории Кодара, сократился до минимальной продолжительности, не более месяца.

3. Наиболее подходящие климатические условия для формирования современных ледников юга Восточной Сибири были в течение последних 3 тыс. лет. Однако, регистрируются кратковременные эпизоды аридизации климата, хронологически совпадающие с периодами так называемых потеплений – Римский климатический оптимум (около 2 тыс. лет назад) и Средневековое потепление (около 1 тыс. лет назад). В результате чего данные ледники растаяли. Наблюдаемые сейчас ледники сформировались в течение Малого ледникового периода.

4. За последние 210 лет в динамике ледников изучаемой территории выделяется три периода. Первый период (1800–1890 гг.) – в ответ на Современное потепление, поставка ледниковой терригенной взвеси была не интенсивной в озера Восточного Саяна и Кодара, но высокой для озер Байкальского хребта. Баланс ледников был положительным во второй период (1890–1940 гг.). В третий период (1940–2015 гг.) ледники Кодарского и Байкальского хребтов показывали умеренную степень деградации, в то время

как ледник Перетолчина (Восточный Саян) наивысшую. Начиная с 2000-х годов, скорость дегляциации ледников юга Восточной Сибири замедлилась.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе изучалась динамика ледников южной части Восточной Сибири на основе изучения донных осадков озер, примыкающих к современным ледникам Байкальского, Кодарского хребтов и Восточного Саяна. Изучен вещественный состав кернов из 8 озер, а также проводилось изучение моренных и террасовых отложений Северного Байкала.

На основе изотопного радиоуглеродного датирования возраст проанализированных разрезов составляет 12 тыс. лет. Наибольшую временную продолжительность имеют керны из озер Кодарского хребта. В среднем возраст проанализированных разрезов составляет 5 тыс. лет. Получение возрастных оценок ледниковых отложений Северного Байкала существенным образом улучшило понимание истории дегляциации Томпудинского ледника в позднем плейстоцене.

К основным результатам проведенных исследований можно отнести следующее:

1. В распределении элементного состава проанализированных кернов выделяются геохимические группы элементов (Br, Cu, U, Mo) являющихся маркерами биогенной продуктивности озер и имеющих высокую корреляцию с распределением биогенного кремнезема, органического углерода и планктонных диатомей. Увеличение содержания Ca, K, Ti, Fe и Mn отображает поступление кластогенного материала в озеро, когда ледник находится в «стационарном» положении без интенсивного смещения его переднего края. Высокие содержания Rb, Sr, Zr, Nb, Y и Th, как правило, ассоциируются с началом «движения» ледника, развитием процесса ледниковой экзарации его ложа, и изменениями в летних температурах.

2. Наблюдается отчетливая обратная взаимосвязь между интенсивным движением ледника и биопродуктивностью прогляциальных озер. В прогляциальных озерах, наполнение озер тонкодисперсным веществом – «ледниковым молоком» увеличивает мутность его вод, что существенным

образом угнетает его биологическую продуктивность. В удаленных от ледников озерах поставка низкоминерализованных талых вод также негативно сказывается на их биопродуктивности.

3. К 12 тыс. лет назад начался процесс озерного седиментогенеза на Кодарском хребте, при этом позднеплейстоценовые ледники полностью растаяли к этому времени. Моренные отложения Томпудинского ледника формировались до рубежа в 9 тыс. лет назад.

4. Около 5,8 тыс. лет назад в региональном климатическом режиме, был короткий эпизод глубокого похолодания, в результате чего, период «открытой воды» на водосборной территории Кодара сократился до минимальной продолжительности, не более месяца.

5. Наиболее подходящие климатические условия для формирования современных ледников юга Восточной Сибири были в течение последних 3 тыс. лет. Однако, регистрируются кратковременные эпизоды аридизации климата, хронологически совпадающие с периодами так называемых потеплений – Римский климатический оптимум (около 2 тыс. лет назад) и Средневековое потепление (около 1 тыс. лет назад). В результате чего данные ледники растаяли. Наблюдаемые сейчас ледники сформировались в течение Малого ледникового периода.

5. За последние 210 лет в динамике ледников изучаемой территории выделяется три периода. Первый период (1800–1890 гг.) – в ответ на Современное потепление, поставка ледниковой терригенной взвеси была не интенсивной в озера Восточного Саяна и Кодара, но высокой для озер Байкальского хребта. Баланс массы ледников был положительным во второй период (1890–1940 гг.). В третий период (1940–2015 гг.) ледники Кодарского и Байкальского хребтов показывали умеренную степень деградации, в то время как ледник Перетолчина (Восточный Саян) наивысшую. Начиная с 2000-х годов, скорость дегляциации ледников юга Восточной Сибири замедлилась.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Adamenko M.M. Glacial history of the Kuznetsky Alatau mountains / M.M. Adamenko, Ya.M. Gutaka, O.N. Solomina // Environ. Earth Sci. – 2015. – V. 74. – P. 2065–2082.
2. Адаменко М.М. Изменение климата и размеров ледников в горах Кузнецкого Алатау в 1975–2015 гг. / М.М. Адаменко, Я.М. Гутак, В.А. Антонова // Лёд и Снег. – 2017. – Т. 57. – № 3. – С. 334–342.
3. Александрин М.Ю. Отложения приледниковых озёр – основа для создания непрерывных летописей истории голоценового оледенения / М.Ю. Александрин // Лёд и Снег. – 2015. – Т.55. – № 1. – С. 89–102.
4. Алешин Г.В. Современные ледники и их рельефообразующее значение на Байкальском хребте / Г.В. Алешин // География и прир. ресурсы. – 1982. – № 4. – С. 133–136.
5. Алиев Р.А. Определение ^{210}Pb и ^{137}Cs в донных осадках Днепровско-Бугского лимана / Р.А. Алиев, Ю.А. Сапожников // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 2. Химия. – 2000. – Т. 41. – № 4. – С. 264–265.
6. Ананичева М.Д. Изменение ледников гор Сунтар-Хаята и хр. Черского по данным Каталога ледников СССР и космическим снимкам 2001–2003 гг. / М.Д. Ананичева, Г.А. Капустин, М.М. Корейша // МГИ. – 2006. – Вып. 101. – С. 163–169.
7. Ананичева М.Д. Оледенения Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / отв. Ред. В.М. Котляков; институт географии РАН. – М.: Наука. – 2006. – С. 190–191.
8. Арефьев В. На ледниках Алтая и Саян / В. Арефьев, Р. Мухаметов. – Барнаул, 1996. – 176 с.
9. Атлас Забайкалья (БурАССР и Чит. обл.) / Ред. В.Б. Сочава. – М.; Иркутск: ГУГК, 1967. – 176 с.
10. Байкал (атлас)/под ред. Г.И. Галазий. М.: Роскартография, 1993.– 160 с.

11. Безрукова Е. Высокоразрешающая осадочная запись по керну глубоководного бурения на Посольской банке в озере Байкал (BDP-99) / Е. Безрукова, А. Бухаров, В. Бычинский, Д. Вильямс, А. Гвоздков, В. Гелетий? и др. // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 2. – С. 163–193.

12. Безрукова Е.В. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене / Е.В. Безрукова, Ю.А. Богданов, Д.Ф. Вильмс, Л.З. Гранина, М.А. Грачев, Н.В. Игнатова и др. // Докл. АН СССР. – 1991. – Т. 321. – № 5. – С. 1032–1037.

13. Безрукова Е.В. Изменения природной среды, растительности и климата Прибайкалья в позднем плейстоцене и голоцене // Проблемы реконструкции палеоклимата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири Е.В. Безрукова, С.К. Кривоногов, Х. Такахара и др. – Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 1998. – С. 46–51.

14. Безрукова Е.В. Ландшафты и климат Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексного исследования торфяников / Е.В. Безрукова, С.К. Кривоногов, А.А. Абзаева, К.Е. Вершинин, П.П. Летунова и др. // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 1. – С. 21–33.

15. Безрукова Е.В. Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене / Ред. В.С. Волкова. – Новосибирск: Наука, 1999. – 128 с.

16. Бондаренко Н.А. СУАНОРНУТА планктона небольших водоемов Восточной Сибири / Н.А. Бондаренко, Л.А. Щур // Альгология. – 2007. – Т. 17. – № 1. – С. 26–39.

17. Буданцева Н.А. Изотопно-кислородный состав льда ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята / Н.А. Буданцева, Б.Р. Мавлюдов, Ю.Н. Чижова, Ю.К. Васильчук // Лёд и Снег. – 2016. – Т. 56. – № 1. – С. 20–28.

18. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель / В.В. Бутвиловский. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. – 253 с.

19. Бушуева И.С. История ледника Алибек по данным дистанционного зондирования, биоиндикации, ¹⁴C и ¹⁰Be датирования / И.С. Бушуева, О.Н. Соломина, В. Жомелли // Лёд и Снег. – 2015. – Т. 55. – № 3. – С. 97–106.

20. Вилесов Е.Н. Изменение размеров и состояние ледников Казахстана за 60 лет (1955–2015 гг.) / Е.Н. Вилесов // Лёд и Снег. – 2018. – Т. 58. – № 2. – С. 159–170.

21. Вологина Е.Г. Результаты седиментологических исследований голоценовых отложений Южной и Средней котловин озера Байкал (на примере скважины ВDP-97 и колонковых трубок) / Е.Г. Вологина, С.А. Кашик, М. Штурм, С.С. Воробьева, Т.К. Ломоносова и др. // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 4. – С. 401–413.

22. Вологина Е.Г. Типизация голоценовых отложений и районирование бассейна озера Байкал / Е.Г. Вологина, М. Штурм // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 8. – С. 933–940.

23. Галанин А.А. Использование лихенометрии и теста остаточной прочности для оценки возраста голоценовых морен в горах Сунтар-Хаята / А.А. Галанин, В.М. Лыткин, В.А. Шишков // Лёд и Снег. – 2014. – Т. 54. – № 2. – С. 102–112.

24. Галахов В.П. Колебания ледников и изменения климата в позднем голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет) / В.П. Галахов, А.Н. Назаров, Н.Ф. Харламова. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2005. – 132 с.

25. Галахов В.П. Ледники Алтая / В.П. Галахов, Р.М. Мухаметов. – Новосибирск: Наука, 1999. – 136 с.

26. Галахов В.П. Хронология теплого периода второй половины голоцена Юго-Восточного Алтая (по датированию ледниковых отложений) / В.П. Галахов, А.Н. Назаров, О.В. Ловцкая, А.Р. Агатова. – Барнаул: Изд-во Азбука, 2008. – 58 с.

27. Ганюшкин Д.А. Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола (Алтай) / Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков, И.В. Волков, Д.В. Банцев, Е.П. Кунаева, Н.Ф. Харламова // Лёд и Снег. – 2017. – Т. 57. – № 3. – С. 307–325.

28. Генкал С.И., Бондаренко Н.А., Щур Л.А. Диатомовые водоросли озер юга и севера Восточной Сибири. Рыбинск, Рыбинский дом печати, 2011, 71 с.

29. Гольдберг Е.Л. Геохимические индикаторы изменений палеоклимата в осадках озера Байкал / Е.Л. Гольдберг, М.А. Федорин, М.А. Грачев, К.В. Золотарев, О.М. Хлыстов // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 1–2. – С. 76–86.

30. Гольдберг Е.Л. Урановый сигнал влажности палеоклиматов в осадках озера Байкал / Е.Л. Гольдберг, Е.П. Чебыкин, С.С. Воробьева, М.А. Грачев // ДАН. – 2005. – Т. 400. – № 1. – С. 72–77.

31. Грачев М.А. Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал / М.А. Грачев, Лихошвай Е.В., С.С. Воробьева, О.М. Хлыстов, Е.В. Безрукова и др. // Геология и геофизика. – 1997. – № 5. – С. 957–980.

32. Дарьин А.В. Применение метода РФА СИ для определения микроэлементного состава донных осадков оз. Хубсугул (Монголия). Поиск геохимических индикаторов осадконакопления и вариаций палеоклимата в Байкальской рифтовой зоне / А.В. Дарьин, К.В. Золотарев, И.А. Калугин, Н.В. Максимова // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. – 2003. – № 12. – С. 45–48.

33. Докукин М.Д. О наступании ледников в условиях вулканической деятельности вулкана Ключевской (Камчатка) / М.Д. Докукин, И.Б. Сейнова, Е.А. Савернюк, С.С. Черноморец // Лёд и Снег. – 2017. – 57. – № 1. – С. 10–24.

34. Дьяконов А.И. Особенности климата горного обрамления котловин юга Восточной Сибири (на примере Кодаро-Удоканского района) и климатические аспекты развития экзогенных процессов / А.И. Дьяконов // Гляциологические исследования в Сибири. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО АН СССР, 1987. – С. 80–103.

35. Ефремов Ю.В. Изменение размеров оледенения в бассейнах рек Малая Лаба и Белая (Западный Кавказ) за последнее столетие / Ю.В. Ефремов, Ю.Г. Ильичев, А.В. Зимницкий // Лёд и Снег. – 2014. – Т. 54. – № 4. – С. 43–53.

36. Жученко Н.А. Микроволновое разложение осадков оз. Байкал для ИСП-МС определения их элементного состава / Н.А. Жученко, Е.П. Чебыкин, О.Г. Степанова, А.П. Чебыкин, Е.Л. Гольдберг // Журнал аналитической химии. – 2008. – Т.63. – С. 1037–1044.

37. Зыкин В.С. Основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири / В.С. Зыкин, В.С. Зыкина, Л.А. Орлова // Глобальные изменения природной среды. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «Гео», 2001. – С. 208–228.

38. Иванов Е.Н. Особенности изменения нивально-гляциальных геосистем горного обрамления юга России / Е.Н. Иванов // Известия Иркутского государственного университета, Серия «Науки о Земле». – 2011. – Т. 4. – № 2. – С. 90–106.

39. Ивановский Л.Н. Возраст конечных морен стадий «Актру» и «Исторической» ледников Алтая / Л.Н. Ивановский, В.А. Панычев, Л.А. Орлова // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 57–64.

40. Калугин И.А. Геохимические индикаторы современного осадконакопления в Телецком озере / И.А. Калугин, В.А. Бобров, С.В. Мельгунов, С.С. Воробьева // Сборник «Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в

позднем кайнозое Сибири», Выпуск 1. – Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2002. – С. 242–257.

41. Карандашев В.К. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды / В.К. Карандашев, А.Н. Туранов, Т.А. Орлова, А.Е. Лежнев, С.В. Носенко, Н.И. Золотарева, И.Р. Москвина // Заводская лаборатория. Диагностика материалов № 1. – 2007. – Т. 73. – С. 12–22.

42. Каталог ледников СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – Т. 16. – 64 с.

43. Каталог ледников СССР. Т. 17. Ленско-Индигирский район. Вып. 2. Средняя Лена. Ч. 1 Бассейны рек Чары и Витима, хребет Кодар / З.С. Новикова, А.М. Гринберг. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – С. 9–23.

44. Китов А.Д. Анализ нивально-гляциальных геосистем по ДДЗ / А.Д. Китов, В.М. Плюснин // V Международная конференция «Космические съемки на пике высоких технологий». – Москва: Совзонд, 2011. – С. 10–13.

45. Китов А.Д. Итоги 100-летних наблюдений за динамикой гляциальных геосистем массива Мунку-Сардык / А.Д. Китов, В.М. Плюснин, С.Н. Коваленко // География и природные ресурсы. – 2009. – № 3. – С. 101–108.

46. Козачек А.В. Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса / А.В. Козачек, А.А. Екайкин, В.Н. Михаленко, В.Я. Липенков, С.С. Кутузов // Лёд и Снег. – 2015. – Т. 55. – № 4. – С. 35–49.

47. Кокин О.В. Реконструкция динамики ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене / О.В. Кокин, А.В. Кириллова // Лёд и Снег. – 2017. – Т. 57. – № 2. – С. 241–252.

48. Кононов Е.Е. Древние оледенения Прибайкалья / Е.Е. Кононов // Вестник ИрГТУ. – 2014. – Т. 10. – № 93. – С. 46–54.

49. Котляков В.М. Изменения горных ледников в Северном и Южном полушариях за последние 160 лет / В.М. Котляков, Л.П. Чернова, А.Я.

Муравьев, Т.Е. Хромова, Н.М. Зверкова // Лёд и Снег. – 2017. – Т. 57. – № 4. – С. 453–467.

50. Кузнецова Л.П. Перенос влаги над территорией СССР / Л.П. Кузнецова. – М.: Наука, 1978. – 178 с.

51. Кузьмин М.И. Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты / М.И. Кузьмин, Е.Б. Карабанов, Т. Каваи, Д.Ф. Вильямс, В.А. Бычинский, Е.В. Кербер, В.А. Кравчинский, Е.В. Безрукова, и др. // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 1–2. – С. 8–34.

52. Логинова Л.П. Ископаемая диатомовая флора озера Байкал / Л.П. Логинова, Г.К. Хурсевич // Наука и техника. – 1990. – С. 146–176.

53. Мавлюдов Б.Р. Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята: современное состояние и динамика с конца 1950-х годов / Б.Р. Мавлюдов, М.Д. Ананичева // Лёд и Снег. – 2016. – Т. 56. – № 3. – С. 345–357.

54. Максимов Е.В. О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне / Е.В. Максимов // Изв. ВГО. – 1965. – Т. 97. – вып. 2. – С. 176–180.

55. Малышев Л.И. Высокогорная флора Восточного Саяна / Л.И. Малышев. – М.; Л.: Наука, 1965. – 368 с.

56. Маневич Т.М. Колебания ледников Авачинской группы вулканов (Камчатка) в позднем голоцене / Т.М. Маневич, С.Б. Самойленко // Лёд и Снег. – 2016. – Т. 56. – № 3. – С. 399–412.

57. Маневич Т.М. Ледники Авачинской группы вулканов: современное состояние / Т.М. Маневич, Я.Д. Муравьев, С.Б. Самойленко // Лёд и Снег. – 2015. – Т. 55. – № 3. – С. 14–26.

58. Матвеев А.Н. Биота Витимского заповедника: структура биоты водных экосистем / А.Н. Матвеев, В.П. Самусенок, Н.А. Рожкова, Н.А. Бондаренко, и др. – Новосибирск: изд-во «Гео», 2006. – 255 с.

59. Мац В.Д. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история / В.Д. Мац, Г.Ф. Уфимцев, М.М. Мандельбаум. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001. – 252 с.

60. Мац В.Д. Позднемеловая кайнозойская история Байкальской впадины и формирование уникального биоразнообразия Байкала / В.Д. Мац, Д.Ю. Щербаков, И.М. Ефимова // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2011. – Т. 19. – № 4. – С. 40–61.

61. Михаленко В.Н. Тропические ледники сегодня / В.Н. Михаленко // Лёд и Снег. – 2018. – Т. 58. – № 1. – С. 35–138.

62. Назаров А.Н. Активность ледника Малый Актру (Центральный Алтай) и изменения границы леса в бассейне Актру за исторический период / А.Н. Назаров, В.С. Мыглан, Л.А. Орлова, И.Ю. Овчинников // Лёд и Снег. – 2016. – Т. 56. – № 1. – С. 103–118.

63. Осипов Э.Ю. Динамика оледенения в горах юга Восточной Сибири за последние 160 лет / Э.Ю. Осипов, О.П. Осипова // Лёд и Снег. – 2015. – Т. 2. – № 130. – С. 33–41.

64. Осипов Э.Ю. Инвентаризация ледников Восточного Саяна по материалам космических съемок / Э.Ю. Осипов, О.П. Осипова, Е.В. Клевцов // Лёд и Снег. – 2017. – Т. 57. – № 4. – С. 483–494.

65. Осипов Э.Ю. Новая инвентаризация ледников в юго-восточной части Восточного Саяна / Э.Ю. Осипов, А.Ю. Ашметьев, О.П. Осипова, Е.В. Клевцов // Лёд и Снег. – 2013. – Т. 53 – № 3. – С. 45–54.

66. Осипов Э.Ю. Оценка современного состояния южного Сыгыктинского ледника – одного из крупнейших ледников хр. Кодар / Э.Ю. Осипов, О.П. Осипова, Л.П. Голобокова // Лёд и Снег. – 2012. – Т. 2. – № 118. – С. 51–58.

67. Папина Т.С. Изотопный состав и палиноспектры атмосферных осадков и краевых частей ледника Корумду (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) / Т.С. Папина, Н.С. Малыгина, Т.А. Бляхарчук, Г.И. Ненашева, Н.А. Рябчинская, А.Н. Эйрих // Лёд и Снег. – 2015. – Т. 55. – № 1. – С. 40–48.

68. Паромов В.В. Оценка современной динамики и прогноз гляциологических характеристик ледника Малый Аркту (Центральный

Алтай) В.В. Паромов, Ю.К. Нарожный, Л.Н. Шантыкова // Лёд и Снег. – 2018. – Т. 58. – № 2. – С. 171–182.

69. Перетолчин С.П. Ледники хребта Мунку-Сардык / С.П. Перетолчин // Изв. Том. техн. ин-та. – 1908. – Т. 9. – С. 1–47.

70. Пластинин Л.А. Аэрометоды в изучении и картографировании ледников Северного Забайкалья / Л.А. Пластинин, В.М. Плюснин // Аэрокосмическая информация как источник ресурсного картографирования. – Иркутск, 1979. – С. 125–135.

71. Пластинин Л.А. Дистанционно-картографическое изучение нивально-гляциальных комплексов горных районов Сибири (морфология и динамика ледников, снежников и наледей хребта Кодар в Забайкалье) / Л.А. Пластинин. – Иркутск: изд. Иркутского гос. технологич. ун-та, 1998. – 142 с.

72. Пластинин Л.А. Ландшафтно-аэрокосмические исследования экзогенного рельефообразования в Кодаро-Удоканском горном районе / Л.А. Пластинин, В.М. Плюснин, Н.И. Чернышов. – Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1993. – 200 с.

73. Плюснин В.М. Динамика горных геосистем юга Сибири / В.М. Плюснин, О.В. Дроздова, А.Д. Китов, С.Н. Коваленко // География и природные ресурсы. – 2008. – № 2. – С. 5–13.

74. Плюснин В.М. Особенности формирования и динамики нивально-гляциальных геосистем на юге Восточной Сибири и в Монгольском Алтае / В.М. Плюснин, А.Д. Китов, В.Н. Иванов, В.С. Шейнкман // География и природные ресурсы. – 2013. – № 1. – С. 5–183.

75. Поповская Г.И. Многолетние изменения фитопланктона реки Селенги / Г.И. Поповская, А.Е. Кузьмина // Проблемы экологии Прибайкалья: Тез. докл. к III Всесоюз. науч. конф. 5–10 сент., 1988. – Иркутск. – 1988. – Т. Ч.2. – С. 123–124.

76. Преображенский В.С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье) / В.С. Преображенский. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 74 с.

77. Преч Э. Определение строения органических соединений / Э. Преч, Ф. Бюльманн, К. Аффольтер. – М.: Мир; БИНОМ. Лаборатория знаний, 2006. – 439 с.

78. Радде Г.И. Путешествие в Юго-Восточную Сибирь (1855–1859) / Г.И. Радде // Зап. Императорского рус. Геогр. Об-ва. – 1861. – Кн. 4. – С. 1–78.

79. Седельников В.П. Высокогорная растительность Алтае-Саянской горной области / В.П. Седельников. – Новосибирск: Наука, 1988. – 221 с.

80. Скабичевский А.П. Планктонные диатомовые водоросли пресных вод СССР / А.П. Скабичевский. – М.: Изд-во Московского ун-та, 1960. – 349 с.

81. Скляр Е.В. Гранаты из донных отложений Академического хребта (оз. Байкал) – индикаторы механизмов переноса и источников сноса кластогенного материала / Е.В. Скляр, А.П. Федотов, Е.Г. Вологина, В.Л. Потемкин // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 9. – С. 1342–1353.

82. Соломина О.Н. Колебания ледников в голоцене и возможное влияние на них орбитального сигнала, солнечной и вулканической активности и антропогенного воздействия / О.Н. Соломина // Лёд и Снег. – 2014. – Т. 3. – № 127. – С. 81–90.

83. Солотчина Э.П. Минералогические и кристаллохимические индикаторы изменений окружающей среды и климата в голоцен-плейстоценовых осадках озера Хубсугул (Монголия) / Э.П. Солотчина, М.И. Кузьмин, В.Н. Столповская, Е.Б. Карабанов, А.А. Прокопенко, Л.Л. Ткаченко // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 391. – № 4. – С. 27–531.

84. Справочник по климату СССР. Вып. 23: Бурятская АССР и Читинская область. Ч.1: Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние /Отв. ред. В.И. Залозная, Н.Г. Постникова. – Л.: Гидрометеиздат, 1966.–64 с.

85. Статистика: учебное пособие / К.Э. Плохотников, С.В. Колков. – М.: Флинта: МПСИ, 2008. – 288 с.

86. Степанова О.Г. Исследования донных осадков прогляциального озера Эхой (Восточный Саян) методом РФА-СИ / О.Г. Степанова, В.А. Трунова, А.В. Сидорина, В.В. Зверева, М.С. Мельгунов, С.К. Петровский, С.М. Крапивина, А.П. Федотов // Известия РАН. Серия «Физическая». – 2015(б). – Т. 79. – № 1. – С. 132–136.

87. Степанова О.Г. Реконструкция динамики ледника Перетолчина (Восточный Саян) в XX веке на примере изучения донных осадков прогляциального озера Эхой / О.Г. Степанова, В.А. Трунова, В.В. Зверева, М.С. Мельгунов, С.К. Петровский, С.М. Крапивина, А.П. Федотов. //Геология и геофизика. – 2015(а). – Т. 56. – № 9. – С. 1621–1629.

88. Столповская В.Н. Количественный анализ неглинистых минералов донных осадков озер Байкал и Хубсугул методом ИК-спектроскопии (в связи с палеоклиматическими реконструкциями) / В.Н. Столповская, Э.П. Солотчина, А.Н. Жданова // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 6. – С. 778–788.

89. Федорин М.А. Изменения условий среды внутриконтинентальной Азии за последний 1 млн.лет в высокоразрешающих геохимических летописях из донных осадков оз. Хубсугул (Монголия) / М.А. Федорин, А.П. Федотов, О.П. Саева, В.А. Бобров // ДАН. – 2007. – Т. 417. – № 5. – С. 677–681.

90. Федорин М.А. Определение урана и тория в донных осадках Байкала методом многоволнового РФА-СИ для палеоклиматической стратиграфии в пределах эпохи Брюнеса / М.А. Федорин, Е.Л. Гольдберг, В.А. Бобров, О.М. Хлыстов, М.А. Грачев // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 1–2. – С. 186–193.

91. Федорин М.А. Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал / М.А. Федорин, К.В. Золотарев, В.А. Кравчинский // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 5. – С. 957–980.

92. Федотов А.П. Влияние природных и антропогенных факторов на развитие удаленных озер Восточной Сибири за последние 200 лет / А.П. Федотов, С.С. Воробьева, Н.А. Бондаренко, И.В. Томберг, Н.А. Жученко, Н.П. Сезько, О.Г. Степанова, и др. // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 2. – С. 394–410.

93. Федотов А.П. Осадки озера Хубсугул как летопись палеоклиматов голоцена и позднего плейстоцена / Федотов А.П., Безрукова Е.В., Воробьева С.С., Хлыстов О.М., и др. // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 1–2. – С. 384–390.

94. Федотов А.П. Сигнал влажности климата Центральной Азии на основе гранулометрической летописи донных осадков озера Хубсугул (Монголия) последних 450 тыс. лет / А.П. Федотов, Г.А. Зиборова, А.В. Хабуев, Е.Л. Отинова, С.А. Кугаколов, С.В. Родякин // ДАН. – 2006. – Т. 408. – № 4. – С. 547–549.

95. Чебыкин Е.П. Изотопы ряда радиоактивного распада урана 238 – сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена и геохронометры в осадках озера Байкал / Е.П. Чебыкин, Д.Н. Эджингтон, Е.Л. Гольдберг, М.А. Федорин, Н.С. Куликова, и др. // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 5. – С. 539–556.

96. Чебыкин Е.П. Элементный состав снежно-фирновой толщи ледника Советских Географов и смежных с ним гидрологических объектов (хребет Кодар) / Е.П. Чебыкин, Э.Ю. Осипов // Лёд и Снег. – 2010. – Т. 4. – № 112. – С. 30–40.

97. Эльяшев Ф.Ф. О простом способе приготовления высокопреломляющей среды для диатомового анализа / Ф.Ф. Эльяшев // Тр. ин-та НИИГРИ. – 1957. – Вып. 4. – С. 88–90.

98. Alley R.B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland / R.B. Alley // *Quaternary Science Reviews*. – 2000. – V. 19. – P. 213–226.
99. An Z. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate / Z. An // *Quat. Sci. Rev.* – 2000. – V. 19. – P. 171–187.
100. Andreev A.A. Middle Weichselian environments on western Yamal Peninsula, Kara Sea, based on pollen records / A.A. Andreev, S.L. Forman, Ó. Ingólfsson et al. // *Quaternary Res.* – 2006. – V. 65. – P. 275–281.
101. Appleby P.G. The assessment of ^{210}Pb dates from sites with varying sedimentation rates / P.G. Appleby, F. Oldfield // *Hydrobiologia*. – 1983. – V. – 103. – P. 29–35.
102. Aries S. A Routine Method for Oxide and Hydroxide Interference Corrections in ICP-MS Chemical Analysis of Environmental and Geological Samples / S. Aries, M. Valladon, M. Polve, B. Dupre // *Geostandard. Newslett.* – 2000. – V. 24. – № 1. – P. 19–31.
103. Back S. Asymmetric late Pleistocene glaciations in the North Basin of the Baikal Rift, Russia / S. Back, M.R. Strecker // *Journal of the Geological Society*. – 1998. – V. 155. – P. 61–69.
104. Bakke J. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway / J. Bakke, Ø. Lie, A. Nesje, S.O. Dahl, Ø. Paasche // *The Holocene*. – 2005. – V. 15. – P. 161–176.
105. Bahr D.B. Sea-level rise from glaciers and ice caps: a lower bound / D.B. Bahr, M. Dyugorov, M.F. Meier // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – V. 36. (L03501). <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL036309>.
106. Battarbee R.W. Diatom analysis and the acidification of lakes / R.W. Battarbee, B.A. Thrush, R.S. Clymo, E.D. Le Cren, Goldsmith P., et al. // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*. – 1984. – V. 305. – P. 451–477.

107. Battarbee R.W. Diatoms as indicator of lake-water acidity / R.W. Battarbee, D.F. Charles, C. Bigler, B.F. Cumming, I. Renberg // In E.F. Stoermer, J.P. Smol (Eds.), *The diatoms: applications for the environmental and earth sciences.* – Cambridge, Cambridge University Press. – 2010. – P. 98–121.

108. Bakke J. Reconstruction of Younger Dryas and Holocene glacier fluctuations and palaeoclimate at Folgefonna southwestern Norway / J. Bakke, S.O. Dahl, A. Nesje // *Geonytt.* – 2000. – V. 1. – P 36.

109. Binford M.W. Calculation and Uncertainty Analysis of ^{210}Pb Dates for PIRLA project cores / M.W. Binford // *J Paleolimnology.* – 1990. – V. 3. – P. 253–267.

110. Birks H.J.B. Diatoms and pH reconstruction / H.J.B. Birks, J.M. Line, S. Juggins, A.C. Stevenson, C.J.F. ter Braak // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B.* – 1990. – V. 327. – P. 263–278.

111. Bishop K. Testing the steady-state water chemistry model predictions of pre-industrial lake pH with paleolimnological data from northern Sweden / K. Bishop, L. Rapp, S. Köhler, T. Korsman // *Sci. Total. Environ.* – 2008. – V. 407. – № 1. – P. 723–729.

112. Blyakharchuk T.A. Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic, Siberia) / T.A. Blyakharchuk, H.E. Wright, P.S. Borodavko, W.O. van der Knaap, B. Ammann // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2007. – V. 245. – P. 518–534.

113. Bobrov V.A. SRXRF of element composition of bottom sediments from Teletskoe Lake / V.A. Bobrov, I.A. Kalugin, M.A. Phedorin // *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. A.* – 1998. – V. 405. – P. 569–571.

114. Bond G. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene / G. Bond, B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti-Bond, I. Hajdas, G. Bonani // *Science.* – 2001. – V. 294. – P. 2130–2136.

115. Bradbury J.P. A synthesis of post-glacial diatom records from Lake Baikal / J.P. Bradbury, Ye.V. Bezrukova, G.P. Chernyaeva, S.M. Colman, G.K. Khursevich, J.W. King, Ye.V. Likoshway // *J. Paleolimnology*. – 1994. – № 10. – P. 213–252.

116. Briffa K.R. Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network / K.R. Briffa, T.J. Osborn, F.H. Schweingruber, I.C. Harris, P.D. Jones, S.G. Shiyatov, E.A. Vaganov // *J. Geophys. Res.* – 2001. – V. 106. – P. 2929–2941.

117. Brohan P. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850 / P. Brohan, J.J. Kennedy, I. Harris, S.F.B. Tett, P.D. Jones // *J. Geophys. Res.* – 2006. – V. 111 (D12106). DOI:10.1029/2005JD006548.

118. Budaev R.T. Terrace complex in the Tiya River valley (North Baikal region) / R.T. Budaev // *Quaternary International*. – 2008. – V. 179. – P. 38–41.

119. Chebykin E.P. Abrupt increase in precipitation and weathering of soils in East Siberia coincident with the end of the last glaciation [15 cal. kyr BP] / E.P. Chebykin, D.N. Edgington, M.A. Grachev, et al. // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2002. – V. 200. – P. 167–175.

120. Chebykin E.P. Geochemical multielement signatures of glacial and interglacial facies of the Okhotsk Sea deepwater sediments during the past 350kyr: A response to global climate changes at the orbital and millennial scales / E.P. Chebykin, S.A. Gorbarenko, O.G. Stepanova, V.S. Panov, E.L. Goldberg // *Paleoceanography*. – 2015. – V. 30. – № 3. – P. 303–316.

121. Chester R. The infra-red determination of quartz in sediments and sedimentary rocks / R. Chester, R.N. Green // *Chem Geol.* – 1968. – V. 3. – P. 199–212.

122. Chester R. The infra-red determination of total carbonate in marine carbonate sediments / R. Chester, H. Elderfield // *Chem Geol.* – 1966. – V. 1. – P. 277–290.

123. Daryin A.V. Use of a scanning XRF analysis on SR beams from VEPP-3 storage ring for research of core bottom sediments from Teletskoe Lake with the purpose of high resolution quantitative reconstruction of last millennium paleoclimate / A.V. Daryin, I.A. Kalugin, N.V. Maksimova et al. / Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. A. – 2005. – V. 543. – P. 255–258.

124. Davison W. Iron and manganese in lakes / W. Davison // Earth Sci. Rev. – 1992. – V. 34. – № 2. – P. 119–163.

125. DeBeer C.M. Recent changes in glacier area and volume within the southern Canadian Cordillera / C.M. DeBeer, M.J. Sharp // Annals of Glaciology. – 2007. – V. 46. – P. 215–221.

126. DeBeer C.M. Topographic influences on recent changes of very small glaciers in the Monashee Mountains, British Columbia / C.M. DeBeer, M.J. Sharp // Journal of Glaciology. – 2009. – V. 55. – № 192. – P. 691–700.

127. Demske D. Late Glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal / D. Demske, G. Heumann, W. Granoszewski, M. Nita, et al. // Global Planetary Change. – 2005. – V. 46. – P. 255–279.

128. Dillon P.J. The rate of acidification of aquatic ecosystems in Ontario, Canada / P.J. Dillon, R.A. Reid, E. De Grosbois // Nature. – 1987. – V. 329. – P. 45–48.

129. Dyurgerov M.B. Twentieth century climate change: evidence from small glaciers / M.B. Dyurgerov, M.F. Meier // Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2000. – V. 97. – № 4. – P. 1406–1411.

130. Federici P.R. Glacier retreat in the Maritime Alps area / P.R. Federici, M. Pappalardo // Geografiska Annaler. – 2010. – V. 92 A. – № 3. – P. 361–373.

131. Fedotov A.P. A 450-ka long record of glaciation in Northern Mongolia based on studies at Lake Khubsugul: high-resolution reflection seismic data and grain-size variations in cored sediments / A.P. Fedotov, M.A. Phedorin, M. De

Batist, G.A. Ziborova, A.Yu. Kazansky, et al. // *J. Paleolimnology*. – 2008. – № 39. – P. 335–348.

132. Fedotov A.P. A 850-year record climate and vegetation changes in East Siberia (Russia), inferred from geochemical and biological proxies of lake sediments / A.P. Fedotov, V.A. Trunova, I.V. Enushchenko, S.S. Vorobyeva, O.G. Stepanova, S.K. Petrovskii, et al. // *Environmental Earth Sciences*. – 2015. – V. 73. – P. 7297–7314. DOI 10.1007/s12665-014-3906-1.

133. Fedotov A.P. Changes in the volume and salinity of Lake Khubsugul (Mongolia) in response to global climate changes in the upper Pleistocene and the Holocene / A.P. Fedotov, E.P. Chebykin, M.Y. Semenov, S.S. Vorobyova, E.Y. Osipov, et al. // *J Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* – 2004. – V. 209. – № 1–4. – P. 245–257.

134. Fedotov A.P. Potential value of bottom sediments of Lake Khubsugul (Mongolia) for paleoclimate reconstructions / A.P. Fedotov, E.V. Bezrukova, E.P. Chebykin, O.M. Khlystov, S.M. Krapivina, et al. // *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen E.* – 2000. – V. A 205. – P. 107–112.

135. Francus P. A Computer-Assisted Thin-Section Study of Lake Baikal Sediments: A Understanding Sedimentary Their Climatic Signal / P. Francus, E. Karabanov // *International Journal of Earth Sciences*. – 2000. – V. 89. – № 2. – P. 260–267.

136. Gaillardet J. *Treatise on Geochemistry* / J. Gaillardet, J. Viers, B. Dupre // In: H.M. Holland, K.K. Turekian (Eds.). – Elsevier-Pergamon, Oxford. – 2003. – V. 5. – P. 225–272.

137. Ganyushkin D.A. Fluctuation of glaciers in the south-east Russian Altai and north-west Mongolia mountains since the little ice age maximum / D.A. Ganyushkin, F.V. Chistyakov, E.P. Kunaeva // *TI Glacier in Asia. Environ Earth Sci.* – 2015. – V. 74. – № 3. – P. – 1883–1904. DOI:10.1007/s12665-015-4301-2.

138. Gavshin V.M. Disequilibrium between uranium and its progeny in the Lake Issyk-Kul system (Kyrgyzstan) under a combined effect of natural and

manmade processes / V.M. Gavshin, M.S. Melgunov, F.V. Sukhorukov, V.A. Bobrov, I.A. Kalugin, J. Klerkx // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2005. – V. 83. – P. 61–74.

139. Gelbspan R. The heat is on: the high stakes battle over Earth's threatened climate / R. Gelbspan. – Boston: Addison-Wesley Pub. Co., 1997. – 278 p.

140. Goldberg E.L. Application of synchrotron X-ray fluorescent analysis to studies of the records of paleoclimates of Eurasia stored in the sediments of Lake Baikal and Lake Teletskoye / E.L. Goldberg, M.A. Grachev, M.A. Phedorin, L.A. Kalugin, O.M. Khlystov, et al. // *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res. A*. – 2001. – V. 470. – № 1–2. – P. 388–395.

141. Goldberg E.L. Decade-centenary resolution records of climate changes in East Siberia from elements in the bottom sediments of lake Baikal for the last 150 kyr / E.L. Goldberg, M.A. Phedorin, E.P. Chebykin, K.B. Zolotarev, N.A. Zhuchenko // *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res. A*. – 2007. – V. 575. – № 1–2. – P. 193–195.

142. Goldberg E.L. Do diatom algae frustules accumulate uranium? / E.L. Goldberg, M.A. Grachev, V.A. Bobrov, A.V. Bessergenev, B.V. Zolotaryov, E.V. Likhoshway // *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res. A*. – 1998. – V. 405. – P. 584–589.

143. Goldberg E.L. Geochemical signals of orbital forcing in the records of paleoclimates found in the sediments of Lake Baikal / E.L. Goldberg, M.A. Phedorin, M.A. Grachev, V.A. Bobrov, et al. // *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res. A*. – 2000. – V. 448. – № 1–2. – P. 384–393.

144. Goldberg E.L. Scanning SRXF analysis and isotopes of uranium series from bottom sediments of Siberian lakes for high-resolution climate reconstructions / E.L. Goldberg, M.A. Grachev, E.P. Chebykin, M.A. Phedorin, L.A. Kalugin, et al. // *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res. A*. – 2005. – № 543. – P. 250–254.

145. Granshaw F.D. Glacier change (1958–1998) in the North Cascades National Park Complex, Washington, USA / F.D. Granshaw, A.G. Fountain // *Journal of Glaciology*. – 2006. – V. 52. – № 177. – P. 251–256.

146. Gurney S.D. A Glacier Inventory for the Buordakh Massif, Cherskiy Range, Northeast Siberia, and evidence for recent glacier recession / S.D. Gurney, V.V. Popovnin, M. Shahgedanova, C.R. Stokes // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. – 2008. – V. 40. – P. 81–88.

147. Haeberli W. Characteristics and potential climatic significance of “miniature ice caps” (crest- and cornice-type low-altitude ice archives) / W. Haeberli, R. Frauenfelder, A. Kääh, S. Wagner // *Journal of Glaciology*. – 2004. – V. 50. – P. 129–136.

148. Hoffman M.J. 20th-century variations in area of cirque glaciers and glacierets, Rocky Mountains, Colorado, USA / M.J. Hoffman, A.G. Fountain, J.M. Achuff // *Annals of Glaciology*. – 2007. – V. 46. – P. 349–354.

149. Huang S. Merging information from different resources for new insights into climate change in the past and future. *Geophys Res Lett*. – 2004. DOI:10.1029/2004GL019781.

150. IPCC 2001. Intergovernmental Panel on Climate Change. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. – Cambridge University Press, Cambridge. – 2001.

151. IPCC 2007. Intergovernmental Panel on Climate Change. *IPCC Fourth Assessment Report: climate change 2007. Synthesis Report (AR4)*. – World Meteorological Organization (WMO) and United, Geneva. – 2007.

152. Kalugin I. Rhythmic fine-grained sediment deposition in Lake Teletskoye, Altai, Siberia, in relation to regional climate change / I. Kalugin, V. Selegei, E. Goldberg et al. // *Quaternary International*. – 2005. – V. 136. – P. 5–13.

153. Karabanov E. Ecological collapse of Lake Baikal and Lake Hovsgol ecosystems during the Last Glacial and consequences for aquatic species diversity /

E. Karabanov, D. Williams, M. Kuzmin, G. Khursevich, A. Prokopenko, et al. // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – V. 209. – P. 227–243.

154. Karabanov E.V. The link between insolation North Atlantik circulation and intense glaciations in Siberia during interglacial period of Late Pleistocene / E.V. Karabanov, A.A. Prokopenko, D.F. Williams, C.M. Colman // *Quatern. Res.* – 1998. – V 50. – P. 46–55.

155. Karlen W. Lacustrine sediments and tree-limit variations as evidence of Holocene climatic fluctuations in Lappland, northern Sweden / W. Karlen // *Geografiska Annaler*. – 1976. – V. 58A. – P. 1–34.

156. Kaser G. Mass balance of glaciers and ice caps: consensus estimates for 1961–2004 / G. Kaser, J.G. Cogley, M.B. Dyurgerov, M.F. Meier, A. Ohmura // *Geophysical Research Letters*. – 2006. – V. 33. – № 19 (L19501). DOI: 10.1029/2006GL027511

157. Kelly M.G. Validation of diatoms as proxies for phytobenthos when assessing ecological status in lakes / M.G. Kelly, L. King, R.I. Jones, P.A. Barker // *Hydrobiologia*. – 2008. – V. 610. – P. 125–129.

158. Khromova T.E. Late-twentieth century changes in glacier extent in the Ak-Shiyrak range, central Asia, determined from historical data and ASTER imagery / T.E. Khromova, M.B. Dyurgerov, R.G. Barry // *Geophysical Research Letters*. – 2003. – V. 30. – № 16. – P. 186–192.

159. Kitov A.D. Modern changes of the high-mountain landscapes and glaciation in Southern Siberia (Russia) by the example of the Eastern Sayan mountains / A.D. Kitov, S.N. Kovalenko, V.M. Plyusnin, E.G. Suvorov // *Environmental Earth Sciences*. – 2015. – V. 74. – P. 1931–1946.

160. Kalugin I. Rhythmic finegrained sediment deposition in Lake Teletskoye, Altai, Siberia, in relation to regional climate change / I. Kalugin, V. Selegei, E. Goldberg, G. Seret // *Quaternary International*. – 2005. – V. 136. – № 1. – P. 5–13.

161. Kramer K. Bacillariophyceae. Teil Bacculaceae / K. Kramer, H. Lange-Bertalot. – Jena: Gustav Verlag, 1986. – 21 p.
162. Krivonogov S.K. Radiocarbon Chronology of the Late Pleistocene–Holocene Paleogeographic Events in Lake Baikal Region (Siberia) / S.K. Krivonogov, H. Takahara, Y.V. Kuzmin, L.A. Orlova, A.J.T. Jull, et al. // Radiocarbon. – 2004. – V. 46. – № 2. – P. 745–754.
163. Krivonogov S.K. Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene / S.K. Krivonogov, V.S. Sheinkman, A.A. Mistruykov // Quaternary International. – 2005. – V. 136. – P. 83–94.
164. Kuhn M. Possible future contributions to sea level change from small glaciers / M. Kuhn // In: Warrick R.A., Barrow E.M., Wigley T.M.L. (Eds.), Climate and sea level changes: observations and implications. – Cambridge University Press, Cambridge. – 1993. – P. 134–143.
165. Kukla G.J. The last interglacial / G.J. Kukla // Science. – 2000. – V. 287. – P. 987–988.
166. Kutuzov S. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatoo, inner Tien Shan, between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century / S. Kutuzov, M. Shahgedanova // Global and Planetary Change. – 2009. – V. 69. – P. 59–70.
167. Kuzmin M.I. Paleoclimate Records from the Lake Baikal Sediments and Lava Formations of the South Baikal Volcanic Area. Long Continental Records from Lake Baikal / M.I. Kuzmin, V.V. Yarmolyuk, E.B. Karabanov, T. Kawai, A.A. Prokopenko, V.A. Bychinskyi, et al. // Springer. – 2003. – P. 23–41.
168. Lacoul P. Effects of acidification on aquatic biota in Atlantic Canada / P. Lacoul, B. Freedman, T. Clair // Environ. Rev. – 2011. – V. 19. – P. 429–460.
169. Laptev G. Mass accumulation rates and fallout radionuclides ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am inventories determined in radiometrically dated abyssal sediment of the Black sea / G. Laptev, O. Voitsekhovitch, A. Kostezh, I. Osvath // International

conference on isotopes in environmental studies. – Aquatic forum. – 2004. Monaco, iaea – cn–118.

170. Leonard E.M. Varve studies at Hector Lake, Alberta, Canada and the relationship between glacial activity and sedimentation / E.M. Leonard // *Quaternary Research*. – 1986. – V. 25. – P. 199–214.

171. Leonard E.M. Use of lacustrine sedimentary sequences as indicators of Holocene glacial activity, Banff National Park, Alberta, Canada / E.M. Leonard // *Quaternary Research*. – 1986. – V. 26. – P. 218–231.

172. Li Z. Climate and glacier change in southwestern China during the past several decades / Z. Li, Y. He, W. An, L. Song, W. Zhang, et al. // *Environ. Res. Lett.* – 2011. – V. 6. – № 4 (045404).

173. Liu C. Relation between recent glacier variations and climate in the Tien Shan mountains, central Asia / C. Liu, T. Han // *Ann. Glaciol.* – 1992. – V. 16. – P. 11–16.

174. Liu X.D. Elevation dependency of recent and future minimum surface air temperature trends in the Tibetan Plateau and its surroundings / X.D. Liu, Z.G. Cheng, L.B. Yan, Z.Y. Yin // *Glob. Planet Chang.* – 2009. – V. 68. – № 3. – P. 164–174.

175. Loutre M.F. Clues from MIS 11 to predict the future climate – a modeling point of view / M.F. Loutre // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2003. – V. 212. – P. 213–224.

176. Luckman B.H. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the western Cordillera of the Americas during the last millennium / B.H. Luckman, R. Villalba // In Markgraf K. (Ed), *Interhemispheric climate linkages*. – Academic Press, New York. – 2001. – P. 119–40.

177. Luterbacher J. European summer temperatures since Roman times / J. Luterbacher, J.P. Werner, J.E. Smerdon, L. Fernández-Donado, F.J. González-Rouco, D. Barriopedro et al. // *Environmental Research Letters*. – 2016. – V. 11. – № 2 (e. 024001). DOI: 10.1088/1748-9326/11/2/02400.

178. Machguth H. Mass balance parameters derived from a synthetic network of mass balance glaciers / H. Machguth, W. Haeberli, F. Paul // *J. Glaciol.* – 2012. – № 58. – P. 965–979.

179. Mackay A.W. Aquatic ecosystem responses to Holocene climate change and biome development in boreal central Asia / A.W. Mackay, E.V. Bezrukova, M.J. Leng, M. Meaney, A. Nunes, et al. // *Quaternary Science Reviews.* – 2012. – V. 41. – P. 119–131.

180. Mann M.E. Global surface temperatures over the past two millennia / M.E. Mann, P.D. Jones. – *Geophys. Res. Lett.* – 2003. – V. 30. – № 15. – P. 1820.

181. Mann M.E. Large-scale climate variability and connections with the Middle East in past centuries / M.E. Mann // *Clim. Change.* – 2002. – № 55. – P. 287–314.

182. Mann M.E. Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties and limitations / M.E. Mann, R.S. Bradley, M.K. Hughes // *Geophys. Res. Lett.* – 1999. – V. 26. – P. 759–762.

183. Marchetto A. The study of high mountain lakes in the activity of the Istituto Italiano di Hidrobiologia / A. Marchetto // *J. Limnol.* – 1998. – V. 57. – P. 1–10.

184. Meier M.F. Contribution of small glaciers to global sea level / M.F. Meier // *Science.* – 1984. – V. 226. – P. 1418–1421.

185. Meier M.F. Glaciers dominate eustatic sea level rise in the 21st Century / M.F. Meier, M.B. Dyurgerov, U.K. Rick, S. O'Neel, et al. // *Science.* – 2007. – V. 317. – P. 1064–1067.

186. Melgunov M.S. Anomalies of Radioactivity on the Southern Bank of the Ysyk-Köl Lake (Kyrgyzstan) / M.S. Melgunov, V.M. Gavshin, F.V. Sukhorukov, I.A. Kalugin, V.A. Bobrov, J. Klerkx // *Chemistry for Sustainable Development.* – 2003. – V. 11. – P. 859–870.

187. Mischke S. A late Quaternary lake record from the Qilian Mountains (NW China): lake level and salinity changes inferred from sediment properties and

ostracod assemblages / S. Mischke, U. Herzsuh, C. Zhang, J. Bloemendal, F. Riedel // *Global Planet. Change.* – 2005. – V. 46. – P. 337–359.

188. Moberg A. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low and high-resolution proxy data / A. Moberg, D.M. Sonechkin, K. Holmgren, N.M. Datsenko, W. Karlen // *Nature.* – 2005. – V. 433. – P. 613–617.

189. Muri G. Records of atmospheric delivery of pyrolysis-derived pollutants in recent mountain lake sediments of the Julian Alps (NW Slovenia) / G. Muri, S.G. Wakeham, N.L. Rose // *Environ. Pollut.* – 2006. – V. 139. – P. 461–468.

190. Ndiaye M. A Semi Automated Method for Laminated Sediments Analysis / M. Ndiaye, E. Davaud, D. Ariztegui, M. Fall // *Int. J. Geosci.* – 2012. – V. 3. – P. 206–210.

191. Nesbitt H.W. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites / H.W. Nesbitt, G.M. Young // *Nature.* – 1982. – V. 299. – P. 715–717.

192. Nesje A. Briksdalsbreen in western Norway: AD 1900-2004 frontal fluctuations as a combined effect of variations in winter precipitation and summer temperature. / A. Nesje // *The Holocene.* – 2005. – V. 15. – P. 1245–1252.

193. Nesje A. *Glaciers and Environmental Change* / A. Nesje, S.O. Dahl. – Arnold, London, 2000. – 203 p.

194. Nesje A. Glaciers as indicators of Holocene climatic change / A. Nesje, S.O. Dahl // In: Mackay A., Battarbee R., Birks H.J.B., F. Oldfield (Eds.), *Global Change in the Holocene.* – Arnold, London. – 2003. – P. 264–280.

195. Nesje A. Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter precipitation changes in the Jostedalsbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records / A. Nesje, J.A. Matthews, S.O. Dahl, M.S. Berrisford, C. Andersson // *The Holocene.* – 2001. – V. 11. – P. 267–280.

196. Oerlemans J. Modelling the response of glaciers to climate warming / J. Oerlemans, V. Anderson, A. Hubbard, P. Huybrechts, T. Jóhannesson, et al. // *Climate Dynamics*. – 1998. – V. 14. – P. 267–274.
197. Ohmura A. Completing the World Glacier Inventory / A. Ohmura // *Annals of Glaciology*. – 2009. – V. 50. – P. 144–148.
198. Osborn T.J. The spatial extent of 20th century warmth in the context of the past 1200 years / T.J. Osborn, K.R. Briffa // *Science*. – 2006. – V. 311. – P. 841–844.
199. Osipov E.Y. Glacier changes on the Pic Topografov Massif, East Sayan Range, Southeast Siberia, from Remote Sensing Data / E.Y. Osipov, O.P. Osipova // *Geosciences*. – 2018. – V. 8. – № 148. – P. 1–12.
200. Osipov E.Y. Glaciers and meltwater flux to Lake Baikal during the Last Glacial Maximum / E.Y. Osipov, O.M. Khlystov // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2010. – V. 294. – P. 4–15.
201. Osipov E.Yu. Equilibrium-line altitudes on reconstructed LGM glaciers of the northwest Barguzinsky Ridge, Northern Baikal, Russia / E.Yu. Osipov // *ELSEVIER. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – V. 209. – № 1–4. – P. 219–226.
202. Osipov E.Yu. Mountain glaciers of southeast Siberia: current state and changes since the Little Ice Age / E.Yu. Osipov, O.P. Osipova // *Annals of Glaciology*. – 2014. – V. 55. – № 66. – P. 167–176.
203. Pankow H. Ostsee-Algenflora / H. Pankow. – Jena: Gustav Verlag, 1990. – 648 p.
204. Paul F. Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969–1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data / F. Paul // *Remote Sens*. – 2002. – V. 23. – P. 787–799.
205. Paul F. Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models / F. Paul, W. Haeberli // *Geophys. Res. Lett*. – 2008. – V. 35 (L21502). DOI: 10.1029/2008GL034718.

206. Peck J.A. Mid to Late Holocene climate change in north central Mongolia as recorded in the sediments of Lake Telmen / J.A. Peck, P. Khosbayar, S.J. Fowell, R.B. Pearce, S. Ariunbileg, et al. // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2002. – V. 183. – P. 135–153.

207. Petrovskii S.K. The use of FTIR methods for rapid determination of contents of mineral and biogenic components in lake bottom sediments, based on studying of East Siberian lakes / S.K. Petrovskii, O.G. Stepanova, S.S. Vorobyeva, T.V. Pogodaeva, A.P. Fedotov // *Environmental Earth Sciences*. – 2016. – V. 75 (226). DOI 10.1007/s12665-015-4953-y.

208. Pfeffer W.T. Kinematic constraints on glacier contributions to 21st century sea level rise / W.T. Pfeffer, J.T. Harper, S. O'Neel // *Science*. – 2008. – V. 321. – P. 1340–1343.

209. Phedorin M.A. Signature of long supercycles in the Pleistocene history of Asian limnic systems. *J Paleolimnol.* / M.A. Phedorin, A.P. Fedotov, S.S. Vorobieva, G.A. Ziborova – 2008. – V. 40. – P. 445–452.

210. Phedorin M.A. Synchrotron radiation X-ray fluorescence analysis on VEPP-3 of the bottom sediments of Lake Baikal to perform a Paleoclimatic reconstruction / M.A. Phedorin, V.A. Bobrov, K.V. Zolotarev // *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res. A*. – 1998. – V. 405. – P. 560–568.

211. Phedorin M.A. The comparison of biogenic silica, Br and Nd distributions in the sediments of Lake Baikal as proxies of changing paleoclimates of the last 480 ky. / M.A. Phedorin, E.L. Goldberg, M.A. Grachev, O.L. Levina, O.M. Khlystov, I.P. Dolbnya // *Nucl Instrum Methods Phys Res*. – 2000. – V. A 448. – P. 400–406.

212. Phedorin M.A. Variations in environmental conditions of intracontinental Asia over the past 1 Ma in high-resolution geochemical records from bottom sediments of Lake Khubsugul (Mongolia) / M.A. Phedorin, A.P. Fedotov, O.P. Saeva, V.A. Bobrov // *Doklady earth sciences*. – 2007. – V. 417. – № 9. – P. 1416–1420.

213. Pokrovsky O.S. Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basaltic terrain in Central Siberia / O.S. Pokrovsky, J. Schott, B. Dupre // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2006. – V. 70. – P. 3239–3260.

214. Potapova M.G. Quantifying species indicator values for trophic diatom indices: a comparison of approaches / M.G. Potapova, Charles D.F., K.C. Ponader, D.M. Winter // *Hydrobiologia.* – 2004. – 517. – P. 25–41.

215. Prokopenko A.A. Basin-wide sedimentation changes and deglacial lake-level rise in the Hovsgol basin, NW Mongolia / A.A. Prokopenko, M.I. Kuzmin, D.F. Williams, V.F. Gelety, et al. // *Quatern. Int.* – 2005. – V. 136. – P. 59–69.

216. Prokopenko A.A. Paleoenvironmental proxy records from Lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the Lake Baikal watershed / A.A. Prokopenko, G.K. Khursevich, E.V. Bezrukova, M.I. Kuzmin, X. Boes, et al. // *Quaternary Research.* – 2007. – V. 68. – P. 2–17.

217. Radić V. Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise / V. Radić, R. Hock // *Nature Geoscience.* – 2011. – V. 4. – № 2. – P. 91–94.

218. Ramírez E. Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case study in Bolivia: Glacier Chacaltaya (16° S) / E. Ramírez, B. Francou, P. Ribstein, et al. // *Journal of Glaciology.* – 2001. – V. 47. – № 157. – P. 187–194.

219. Rayner N.A. Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century / N.A. Rayner, D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, et al. // *Geophys Res.* – 2003. – V. 108 (4407). DOI: 10.1029/2002JD002670.

220. Reserch Protocols for PALE. Paleoclimates of Arctic Lakes and Estuaries. Issued by PALE Steering Committee. PAGES Workshop Report, Series 94–1, Pages Core Project Office. – Bern, Switzerland, 1993. – 53 p.

221. Rhodes T.E. A late Pleistocene–Holocene lacustrine records from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China) / T.E. Rhodes, F. Gasse, R. Lin, J.-C. Fonters, K. Wei, et al. // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1996. – V. 120. – P. 105–121.

222. Ruddiman W.F. Insolation, Ice Sheets and Greenhouse Gases / W.F. Ruddiman // *Quat. Sci. Rev.* – 2003. – V. 22. – P.1597–1629.

223. Ruddiman W.F. Mid-Pleistocene evolution of Northern Hemisphere climate / W.F. Ruddiman, M.E Raymo., D.G. Martinson, B.M. Clement, J. Backman // *Paleoceanography.* – 1989. – V. 4. – P. 353–412.

224. Ruth P. Ecology of freshwater. Diatoms and diatom communities / P. Ruth // In: Werner D. (Ed.), *The biology of diatoms.* – Blackwell Scientific, London. – 1977. – P. 284–332.

225. Selvaraj K. Holocene East Asian monsoon variability: links to solar and tropical Pacific forcing / Selvaraj K., C.T.A. Chen, J.Y. Lou // *Geophys. Res. Lett.* – 2007. – V. 34 (L01703).

226. Shahgedanova M. Geodetic mass balance of Azarova Glacier, Kodar mountains, eastern Siberia, and its links to observed and projected climatic change / M. Shahgedanova, V. Popovnin, A. Aleynikov, C.R. Stokes // *Annals of Glaciology.* – 2011. – V. 52. – № 58. – P. 129–137.

227. Shijin W. Spatial change detection of glacial lakes in the Koshi River Basin, the Central Himalayas / W. Shijin, Z. Tao // *Environ. Earth Sci.* – 2014. – V. 72. – P. 4381–4391.

228. Solomina O. Historical and Holocene glacier–climate variations: general concepts and overview / Solomina O., Haeberli W., Kull C., Wiles G. // *Glob Planet Chang.* – 2008. – V. 60. – P. 1–9.

229. Solomina O.N. Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum / O.N. Solomina // *Annals of Glaciology.* – 2000. – V. 31. – P. 26–30.

230. Solotchina E.P. Simulation of XRD patterns as an optimal technique for studying glacial and interglacial clay mineral associations in bottom sediments of Lake Baikal / Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Vasilevsky A.N. et al. // *Clay Miner.* – 2002. – V. 37. – P. 105–119.

231. Sommaruga R. Negative consequences of glacial turbidity for the survival of freshwater planktonic heterotrophic flagellates / R. Sommaruga, G. Kandolf // *Sci. Rep.* – 2014. – V. 4. – P. 4113. DOI: 1038/srep04113.

232. Song C. Remote sensing of alpine lake water environment changes on the Tibetan Plateau and surroundings: A review. ISPRS / C. Song, B. Huang, L. Ke, K.S. Richards // *J. Photogramm Remote Sens.* – 2014. – V. 92. – P. 26–37.

233. Steinhilber F. Total solar irradiance during the Holocene / Steinhilber F., Beer J., Fröhlich C. // *Geophys. Res. Lett.* – 2009. – V. 36 (L19704). DOI: 10.1029/2009GL040142.

234. Stepanova O.G. Reconstruction of glacier fluctuations in the East Sayan, Baikalsky and Kodar Ridges (East Siberia, Russia) during the last 210 years based on high-resolution geochemical proxies from proglacial lake bottom sediments / O.G. Stepanova, V.A. Trunova, V.V. Zvereva, M.S. Melgunov, A.P. Fedotov // *Environmental Earth Sciences.* – 2015. – V. 74. – P. 2029–2040. DOI 10.1007/s12665-015-4457-9.

235. Stokes C.R. Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia / C.R. Stokes, M. Shahgedanova M., I.S. Evans, V.V. Popovnin // *Glob. Plan. Chan.* – 2013. – V. 101. – P. 82–96.

236. Stott L. Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch / L. Stott, K. Cannariato, R. Thunell, G.H. Haug, A. Koutavas, S. Lund // *Nature.* – 2004. – V. 431. – P. 56–59.

237. Sturm M. Holocene and Late Glacial sedimentation near steep slopes in southern Lake Baikal / M. Sturm, E.G. Vologina, S.S. Vorob'eva // *Journal of Limnology.* – 2016. – 75. – № 1. – P. 24–35.

238. Sukhanova L.V. Reconstruction of glacier advance in Northern Baikal area (East Siberia, Russia) in the Pleistocene inferred from mitochondrial DNA polymorphisms of Baikal grayling (*Salmonidae: Thymallus baicalensis*) / L.V. Sukhanova, S.V. Kirilchik, Yu.P. Tolmacheva, S.Y. Petukhov, A.P. Fedotov // *Quaternary International*. – 2016. – V. 420. – № 28. – P. 242–248.

239. Surazakov A.B. Glacier changes in Siberian Altai Mountains, Ob river basin (1952–2006) estimated with high resolution imagery / A.B. Surazakov, V.B. Aizen, E.M. Aizen, S.A. Nikitin // *Environmental Research Letters*. – 2007. – V. 2. – P. 1–7.

240. Suturin A.N. Preparation and assessment of a candidate reference sample of Lake Baikal deep water / Suturin A.N., Paradina L.F, Epov V.N., Semenov A.R., Lozhkin V.I., Petrov L.L. // *Spectrochimica Acta Part B*. – 2003. – V. 58. – P. 277–288.

241. Tennant C. Area change of glaciers in the Canadian Rocky Mountains, 1919 to 2006 / C. Tennant, B. Menounos, R. Wheate // *The Cryosphere Discussions*. – 2012. – V. 6. – P. 2327–2361.

242. Thompson L.G. Tropical glaciers, recorders and indicators of climate change, are disappearing globally / L.G. Thompson, E. Mosley-Thompson, M.E. Davis, H.H. Brecher *Annals of Glaciology*. – 2011. – V. 52. – № 59. – P. 23–34.

243. Trunova V.A. Tracing recent glacial events in bottom sediments of a glacial lake (East Sayan Ridge, Russia) from high-resolution SR-XRF, ICP-MS, and FTIR records / V.A. Trunova, O.G. Stepanova, V.V. Zvereva, et al. // *X-Ray Spectrometry*. – 2015. – V. 44. – P. 255–262. DOI: 10.1002/xrs.2616.

244. Von Rad U. A 5000-yr Record of Climate Change in Varved Sediments Zone off Pakistan, Northeastern Arabian Sea / U. Von Rad, M. Schaaf, K.H. Michels, H. Schulz, W.H. Berger, F. Sirocko // *Quaternary Research*. – 1999. – V. 51. – № 1. – P. 39–53.

245. Vorobyeva S.S. Impact of glacier changes on ecosystem of proglacial lakes in high mountain regions of East Siberia (Russia) / S.S. Vorobyeva, V.A.

Trunova, O.G. Stepanova, V.V. Zvereva, S.K. Petrovskii, et al. // *Environmental Earth Sciences*. – 2015. – 74. – P. 2055–2063. DOI: 10.1007/s12665-015-4164-6.

246. Vinther B.M. Holocene thinning of the Greenland ice sheet / B.M. Vinther, S.L. Buchardt, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, S.J. Johnsen, D.A. Fisher, et al. // *Nature*. – 2009. – 461. – P. 385–388. DOI:10.1038/nature08355.

247. Wetzel R.G. *Limnological analyses* / R.G. Wetzel, G.E. Likens. – New York: Springer-Verlag, 1991. – 391 p.

248. Wetzel R.G. *Limnology: Lake and River Ecosystems* / R.G. Wetzel. – San Diego: Academic Press CA, 2001. – 1006 p.

249. WGMS 2011. *Glacier Mass Balance Bulletin № 11 (2008–2009)* / In: Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W. (Eds.), ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO. – *World Glacier Monitoring Service, Zurich*. – 2011. – 102 p.

250. Wild E.M. 14C dating of humic acids from bronze and iron age plant remains from the eastern Mediterranean / E.M. Wild, P. Steier, P. Fischer, F. Hoflmayer // *Radiocarbon*. – 2013. – V. 55. – № 2–3. – P. 599–607.

251. Wilson R. A matter of divergence: Tracking recent warming at hemispheric scales using tree ring data / R. Wilson, R. D'Arrigo, B. Buckley, U. Büntgen, et al. // *J. Geophys. Res.* – 2007. – V. 112 (D17103). DOI: 10.1029/2006JD008318.

252. Xoplaki E. European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium / E. Xoplaki, J. Luterbacher, H. Paeth, D. Dietrich, et al. // *Geophys. Res. Lett.* – 2005. – 32(L15713). DOI: 10.1029/2005GL023424.

253. Zemp M. Alpine glaciers to disappear within decades? / M. Zemp, W. Haeberli, M. Hoelzle, F. Paul // *Geophysical Research Letters*. – 2006. – V. 33 (L13504). <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026319>.

254. Zemp M. Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network / M. Zemp, M. Hoelzle, W. Haerberli // *Annals of Glaciology*. – 2009. – V. 50. – P. 101–111.

255. Zhang Q.F. Deriving stand age distribution in boreal forests using SPOT VEGETATION and NOAA AVHRR imagery / Q.F. Zhang, G. Pavlic, W.J. Chen, R. Latifovic, R. Fraser, J. Cihlar // *Remote Sens. Environ.* – 2004. – V. 91. – P. 405–418.

256. Zolotarev K.V. Scanning SR-XRF beamline for analysis of bottom sediments / K.V. Zolotarev, E.L. Goldberg, V.I. Kondratyev, G.N. Kulipanov, et al. // *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. A*. – 2001. – V. 470. – P. 376–379.

ЭЛЕКТРОННЫЕ РЕСУРСЫ

<http://www.calpal-online.de>

<https://imagej.nih.gov/ij/>

https://lv-twk.oekosys.tu-berlin.de/project/lv-twk/images/pdfs/2009-Seppae-et-al_cp-5-523-2009.pdf

<https://www.nature.com/articles/srep27723>

Juggins S. rioja: Analysis of quaternary science data, R package version (0.8–5), 2012. <http://cran.r-project.org/package=rioja>

PAGES2k Global 2,000 Year Multiproxy Database, www.ncdc.noaa.gov
<http://climate.geog.udel.edu/>