

УДК 550.424.08:551

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОБЫТИЯ ОЛДУВЕЙ В ОСАДКАХ ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН (*Anadyrskoe плоскогорье, Чукотка*)

П.С. Минюк

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
685000, Магадан, ул. Портовая, 16, Россия*

Исследовано распределение geoхимических характеристик в осадках оз. Эльгыгытгын (Чукотка), сформировавшихся во время события Олдувей. Установлена четкая geoхимическая и петромагнитная зональность разреза, отражающая глобальные климатические изменения. Геохимические зоны совпадают с морскими изотопными стадиями (MIS) 61—75. Осадки теплых стадий характеризуются повышенными содержаниями мобильных элементов (SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O , Sr), высокими значениями магнитной восприимчивости, низкими содержаниями Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 , Rb , Zr , Ni , низкими значениями LOI, парамагнитной компоненты, индексов химического изменения. Для осадков холодных стадий наблюдается обратная закономерность. Низкие значения магнитной восприимчивости в отложениях оптимальных стадий MIS 63, 65, 71 и 75 обусловлены разбавлением дретитового материала биогенным. Верхняя граница события Олдувей проходит в теплой стадии MIS 63, нижняя совпадает с границей стадий MIS 74 и 75. Источниками сноса для осадков оз. Эльгыгытгын являлись продукты выветривания кислых меловых пород пыкарваамской и эргываамской свит, распространенных вблизи озера. По geoхимическим и петромагнитным данным установлена цикличность осадконакопления во время события Олдувей с периодами около 54, 40—43, 23 тыс. лет. Орбитальные циклы 40—43 и 23 тыс. лет указывают на глобальные причины изменений geoхимических характеристик.

Событие Олдувей, geoхимия, плейстоцен, оз. Эльгыгытгын

GEOCHEMICAL FEATURES OF THE OLDUVAI EVENT IN THE SEDIMENTS OF LAKE EL'GYGYTGYN (*Anadyr Plateau, Chukchi Peninsula*)

П.С. Минюк

The paper is concerned with study of the distribution of geochemical characteristics in the sediments of Lake El'gygytgyn (Chukchi Peninsula) formed during the Olduvai event. A clear geochemical and rock-magnetic zoning of the section has been established, which reflects global climatic changes. The geochemical zones coincide with marine isotope stages MIS 75—MIS 61. The sediments of warm stages are characterized by elevated contents of mobile components (SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O , and Sr), high values of magnetic susceptibility, low contents of Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 , Rb , Zr , and Ni , and low values of LOI, paramagnetic component, and chemical indices of alteration. The reverse pattern is observed for the sediments of cold stages. The low values of magnetic susceptibility in the sediments of optimal stages MIS 63, MIS 65, MIS 71, and MIS 75 are due to the dilution of detrital material with a biogenic one. The upper boundary of the Olduvai event passes in warm stage MIS 63, and the lower boundary coincides with the boundary between MIS 74 and MIS 75. The products of weathering of the Cretaceous felsic rocks of the Pykarvaam and Ergyvaam formations located near Lake El'gygytgyn were the provenances for its sediments. According to the geochemical and rock-magnetic data, the sedimentation during the Olduvai event was a cyclic process with periods of ca. 54, 40—43, and 23 kyr. The orbital cycles of 40—43 and 23 kyr indicate global causes of geochemical changes.

Olduvai event, geochemistry, Pleistocene, Lake El'gygytgyn

ВВЕДЕНИЕ

Событие Олдувей является важнейшим стратиграфическим маркером четвертичного периода. С ним связано проведение границы гелазия и калабрия, в прошлом границы плиоцена и плейстоцена. Стратотипом названной границы является разрез Врика в Италии [Aguirre, Pasini, 1985]. В этом разрезе граница проводится по кровле сапропеля «е», в верхней части субхрона Олдувей, на уровне 1.8 млн лет [Zijderveld et al., 1991; Lourens et al., 1996; Cita et al., 2012].

Палеомагнитная зональность разреза Врика трактуется неоднозначно. Есть расхождение в определении положения верхней и нижней границ события Олдувей и их возраста [Tauxe et al., 1983]. Присутствие среди магнитных минералов аутигенных сульфидов железа осложняет установление полярности геомагнитного поля в этом разрезе [Roberts et al., 2010]. В ранних работах по палеомагнетизму

разреза Брика в верхней части события Олдувей выделялась знакопеременная зона [Tauxe et al., 1983; Zijderveld et al., 1991]. Следует отметить, что обратнополярные (аномальные) интервалы в хроне Олдувей отмечались и в других районах [Mazaad, Channell, 1999; Yang et al., 2008; Lepre, Kent, 2010, 2015; Spassov et al., 2011]. Наличие этих интервалов связывается или с постседиментационными процессами [Roberts et al., 2010; Spassov et al., 2011; Sier et al., 2017], или с геомагнитным полем [Yang et al., 2008; Lepre, Kent, 2010, 2015; Kusu et al., 2016; Goguitchaichvili et al., 2021].

Привязка события Олдувей к морским изотопным стадиям (МИС) также неоднозначная. В международной стратиграфической шкале для последних 2.7 млн лет (Version 2019, QI-500), геохронологической шкале 2020 г. верхняя граница события проводится в МИС 61, а нижняя в МИС 71 [Cohen, Gibbard, 2019, 2021; Gibbard, Head, 2020]. Согласно обзорной работе [Channell et al., 2020], кровля события Олдувей установлена в МИС 63, а подошва в МИС 73. В широко применяемой изотопной шкале [Lisiecki, Raymo, 2005], использованной для хронологии осадков оз. Эльгыгыттын, верхняя и нижняя границы события Олдувей проводятся в МИС 63 и на границе МИС 74 и 75 соответственно. Возраст кровли и подошвы события Олдувей в разрезе оз. Эльгыгыттын составляет 1781 и 1968 тыс. лет соответственно [Haltia, Nowaczyk, 2014].

Событие занимает длительный временной интервал — около 200 тыс. лет, что сопоставимо с продолжительностью подразделений позднего и среднего плейстоцена. В нем установлено 11 морских изотопно-кислородных стадий разного временного объема. Нижние стадии 71, 73 и 74 наиболее продолжительные.

В арктических регионах Дальнего Востока пограничные отложения гелазия и калабрия изучены слабо. Они содержат многочисленные перерывы, зачастую плохо датированы, непригодны для палеомагнитных исследований или не изучались этим методом. Для этого интервала нет яркого биостратиграфического или климатостратиграфического репера с четкой хронологической привязкой. Поэтому выделить временной интервал разреза, соответствующий событию Олдувей, часто не представляется возможным.

Разрез оз. Эльгыгыттын с хорошо разработанной хронологией является наиболее полным для позднего плиоцена и плейстоцена в континентальной Арктике [Melles et al., 2012; Brigham-Grette et al., 2013; Wennrich et al., 2016]. Отдельные диапазоны позднего плиоцена и плейстоцена детализируются различными методами, включая геохимические.

Рентгенофлуоресцентным анализом изучена верхняя часть разреза оз. Эльгыгыттын (МИС 1—11), где отчетливо выделяется геохимическая зональность [Minyuk et al., 2007, 2014; Минюк и др., 2011]. Геохимические зоны коррелируются с морскими изотопными стадиями. Установлено, что осадки теплых стадий обогащены SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O , Sr , в то время как для отложений холодного климата характерны повышенные содержания TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 , а также высокие значения потерь при прокаливании (LOI). Весь осадочный разрез озера изучен методом энергодисперсионной рентгеновской флуоресценции с использованием сканера ITRAX (Швеция), при этом анализировались отдельные элементы и отношения отдельных элементов (Si/Ti , Fe/Mn , Rb/Sr) [Wennrich et al., 2014, 2016]. По данным органической геохимии, осадкам теплых стадий свойственны высокие содержания биогенного кремнезема, но общее содержание органического углерода, азота и серы выше в осадках холодных стадий [Melles et al., 2007, 2012; Brigham-Grette et al., 2013; Wennrich et al., 2016]. Осадки теплых стадий более грубозернистые, характеризуются высокими значениями магнитной восприимчивости и низкой долей парамагнитной компоненты намагниченности [Nowaczyk et al., 2002; Francke et al., 2013; Minyuk et al., 2014]. Из установленных закономерностей выбиваются данные по отложениям климатических оптимумов (суперинтерстадиалов). Для оптимальных стадий типичны высокие содержания биогенного и общего кремнезема, высокие значения общего органического углерода и заметно низкие значения магнитной восприимчивости, обусловленные разбавлением дегритового материала указанными компонентами. Подобная закономерность установлена для осадков оз. Байкал [Kravchinsky et al., 2003; Prokopenko et al., 2006].

В настоящей работе приводится детальная геохимическая характеристика события Олдувей, надежно установленного в осадочном разрезе озера [Haltia, Nowaczyk, 2014].

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пограничные отложения гелазия и калабрия изучены по осадкам оз. Эльгыгыттын. Озеро находится на Анадырском плоскогорье Чукотки ($67^{\circ}30'$ с.ш., $172^{\circ}05'$ в.д.) в кратерной воронке, происхождение которой связывается с падением метеорита около 3.6 млн л. н. [Koeberl et al., 2013]. Диаметр озера составляет около 12 км, глубина его не превышает 175 м. В оз. Эльгыгыттын впадает около 50 мелких ручьев, вытекает р. Энмываам (рис. 1).

Озеро расположено в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. В разрезе вулканогенных пород, слагающих окрестности озера, выделяются пыкарваамская (игнимбриты, туфы, витроигнимбриты, туфопесчаники), воронинская (игнимбриты, туфы), коэквуньская (андезибазальты, туфы, туфобрекчии,

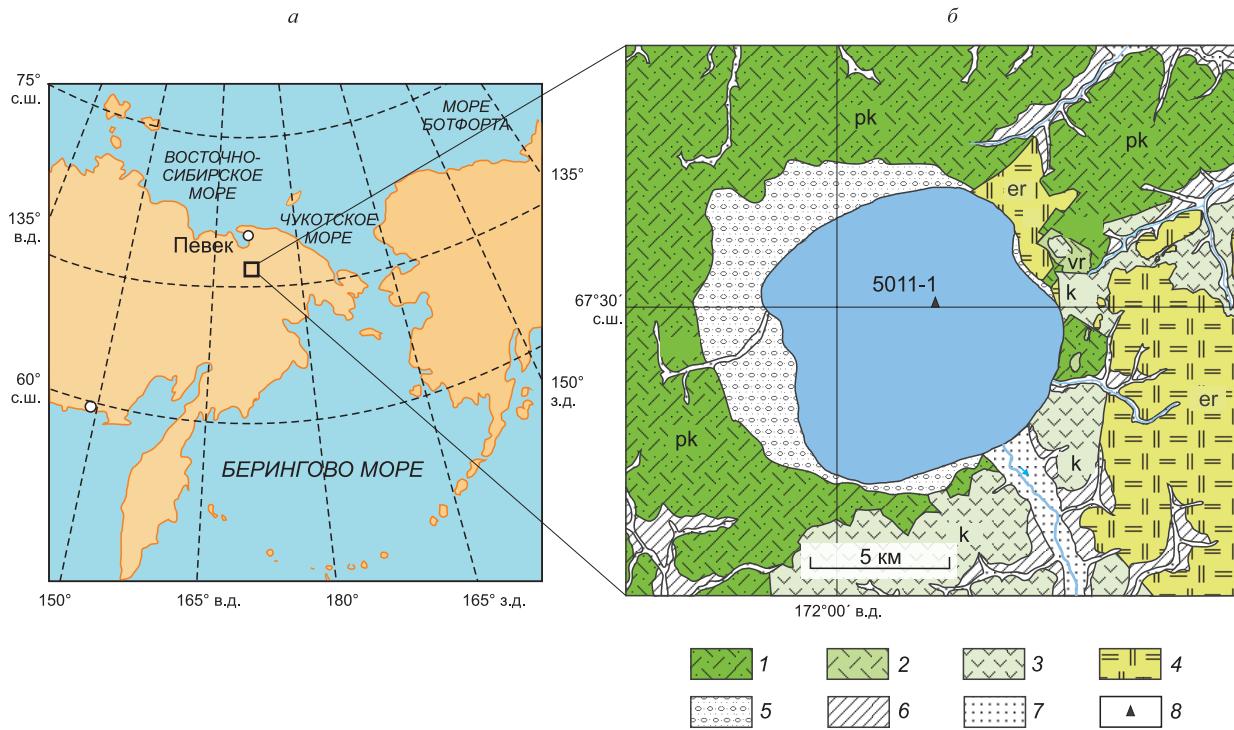


Рис. 1. Местоположение (а) и геологическая карта (б) окрестностей оз. Эльгыгытгын, по [Белый, Райкевич, 1994; Белый, Белая, 1998].

Свиты: 1 — пыкарваамская (pk), 2 — воронинская (vr), 3 — коеквуньская (k), 4 — эргываамская (er), 5 — делювий, 6 — террасовые отложения, 7 — аллювиальные отложения, 8 — скважина.

туфопесчаники) и эргиваамская (туфы, игнимбриты) свиты [Белый, Райкевич, 1994; Белый, Белая, 1998]. Доминирующими являются пыкарваамская и эргиваамская свиты, породы которых имеют риолитовый состав [Minyuk et al., 2014]. Продукты выветривания и разрушения этих пород являются главным источником обломочного материала, поступающего в озеро.

МЕТОДИКА

Химический состав осадков изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа. Содержания породообразующих элементов определены на многоканальном рентгенофлуоресцентном спектрометре CPM-25 и спектрометре S4 Pioneer, концентрации редких элементов — на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30. Измерения магнитной восприимчивости (MB) выполнены на многофункциональном каппаметре MFK1-FA, гистерезисных характеристик — на автоматическом коэрцитиметре J-meter [Буров и др., 1986]. Всего изучено 403 геохимических образца, отобранных непрерывно по разрезу. Каждый образец представляет 2 см сегмента керна. Относительное количество органического материала, преимущественно органического углерода, оценено по величине LOI после прогрева проб до 550 °C (2 ч) и 1000 °C (1 ч) [Heiri et al., 2001]. Компонентный анализ проведен с использованием программы PAST [Hammer et al., 2001]. Кроме отдельных элементов, анализировались различные геохимические индексы и модули, в частности, индекс химического изменения (Chemical index of alteration, CIA = $[Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$ [Nesbitt, Young, 1982]), плагиоклазовый индекс изменения (Plagioclase index of alteration, PIA = $[(Al_2O_3 - K_2O)/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)] \times 100$ [Fedo et al., 1995]), отношения Rb/Sr, SiO₂/TiO₂, Fe₂O₃/TiO₂.

Возраст осадков и палеомагнитные уровни использованы согласно работе [Melles et al., 2012]. Охарактеризован интервал от 1716 до 1990 тыс. л. н., охватывающий МИС 61—75.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Литология. В осадочном разрезе оз. Эльгыгытгын доминируют терригенные отложения. По комплексу литологических признаков выделено пять литофаций — а, б, в, г и д [Wennrich et al., 2016]. Фа-

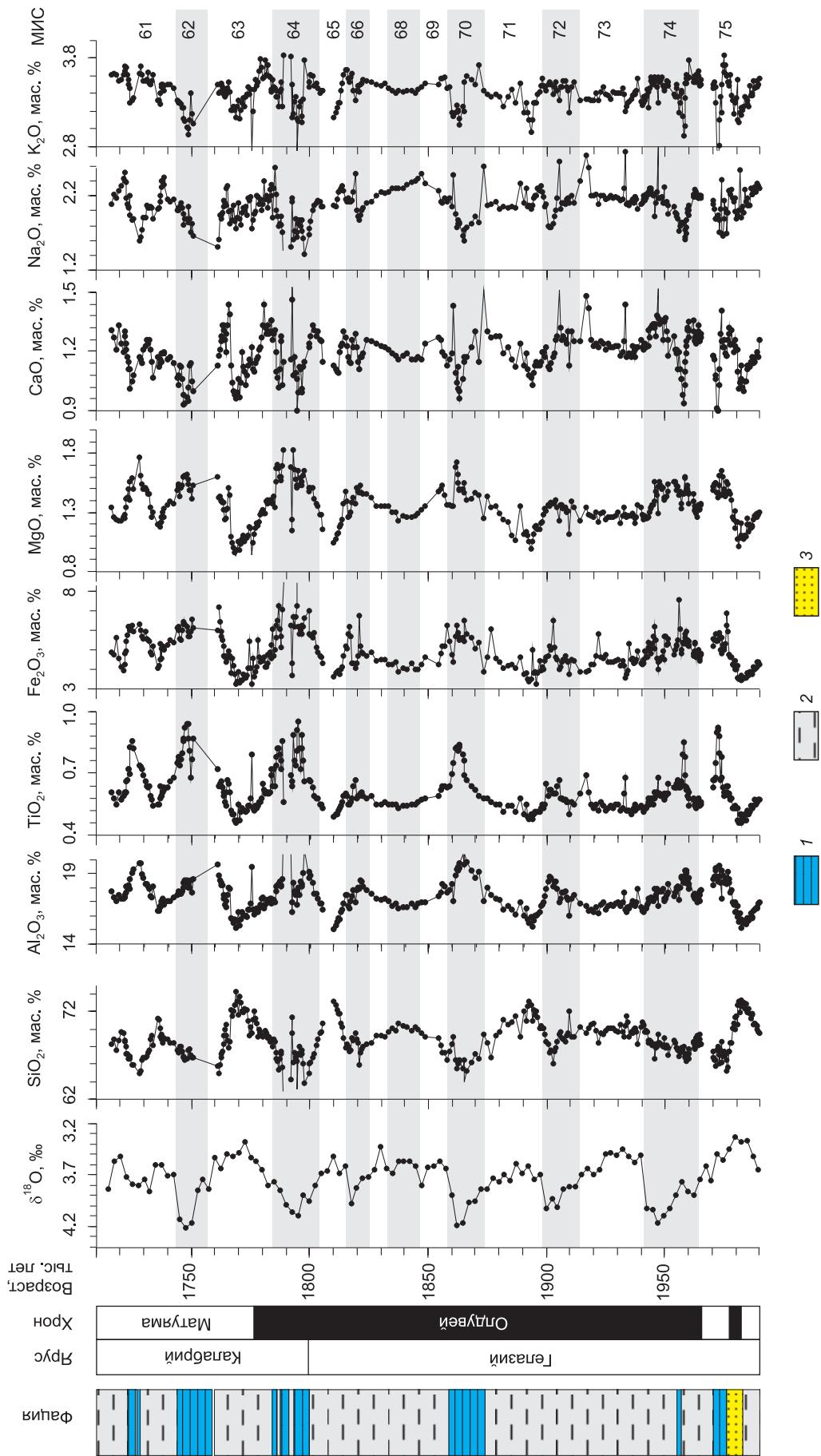


Рис. 2. Литология разреза и распределение содержаний породообразующих элементов по разрезу.

Здесь и на рис. 3, 5: 1 — фации *a*; 2 — фации *b*; 3 — фации *c*. Изотопно-кислородная кривая, по [Lisiecki, Raymo, 2005].

ции *a*, *b*, *c* типичны для отложений плейстоцена, включая исследуемый интервал (рис. 2). Две последние фации *g* и *d* установлены в плиоценовой части разреза.

Фация *a* представлена тонкослоистыми темно-серыми до черных алевритами, сформированными во время ледниковых периодов с круглогодичным ледовым покровом на озере, с обедненными кислородом придонными водами и отсутствием биотурбаций.

Фации *b* характеризуются массивными неслоистыми алевритами от оливково-серого до коричневатого цвета. Отсутствие льда на озере в летнее время способствовало перемешиванию воды, обогащению вод кислородом, развитию биотурбаций. Фации характерны для гляциальных, интерстадиальных и межледниковых условий.

Фации *c* сложены красновато-коричневыми алевритами с ясно выраженной тонкой слоистостью, обусловленной чередованием слоев с различным содержанием органики и минерального вещества. Фации представляют преимущественно теплые межледниковые.

В целом в исследуемом разрезе доминируют фации *b*, сложенные неслоистыми осадками (см. рис. 2). Мощность характеризуемой части разреза составляет 12.97 м, мощность события Олдувай 8.945 м.

Принципиальный компонентный анализ. Содержания элементов сильно варьируют по разрезу колонки (см. рис. 2, 3).

Для анализа и уменьшения размерности данных применялся метод главных компонент. Вычисление компонент проведено с использованием программы PAST [Hammer et al., 2001], а результаты анализа изображены в виде диаграммы, на которой элементы группируются в определенных областях (рис. 4).

Первая компонента (вертикальная ось, PC1) объясняет 45.7 % изменчивости данных. Она позитивно коррелирует с Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , P_2O_5 , Cr , Ni , Rb , Zr , LOI и негативно с SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O , Sr . Среди переменных, расположенных в левой части диаграммы, максимальные коэффициенты корреляций составляют между SiO_2 и Na_2O ($r = 0.49$), CaO и Na_2O ($r = 0.48$), CaO и K_2O ($r = 0.55$), CaO и Sr ($r = 0.75$). Эта группа элементов относится к мобильным элементам и представляет осадки теплых климатических стадий [Minyuk et al., 2014]. Компоненты, расположенные в правой части диаграммы, характеризуют осадки холодных стадий.

Среди этой группы наблюдается значимая положительная корреляция между Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO (табл. 1). Позитивно с ними коррелируются Cr , Ni , Rb , Zr , LOI. Фосфор коррелирует лишь с марганцем ($r = 0.80$) и железом ($r = 0.38$). Коэффициент корреляции марганца с железом составляет 0.45. Вторая компонента (горизонтальная ось, PC2) объясняет 7.3 % вариативности данных (см. рис. 4). Она позитивно коррелируется с CaO , K_2O , Rb , Sr и негативно с SiO_2 , TiO_2 , Ni . Эта компонента также разделяет образцы по климатическому признаку. Группы образцов, расположенные в нижней части диаграммы, представляют самые теплые и холодные интервалы разреза. Они обогащены кремнеземом, титаном, никелем.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции Пирсона для геохимических и магнитных характеристик

Компонент	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr	Ni	Rb	Sr	Zr	LOI
SiO_2																
Al_2O_3	-0.91															
TiO_2	-0.67	0.65														
Fe_2O_3	-0.90	0.70	0.65													
MnO	-0.36	0.14	0.01	0.45												
MgO	-0.88	0.82	0.73	0.77	0.13											
CaO	-0.02	-0.04	-0.30	-0.20	-0.02	0.01										
NaO	0.49	-0.58	-0.38	-0.59	-0.17	-0.44	0.48									
K_2O	-0.24	0.19	-0.35	0.04	0.05	0.16	0.55	0.13								
P_2O_5	-0.20	-0.08	0.01	0.38	0.80	-0.06	-0.12	-0.07	-0.12							
Cr	-0.46	0.36	0.56	0.51	0.10	0.49	-0.2	-0.25	-0.22	0.18						
Ni	-0.29	0.28	0.63	0.38	0	0.36	-0.41	-0.34	-0.33	0.02	0.45					
Rb	-0.57	0.56	-0.08	0.39	0.19	0.48	0.26	-0.29	0.73	-0.04	0.02	-0.23				
Sr	0.44	-0.48	-0.61	-0.59	-0.07	-0.43	0.75	0.75	0.40	-0.06	-0.37	-0.53	-0.06			
Zr	-0.53	0.48	0.78	0.43	-0.01	0.59	0	0.01	-0.20	-0.01	0.45	0.38	-0.08	-0.17		
LOI	-0.35	0.47	0.12	0.29	0.25	0.28	-0.22	-0.59	-0.06	0.09	0.10	0.08	0.31	-0.43	-0.12	
MB	0.13	-0.25	-0.38	-0.12	0.05	-0.22	0.34	0.44	0.31	-0.02	-0.16	-0.30	0.05	0.45	-0.19	-0.31

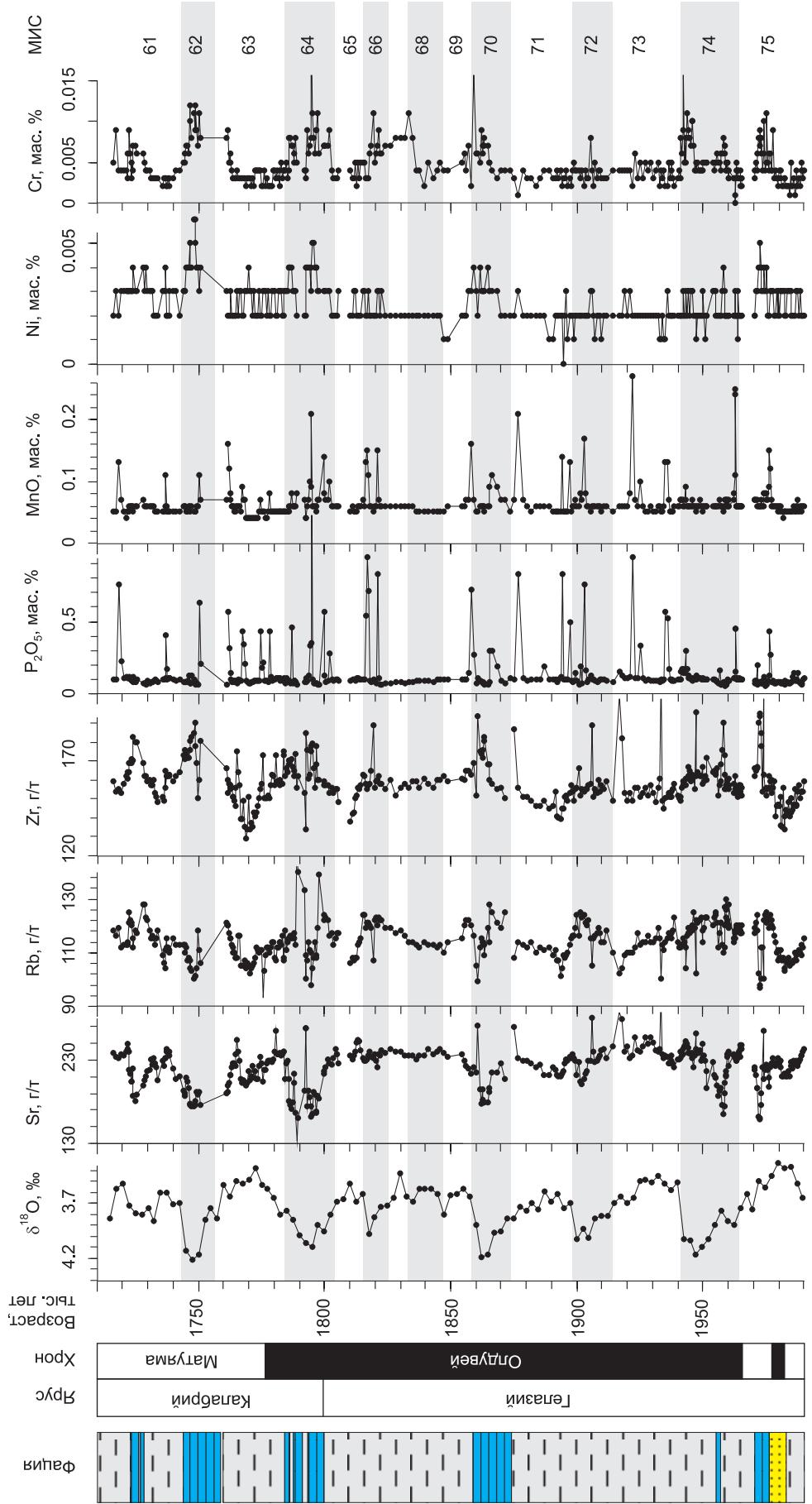


Рис. 3. Литология разреза и распределение содержаний редких элементов по разрезу.

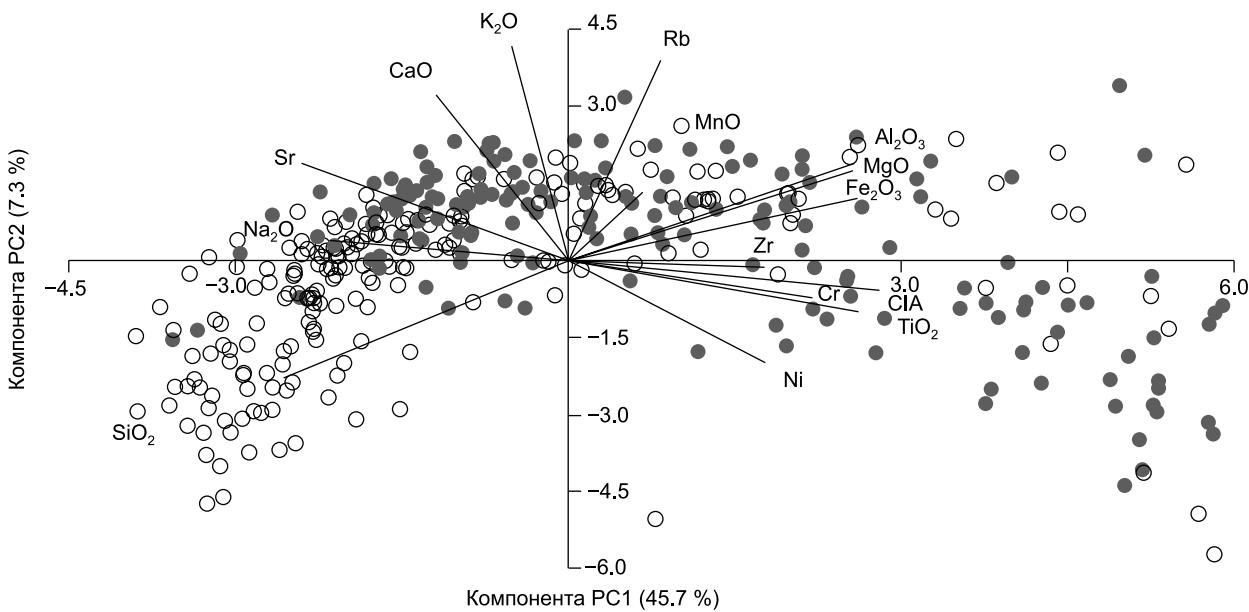


Рис. 4. Диаграмма компонентного анализа геохимических параметров:

незалитые и залитые символы — осадки теплых и холодных климатических стадий соответственно.

SiO₂. Содержание SiO₂ варьирует в осадках от 58.54 до 74.46 мас. % (среднее 68.77 мас. %) (см. рис. 2). Повышенные концентрации кремнезема со значениями более 72 мас. % отмечены для осадков МИС 63, 65 и 75. Кремнезем в озерных осадках может иметь терригенное и биогенное происхождение. Главными дегритовыми минералами в осадках, содержащими кремний, являются плагиоклазы и кварц, которые диагностируются в прозрачных слайдах, а также глинистые минералы. Основными поставщиками биогенного кремнезема (или опала) являются диатомовые водоросли, губки, использующие кремний в скелетах.

Содержание SiO₂ в кислых коренных невыветрелых породах эргываамской и пыкарваамской свит составляет в среднем 72.3 мас. %, что сравнимо со значениями для осадков теплых стадий.

В процессе выветривания и химического изменения пород происходит потеря кремнезема. Геохимические исследования различных гранулометрических фракций делювия по вулканогенным породам, расположенным вблизи озер Гранд и Чистое (Северное Приохтье), показали, что содержание кремнезема в алевритоглинистых фракциях делювия размером 1—20 мкм на 5—25 % меньше по сравнению с неизмененными породами [Минюк и др., 2020, 2024; Минюк, 2022]. Эти данные согласуются с материалами исследований разных фракций моренных и флювиогляциальных отложений, образованных ледниками в результате эродирования гранитоидных пород. От грубых к тонким фракциям уменьшаются содержания кремнезема с 72.3 до 54.4 мас. % [von Eynatten et al., 2012]. Если бы кремнезем осадков оз. Эльгыгыттын имел только дегритовое происхождение, то вследствие выветривания и выноса кремнезема максимальные концентрации его были бы меньше, чем в коренных породах, что не наблюдается на самом деле. Обогащение кремнеземом в осадках теплых стадий произошло за счет биогенной составляющей. Содержание диатомей выше в осадках теплых стадий, что отчетливо видно в прозрачных слайдах.

При оценке относительного содержания биогенного кремнезема в озерных осадках часто используется отношение SiO₂/TiO₂ [Tanaka et al., 2007; Brown, 2011; Melles et al., 2012; Minyuk et al., 2014; Adamson et al., 2019]. Для исследованного интервала кривая SiO₂/TiO₂ в целом повторяет ход кривой SiO₂ с максимальными значениями для отложений МИС 63, 65 и 75 (рис. 5). Коэффициент корреляции между этими параметрами составляет 0.82. Как показатель биогенного кремнезема отношение SiO₂/TiO₂ будет справедливо, если разрез представлен гранулометрически одинаковыми осадками.

В оз. Эльгыгыттын осадки холодных стадий более тонкие и глинистые [Francke et al., 2013]. Источник сноса один, преимущественно кислые породы эргываамской и пыкарваамской свит.

При выветривании пород тонкие фракции обедняются мобильными SiO₂, Na₂O, CaO, Sr и обогащаются TiO₂, Fe₂O₃, MgO, Rb. Отношение SiO₂/TiO₂, как и другие отношения, где используются мобильные и немобильные элементы (SiO₂/Al₂O₃, SiO₂/MgO), намного меньше для тонких фракций осадков [Минюк и др., 2020, 2024]. Отсюда если биогенное накопление кремнезема полностью отсутствовало

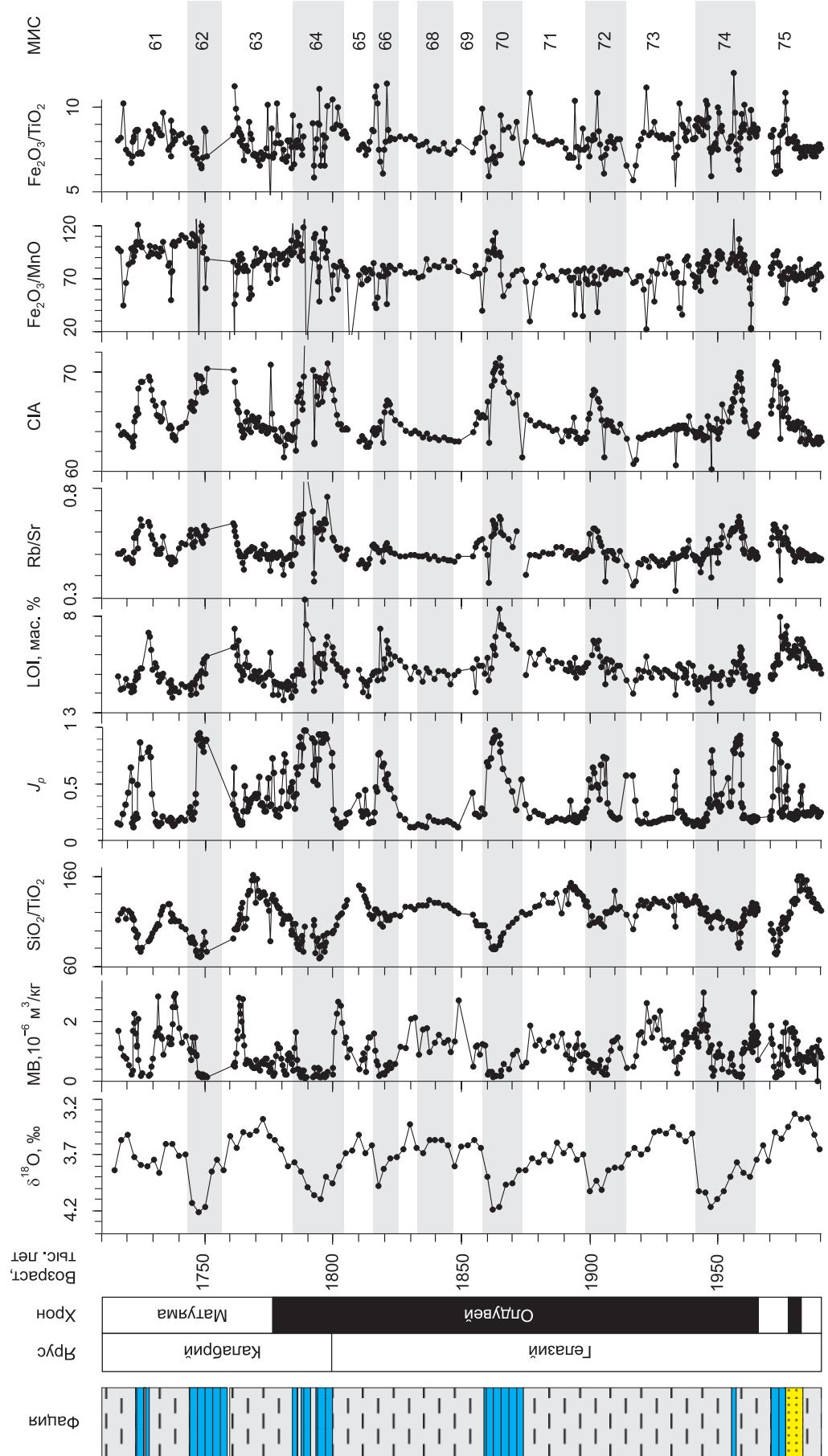


Рис. 5. Литология разреза и распределение отдельных геохимических и петромагнитных параметров по разрезу.

бы в озере, то для осадков теплых стадий, более грубозернистых, отношение $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ было бы выше, чем для осадков холодных стадий.

Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 . Эти элементы представляют преимущественно дегритовый материал. Они группируются в правой части компонентной диаграммы и между ними наблюдается значимая положительная корреляция (см. рис. 2, табл. 1). Содержание Al_2O_3 варьирует по разрезу в пределах 15.05—22.79 мас. % (среднее 17.42 мас. %), MgO 0.92—1.82 мас. % (1.35 мас. %). Эти значения выше, чем в кислых вулканитах пыкараамской и эргываамской свит, в которых концентрации Al_2O_3 и MgO составляют в среднем 14.99 и 0.44 мас. % соответственно.

Содержание железа варьирует по разрезу от 3.26 до 10.55 мас. % (среднее 4.921 мас. %), а титана от 0.46 до 0.95 мас. % (среднее 0.61 мас. %). Повышенные концентрации Fe_2O_3 и TiO_2 характерны для отложений холодных стадий, с максимальными содержаниями для осадков МИС 62, 64 и 70 (см. рис. 2). Согласно минералогическим данным, среди глинистых минералов из осадков холодных стадий доминирует хлорит [Asikainen et al., 2007], в котором одними из главных элементов являются железо и магний.

Коэффициент корреляции железа и титана составляет 0.65. Оба этих элемента отрицательно коррелируют с магнитной восприимчивостью, однако позитивно коррелируют с парамагнитной компонентой (J_p) с коэффициентами корреляции 0.94 (Fe_2O_3) и 0.65 (TiO_2). Железо поступает в бассейн в виде растворенных форм и в составе дегритового материала. Для оценки вклада недегритового железа в общее использовано отношение железа к титану. При дегритовом поступлении железа в бассейн отношение изменяется незначительно [Reynolds et al., 2004; Brunscho et al., 2010]. Величины отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ниже фоновых могут свидетельствовать о растворении железосодержащих минеральных фаз и выносе железа [Fey et al., 2009].

Дегритовое железо доминирует в осадках прибрежных озер Курильских островов [Минюк и др., 2020]. В этих осадках железо находится преимущественно в ферромагнитных минералах, о чем свидетельствует прямая значимая корреляция железа с магнитной восприимчивостью.

Железо и титан отличаются по мобильности и по-разному распределяются в продуктах выветривания. Железо более мобильное [Юдович, Кетрис, 2011]. Данные по склоновым отложениям показывают, что с уменьшением размера гранулометрических фракций содержание этих элементов увеличивается, однако в процентном отношении осадок обогащается железом и титаном по-разному. Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ уменьшается от фракции 2500 мкм до фракций 100—40 мкм, после чего опять увеличивается [Минюк и др., 2020, 2024]. В озерных осадках в основном доминируют алевритоглинистые разности. Склоновые отложения такого состава отличаются непостоянством отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$. Поэтому использование отношения для определения генезиса железа в озерах требует учета гранулометрического состава осадков.

Параметр $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ озерных осадков отрицательно коррелирует с SiO_2 ($r = -0.45$) и не коррелируется с $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ ($r = 0.06$). Повышенные значения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ на некоторых уровнях холодных стадий, например МИС 64 и 66, связаны с перераспределением железа в осадках, возможно, с образованием аутигенных минералов (см. рис. 5).

P_2O_5 , MnO . Распределение марганца и фосфора по разрезу крайне неравномерное (см. рис. 3). Основная масса образцов имеет содержания марганца в пределах 0.05—0.06 мас. %, а фосфора в пределах 0.05—0.12 мас. %. Отдельные пики фосфора и марганца, превышающие эти содержания, отмечаются в осадках всех стадий, кроме МИС 67—69. Пики этих элементов совпадают с пиками железа. Коэффициенты корреляции Fe_2O_3 и MnO составляют 0.45, Fe_2O_3 и P_2O_5 — 0.38, MnO и P_2O_5 — 0.80. Предполагается, что эти пики обусловлены аутигенным вивианитом, отмеченным в осадках озера ранее [Minyuk et al., 2013, 2014].

Марганец является важным индикатором литогенеза [Юдович, Кетрис, 2014]. Этот элемент, как и железо, поступает в озера в виде дегритового материала и растворенных форм. Осаждение железа и марганца из растворов контролируется окислительно-восстановительными условиями (редокс). При постепенной смене восстановительной среды на окислительную первым осаждается железо, в то время как марганец находится еще в растворенной форме. Большие отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ будут указывать на восстановительные условия. При усилении окислительного процесса начинает выпадать из растворов марганец и, как следствие, отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ будет падать [Mackereth, 1966; Davison, 1993]. Как показатель редокса, отношение Fe/Mn (Mn/Fe) широко используется при исследованиях озер различного генезиса и возраста [Melles et al., 2012; Frugone-Álvarez et al., 2017; Balkan et al., 2018; Adamson et al., 2019]. Главным условием является наличие растворенных форм этих элементов, так как в продуктах чисто физической эрозии отношение элементов будет как в источниках сноса [Mackereth, 1966]. Однако асидификация бассейна, приводящая к уменьшению марганца, а также сульфидизация, мобилизующая железо, ограничивают использование этого параметра. Сульфиды железа редко встречаются в осадках озера. На отдельных уровнях отмечены фрамбоиды пирита и скопления грейгита. Наиболее обиль-

ным является аутигенный вивианит, где основными элементами являются железо и фосфор и который включает примесь марганца (до 6 мас. %) [Minyuk et al., 2014].

В целом в исследованном интервале отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ выше в осадках холодных стадий. Максимальные значения этого параметра отмечены для отложений МИС 64, 70 и 74. Осадки МИС 66, 68, 72 по этому параметру не выделяются.

Минимумы $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$, совпадающие с максимальными пиками железа, фосфора и марганца, обусловлены вивианитом и железомарганцевыми агрегатами. Содержание марганца в вивианитах оз. Эль-Гыгыттын составляет 0.67—6.34 мас. % (среднее 2.06 мас. %), что намного выше, чем в осадках [Minyuk et al., 2013].

LOI. Потери при прокаливании являются относительным индикатором органики в осадках [Heiri et al., 2001]. Органическое вещество в озерах имеет аллохтонное и автохтонное происхождение. При водном генезисе органики, что определяется по отношению органического углерода к азоту, LOI может свидетельствовать о биопродуктивности бассейна. Величины LOI в осадках варьируют в пределах 3.46—8.83 % (среднее 5.23 %). Повышенные значения LOI характерны для отложений холодных стадий с максимальными величинами для отложений МИС 64, 66 и 70. Стадия МИС 68 по этому параметру не выделяется (см. рис. 5).

LOI положительно коррелируется с Al_2O_3 ($r = 0.47$), Rb ($r = 0.31$), Fe_2O_3 ($r = 0.29$), MgO ($r = 0.27$), Ni ($r = 0.21$). Высокие значение LOI в осадках холодных стадий объясняются лучшей сохранностью органики в восстановительных средах [Melles et al., 2007].

Cr, Ni. Этими элементами обогащены современные осадки, расположенные в юго-восточной части озера вблизи распространения пород коэвуньской свиты андезитобазальтового состава [Wenrich et al., 2013]. Среди подстилающих пород повышенные значения хрома (среднее 12 г/т) и никеля (среднее 13 г/т) имеют измененные свиты, залегающие непосредственно под озерными осадками на глубине 316.77—328.00 м.

В озерных осадках коэффициент корреляции между хромом и никелем составляет 0.45. Для Ni и Cr наиболее значимая корреляция наблюдается с TiO_2 ($r = 0.63$ и 0.57 соответственно), Fe_2O_3 ($r = 0.38$ и 0.51 соответственно), MgO ($r = 0.36$ и 0.49 соответственно), Zr ($r = 0.38$ и 0.45 соответственно). Повышенные содержания этих элементов связаны с минералами глинистой фракции [Encyclopedia ..., 1999; Das, Haake, 2003], доминирующей в осадках холодных стадий (см. рис. 3).

Zr, Rb, Sr. Содержания Zr, Rb и Sr изменяются по разрезу в пределах 129—215 г/т (среднее 159 г/т), 85—148 г/т (среднее 114 г/т) и 112—305 г/т (среднее 221 г/т) соответственно (см. рис. 3). Концентрации стронция в осадках меньше, чем в вулканитах, распространенных в окрестностях озера (285 г/т), что объясняется потерей этого элемента в процессе химического изменения пород. Стронций положительно коррелирует с мобильными CaO ($r = 0.75$), Na₂O ($r = 0.75$), K₂O ($r = 0.40$), SiO₂ ($r = 0.44$). По сравнению с породами источников сноса осадки обогащены рубидием (141 г/т). Наиболее значимая положительная корреляция этого элемента установлена с K₂O ($r = 0.73$) и Al₂O₃ ($r = 0.56$). Содержание циркония в осадках варьирует в пределах 129—216 г/т (среднее 158 г/т). Среднее содержание циркония в вулканитах составляет 148 г/т.

Индексы CIA, PIA, Rb/Sr. Для оценки степени химического изменения пород использованы индекс химического изменения, плагиоклазовый индекс изменения, отношение Rb/Sr. Анализ распределения индексов указывает на чередование в разрезе различно химически измененных осадков, отвечающих определенным морским изотопным стадиям (см. рис. 5). Осадки холодных стадий более химически измененные, что было установлено ранее для этого разреза [Minyuk et al., 2014]. Они имеют более тонкий гранулометрический состав [Francke et al., 2013]. На примере делювиальных отложений было показано, что с уменьшением размера гранулометрических фракций осадок обогащается Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, MgO, парамагнитными минералами, и его LOI возрастает. Тонкие фракции делювия характеризуются пониженными концентрациями мобильных элементов и, как следствие, высокими значениями CIA, PIA, Rb/Sr [Минюк, 2022]. Максимальные значения индексов химического изменения отмечены для МИС 62 и 70 (табл. 2).

Таблица 2. Средние значения индексов CIA, PIA, Rb/Sr для климатических стадий события Олдувей

МИС	CIA	PIA	Rb/Sr
61	65.17	71.08	0.52
62	67.94	74.22	0.58
63	64.72	70.54	0.50
64	66.82	73.10	0.60
65	63.42	68.81	0.48
66	65.29	71.22	0.51
67	63.94	69.41	0.49
68	63.25	68.42	0.47
69	65.12	70.96	0.53
70	68.14	74.43	0.57
71	63.87	69.28	0.50
72	65.18	70.99	0.52
73	63.68	68.96	0.47
74	65.04	70.79	0.53
75	65.23	70.98	0.52

Для вулканических пород окрестностей озера CIA составляет 43.7—56.3 (среднее 49.7), PIA — 43.0—59.8 (среднее 50.0), Rb/Sr — в среднем 0.32.

ОБСУЖДЕНИЕ

Геохимическая зональность. В осадочном разрезе оз. Эльгыгыттын наблюдается четкая геохимическая зональность. Осадкам холодных и теплых климатических стадий присущи свои геохимические признаки, отмеченные ранее для стадий 6—11 осадков озера [Minyuk et al., 2014].

Осадки холодных стадий обогащены Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , Zr , Cr , Ni , Rb . Они характеризуются высокими значениями LOI, парамагнитной компоненты намагниченности (J_p), низкими величинами MB.

Для отложений теплых стадий характерны повышенные содержания SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O , Sr , низкие величины LOI, парамагнитной восприимчивости, высокие значения MB. Осадки холодных стадий более химически изменены, они обеднены мобильными элементами. Предполагается, что условия транспортировки и осаждения материала, контролируемые климатическими особенностями, определяли гранулометрический состав озерных осадков. Осадки холодных стадий не содержат песчаного материала, тонкозернистые, со сдвоенными модальными пиками около 10 мкм в гранулометрических спектрах. Осадки теплых стадий более грубозернистые, модальные пики распределения размера частиц составляют около 100 мкм [Francke et al., 2013].

При слабой эрозии склонов и водного смыва в холодном климате, присутствии ледового покрова на озере, препятствующего перемешиванию водных масс и привносу грубого материала, в центральных частях озера накапливались тонкие осадки со значительной глинистой компонентой, обогащенной немобильными элементами и органикой. Бескислородные условия в придонных водах способствовали сохранению органики [Melles et al., 2007] и растворению ферромагнитных минералов, отвечающих за магнитные свойства осадков [Nowaczyk et al., 2002]. Предполагается, что в это время лед оттаивал лишь по периферии озера. В настоящее время ледовый покров на озере стоит до середины июля, а в октябре озеро начинает замерзать [Nolan, Brigham-Grette, 2007].

Полученные данные согласуются с материалами по Чукотскому морю, где в сторону открытого моря осадкам свойственны сокращение доли кварца и полевых шпатов в пользу глинистых минералов и увеличение количества алюминия, магния, железа [Колесник и др., 2017].

Выявленная геохимическая зональность отражает глобальные климатические изменения, происходившие в течение события Олдувой. Геохимические зоны хорошо коррелируются с изотопно-кислородными кривыми для этого интервала.

Из холодных стадий выделяются стадии 64 и 70 с высокими содержаниями немобильных элементов и высокими значениями J_p , LOI, CIA, Rb/Sr. Они также выражены по палинологическим данным [Lozhkin, Anderson, 2020]. Среди теплых стадий МИС 63, 65, 71 и 75 имеют наиболее четкие границы. Пониженные значения магнитной восприимчивости в осадках этих стадий обусловлены разбавлением детритового материала биогенным кремнеземом. Верхняя граница события Олдувой проходит в теплой стадии МИС 63. В разрезе установлены 18 палинозон, отражающих неоднократную смену палеорасительности и климатических условий во время события Олдувой [Ложкин и др., 2015; Lozhkin, Anderson, 2020]. Палинозоны 6—23 хорошо согласуются с изотопной хронологией (МИС 60—72).

Связь с источниками сноса. Продукты выветривания коренных пород, распространенных вблизи озера, являются источником материала для тонких озерных осадков [Minyuk et al., 2014]. Анализировались геохимические данные по пыкараамской, эргываамской, коэквуньской, воронинской свитам, гальке вулканических пород [Белый, Белая, 1998]. Для оценки тренда выветривания пород и их связи с озерными осадками использованы диаграммы A—CN—K [Al_2O_3 —($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$)— K_2O], AK—C—N [$(\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}) - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$], в которых оксиды приводятся в молярных пропорциях [Nesbitt, Young, 1984; Fedo et al., 1995; Nesbitt et al., 1996]. Линия тренда на диаграмме A—CN—K субпараллельна стороне треугольника ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$)— Al_2O_3 (рис. 6, а), что указывает на преимущественную потерю CaO и Na_2O над калием. Вблизи линии тренда в нижней части диаграммы около линии плагиоклаз—калиевый полевой шпат находятся породы эргываамской и пыкараамской свит, которые являются главными источниками детритового материала, поступающего в озеро. Среди обломочных зерен, исследованных в прозрачных слайдах из осадков озера, доминируют плагиоклазы и кварц. Галька занимает промежуточное положение между коренными породами и озерными осадками. Кластеры воронинской и коэквуньской свит находятся в стороне от линии тренда, указывая на то, что продукты выветривания этих пород вносят незначительный вклад в процесс осадконакопления. Линия тренда на AK—C—N диаграмме субпараллельна стороне треугольника ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$)— Na_2O , что говорит о преимущественной потере натрия над калием (см. рис. 6, б). Озерные осадки, галька и кислые вулканиты расположены вдоль линии тренда, в стороне от нее — ореолы коэквуньской, воронинской свит. В целом полученные материалы указывают на связь озерных осадков с кислыми породами эргываамской и пыкараамской свит.

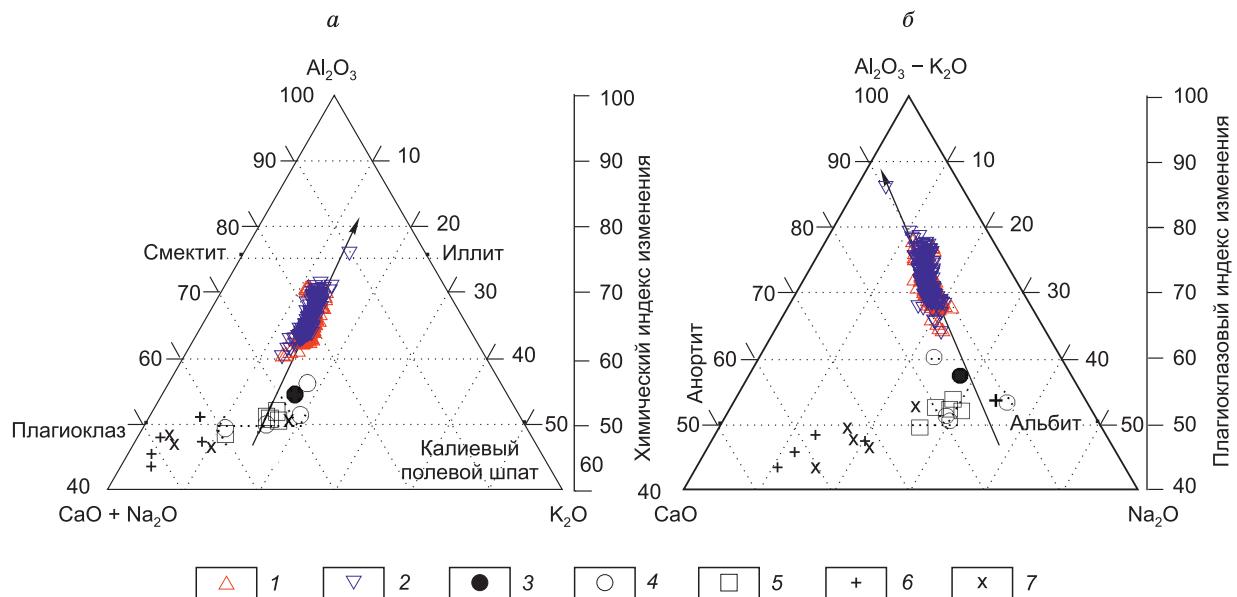


Рис. 6. Диаграммы, показывающие тренд выветривания коренных пород и осадков оз. Эльгыгыттын:

1 — озерные осадки теплых стадий, 2 — озерные осадки холодных стадий, 3 — галька, 4 — пыкараамская свита, 5 — эргываамская свита, 6 — воронинская свита, 7 — коэквуньская свита.

Периодичность событий. В исследованном разрезе отчетливо наблюдается геохимическая ритмичность осадконакопления. Оценка продолжительности ритмов выполнена с использованием программы PAST (version 4.03), включающей спектральный анализ временных серий [Hammer et al., 2001].

Анализировалось распределение таких параметров, как LOI, J_p , CIA, PC1. Спектральный анализ показывает наличие циклов с различной периодичностью (рис. 7). По всем параметрам отчетливо выделяются циклы с периодом 54.7, 35—42, 23, 11—18 тыс. лет. Циклы с периодами 40—43 и 23 тыс. лет связаны с прецессией оси вращения Земли и наклоном оси прецессии. Периодичность осадконакопления в 54 тыс. лет установлена ранее в морских отложениях Филиппинского моря (скв. MD972143) [Horg et al., 2002], в осадках оз. Байкал [Prokopenko et al., 2006].

Цикличность осадконакопления во время события Олдувей с периодами 110 и 22 тыс. лет выявлена в разрезе палеозера Туркана (Кения) [Nutz et al., 2017]. Чередование влажных и сухих климатических условий между 1.84 и 1.79 млн л. н. с периодом около 21 тыс. лет реконструировано в осадках палеозера Олдувей (Восточная Африка), исследованных в обнажениях [Ashley, 2007]. По геохимическим данным (Mg, Al, Ti), полученным по керну скважин из осадков палеозера, установлены орбитальные циклы с периодами 22.3 и ~41 тыс. лет [Stanistreet et al., 2020].

Корреляция отложений. Высокоразрешающие данные по событию Олдувей немногочисленны. Детально исследован этот интервал в лесовых разрезах Китая, где событие установлено между средней частью лесса L25 и нижней частью палеопочвы S26 или самой верхней частью L27 [Ding et al., 1999, 2002]. На основе палинологического изучения лесовых толщ бассейна Иньчуань (северо-западная часть Китая) реконструированы изменения растительности и климата во время этого события [Tian et al., 2018, 2020]. В интервале 1.89—1.80 млн л. н. изменения природных обстановок были синхронны глобальным климатическим флюктуациям и имели периодичность 20 тыс. лет, связанную с орбитальными циклами.

По палинологическим и гранулометрическим данным осадков бассейна Нихеван (северная часть Китая) реконструированы климатические условия от теплых и влажных в начале события Олдувей до холодных и сухих в конце [Ding et al., 2020]. Изменения в составе диатомовых водорослей в конце события Олдувей, свидетельствующие о похолодании, фиксируются в осадках оз. Байкал [Prokopenko, Khursevich, 2010]. Эти данные согласуются со сменой климатической обстановки в конце события Олдувей (~1.8 млн л. н.), установленной в осадках оз. Эльгыгыттын [Wennrich et al., 2016].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получена детальная геохимическая характеристика отложений события Олдувей. Геохимические данные осадков озера отражают условия осадконакопления бассейна в различных климатических обстановках. Выделенные геохимические зоны скоррелированы с

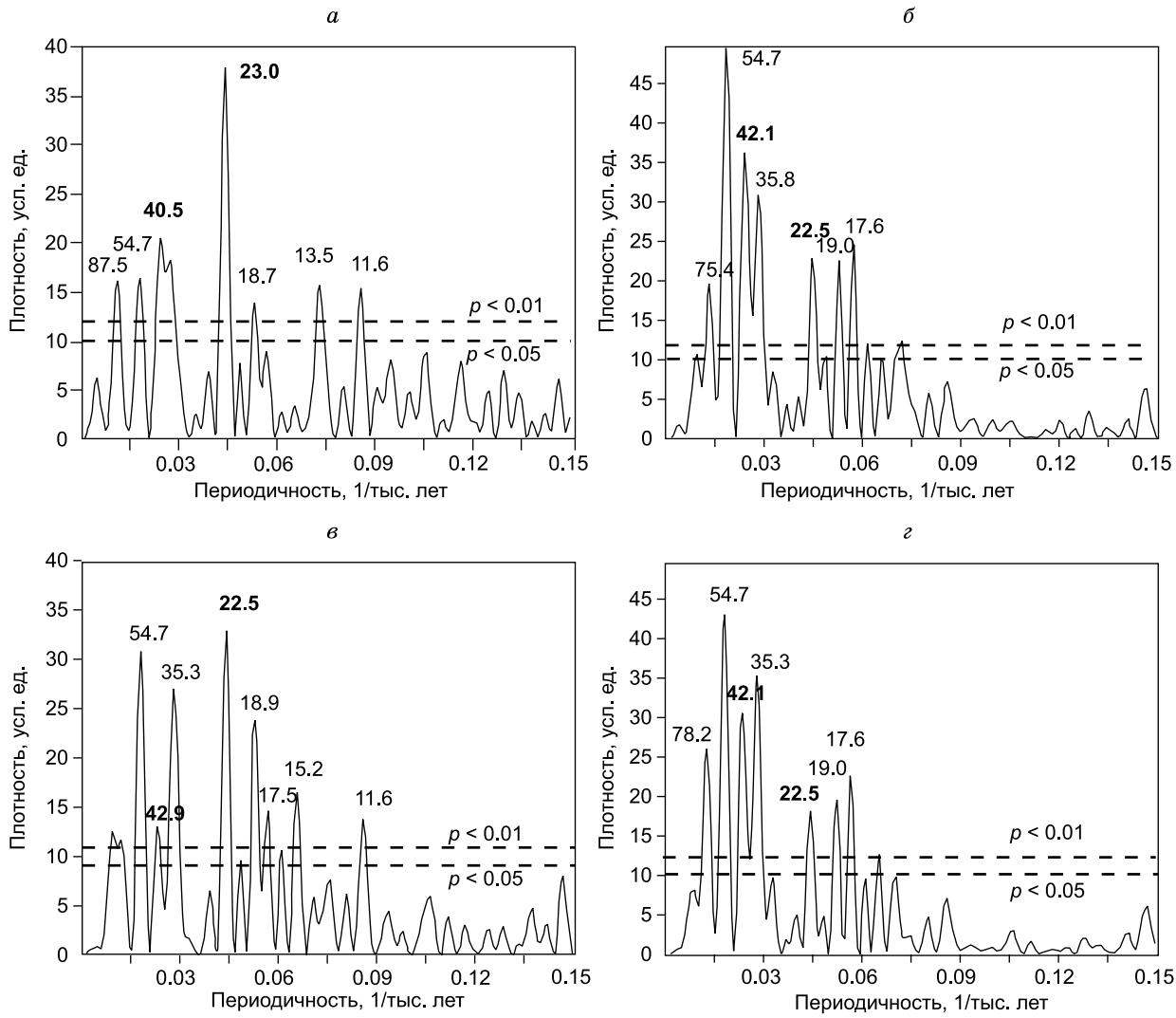


Рис. 7. Результаты спектрального анализа распределения: *а* — LOI, *б* — J_p , *в* — CIA, *г* — PC1 в осадках оз. Эльгыгытгын.

Штриховой линией показаны доверительные интервалы, цифрами показаны периоды (в тыс. лет), полужирным шрифтом выделены орбитальные циклы.

МИС 61—75. Нижняя граница события Олдувей проходит в основании МИС 74, верхняя — внутри оптимальной стадии 63.

В течение холодных климатических стадий в озере накапливался преимущественно тонкозернистый материал, обогащенный детритовыми компонентами — Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 , Rb , Zr , Ni , пониженными содержаниями мобильных элементов (SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O , Sr). Индексы химического изменения осадков этих зон высокие. Отложениям свойственны низкие величины магнитной восприимчивости, однако повышенные значения парамагнитной компоненты. Высокие значения LOI в осадках холодных стадий объясняются лучшей сохранностью органики в восстановительных средах. Для осадков теплых стадий наблюдается обратная закономерность. Максимальные содержания мобильных элементов отмечены для отложений МИС 63, 65 и 75. Низкие величины магнитной восприимчивости в этих отложениях обусловлены разбавлением детритового материала биогенным. Отдельные пики содержаний железа, фосфора и марганца, отмеченные в осадках многих стадий, связаны с аутигенным вивианитом.

Анализ геохимического состава озерных осадков и коренных пород, распространенных в окрестностях озера, указывает на то, что основным источником обломочного материала являются продукты выветривания кислых вулканических пород эргываамской и пыкарваамской свит.

Во время события Олдувей осадконакопление в озере происходило циклично. По данным спектрального анализа временных серий отчетливо выделяются циклы с периодами 54.7, 35—42, 23 и 11—18 тыс. лет. Циклы с периодами 42 и 23 тыс. лет связаны с орбитальными параметрами Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В.Ф., Райкевич М.И.** Впадина озера Эльгыгыттын (геологическое строение, морфоструктура, импактиты, задачи исследований и охрана косной природы). Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1994, 27 с.
- Белый В.Ф., Белая Б.В.** Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1998, 108 с.
- Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г.** Палеомагнитный анализ / Ред. В.П. Боронин. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1986, 167 с.
- Колесник А.Н., Астахов А.С., Колесник О.Н.** Обстановки современного осадконакопления в Чукотском море и прилегающих районах Северного Ледовитого океана (по результатам Q-кластеризации геохимических и гранулометрических данных) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (12), с. 1853—1866, doi: 10.15372/GiG20171202.
- Ложкин А.В., Андерсон П.М., Недорубова Е.Ю.** Граница калабрия и гелазия в осадках оз. Эльгыгыттын, Восточная Арктика // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2015, № 4, с. 43—48.
- Минюк П.С.** Значение гранулометрического состава и физико-химических характеристик для интерпретации седиментогенеза озера Гранд // Геология и геофизика, 2022, т. 63 (9), с. 1253—1269, doi: 10.15372/GiG2021156.
- Минюк П.С., Борходоев В.Я., Горячев Н.А.** Геохимические характеристики осадков оз. Эльгыгыттын (Чукотка) как показатели климатических изменений за последние 350 тыс. лет // ДАН, 2011, т. 436, № 2, с. 239—242.
- Минюк П.С., Борходоев В.Я., Бурнатный С.С.** Геохимические исследования озерного седиментогенеза на Дальнем Востоке // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2020, № 1, с. 57—73, doi: 10.34078/1814-0998-2020-1-57-73.
- Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Соцкая О.Т., Бурнатный С.С.** Геохимические особенности делювиально-озерного седиментогенеза в бассейне озера Чистое, Северное Приохотье // Геохимия, 2024, т. 69, № 1, с. 102—1247.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар, Геопринт, 2011, 742 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Геохимия марганца. Сыктывкар, ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014, 540 с.
- Adamson K., Lane T., Carney M., Bishop T., Delaney C.** High-resolution proglacial lake records of pre-Little Ice Age glacier advance, northeast Greenland // Boreas, 2019, v. 48, p. 535—550, doi: [10.1111/bor.12361](https://doi.org/10.1111/bor.12361).
- Aguirre E., Pasini G.** The Pliocene-Pleistocene boundary // Episodes, 1985, v. 8 (2), p. 116—120, doi: [10.18814/epiugs/1985/v8i2/009](https://doi.org/10.18814/epiugs/1985/v8i2/009).
- Ashley G.M.** Orbital rhythms, monsoons, and playa lake response, Olduvai Basin, equatorial East Africa (ca. 1.85–1.74 Ma) // Geology, 2007, v. 35, p. 1091—1094, doi: [10.1130/G24163A.1](https://doi.org/10.1130/G24163A.1).
- Asikainen C.A., Francus P., Brigham-Grette J.** Sedimentology, clay mineralogy and grain-size as indicators of 65 ka of climate change from El'gygytgyn Crater Lake, Northeastern Siberia // J. Paleolimnol., 2007, v. 37, p. 105—122, doi: [10.1007/s10933-006-9026-5](https://doi.org/10.1007/s10933-006-9026-5).
- Brigham-Grette J., Melles M., Minyuk P., Andreev A., Tarasov P., DeConto R., Koenig S., Nowaczyk N., Wennrich V., Rosén P., Haltia E., Cook T., Gebhardt C., Meyer-Jacob C., Snyder J., Herzschuh U.** Pliocene warmth, polar amplification, and stepped Pleistocene cooling recorded in NE Arctic Russia // Science, 2013, v. 340, p. 1421—1427, doi: [10.1126/science.1233137](https://doi.org/10.1126/science.1233137).
- Brown E.** Lake Malawi's response to «megadrought» terminations: Sedimentary records of flooding, weathering and erosion // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2011, v. 303, p. 120—125, doi: [10.1016/j.palaeo.2010.01.038](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.01.038).
- Brunschöön C., Haberzettl T., Behling H.** High-resolution studies on vegetation succession, hydrological variations, anthropogenic impact and genesis of a subrecent lake in southern Ecuador // Veg. Hist. Archaeobot., 2010, v. 19, p. 191—206, doi: [10.1007/s00334-010-0236-4](https://doi.org/10.1007/s00334-010-0236-4).
- Bulkan Ö., Yalçın M.N., Wilkes H.** Geochemistry of Marmara Lake sediments - Implications for Holocene environmental changes in Western Turkey // Quat. Int., 2018, v. 486, p. 199—214, doi: [10.1016/j.quaint.2017.12.045](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.12.045).
- Channell J.E.T., Singer B.S., Jicha B.R.** Timing of Quaternary geomagnetic reversals and excursions in volcanic and sedimentary archives // Quat. Sci. Rev., 2020, v. 228, 106114, doi: [10.1016/j.quascirev.2019.106114](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106114).
- Cita M.B., Gibbard P.L., Head M.J., the ICS Subcommission on Quaternary Stratigraphy.** Formal ratification of the GSSP for the base of the Calabrian Stage (second stage of the Pleistocene Series, Quaternary System) // Episodes, 2012, v. 35, p. 388—397, doi: [10.18814/epiugs/2012/v35i3/001](https://doi.org/10.18814/epiugs/2012/v35i3/001).

Cohen K.M., Gibbard P.L. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500 // Quat. Int., 2019, v. 500, p. 20—31, doi: [10.1016/j.quaint.2019.03.009](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009).

Cohen K., Gibbard P. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2019 (Poster version). Mendeley Data, 2021, Version 4.

Das B.K., Haake B.-G. Geochemistry of Rewalsar Lake sediment, Lesser Himalaya, India; implications for source-area weathering, provenance and tectonic setting // Geosci. J., 2003, v. 7, p. 299—312, doi: [10.1007/BF02919560](https://doi.org/10.1007/BF02919560).

Davison W. Iron and manganese in lakes // Earth Sci. Rev., 1993, v. 34, p. 119—163, doi: [10.1016/0012-8252\(93\)90029-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(93)90029-7).

Ding G., Li Y., Zhang Z., Zhang W., Wang Y., Chi Z., Shen G., Fan B. Vegetation succession and climate change during the early Pleistocene (2.2–1.8 Ma) in the Nihewan Basin, northern China // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2020, v. 537, 109375, doi: [10.1016/j.palaeo.2019.109375](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109375).

Ding Z.L., Xiong S.F., Sun J.M., Yang S.L., Gu Z.Y., Liu T.S. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 1999, v. 152, p. 49—66, doi: [10.1016/S0031-0182\(99\)00034-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00034-6).

Ding Z.L., Derbyshire E., Yang S.L., Yu Z.W., Xiong S.F., Liu T. Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ record // Paleoceanography, 2002, v. 17 (3), 1033, doi: [10.1029/2001PA000725](https://doi.org/10.1029/2001PA000725).

Encyclopedia of geochemistry / Eds. C.P. Marshall, R.W. Fairbridge. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1999, 684 p., doi: [10.1007/1-4020-4496-8](https://doi.org/10.1007/1-4020-4496-8).

Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology, 1995, v. 23, p. 921—924, doi: [10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2).

Fey M., Korr C., Maidana N.I., Carrevedo M.L., Corbella H., Dietrich S., Haberzettl T., Kuhn G., Lücke A., Mayr C., Ohlendorf C., Paez M.M., Quintana F.A., Schäbitz F., Zolitschka B. Palaeoenvironmental changes during the last 1600 years inferred from the sediment record of a cirque lake in southern Patagonia (Laguna Las Vizcachas, Argentina) // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2009, v. 281, p. 363—375, doi: [10.1016/j.palaeo.2009.01.012](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.01.012).

Francke A., Wennrich V., Sauerbrey M., Juschus O., Melles M., Brigham-Grette J. Multivariate statistic and time series analyses of grain-size data in Quaternary sediments of Lake El'gygytgyn, NE Russia // Clim. Past, 2013, v. 9, p. 2459—2470, doi: [10.5194/cp-9-2459-2013](https://doi.org/10.5194/cp-9-2459-2013).

Frugone-Álvarez M., Latorre C., Giralt S., Polanco-Martínez J., Bernárdez P., Oliva-Urcia B., Maldonado A., Carrevedo M.L., Moreno A., Delgado Huertas A., Prego R., Barreiro-Lostres F., Valero-Garcés B. A 7000-year high-resolution lake sediment record from coastal central Chile (Lago Vichuquén, 34°S): implications for past sea level and environmental variability // J. Quat. Sci., 2017, v. 12, p. 830—844, doi: [10.1002/jqs.2936](https://doi.org/10.1002/jqs.2936).

Gibbard P.L., Head M.L. The Quaternary Period // Geologic Time Scale 2020 / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam, Elsevier, 2020, v. 2, p. 1217—1255, doi: [10.1016/B978-0-12-824360-2.00030-9](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00030-9).

Goguitchaichvili A., Gómez B., Rathert M.C., Lebedev V., Cervantes M., Vashakidze G., Sologashvili J., Morales J. Noise across Olduvai Subchron: Paleomagnetic study of a Pliocene lava succession from Javakheti Highland (Georgia, Lesser Caucasus) // Phys. Earth Planet. Inter., 2021, v. 311, 106641, doi: [10.1016/j.pepi.2020.106641](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106641).

Haltia E.M., Nowaczyk N.R. Magnetostratigraphy of sediments from Lake El'gygytgyn ICDP Site 5011-1: paleomagnetic age constraints for the longest paleoclimate record from the continental Arctic // Clim. Past, 2014, v. 10, p. 623—642, doi: [10.5194/cp-10-623-2014](https://doi.org/10.5194/cp-10-623-2014).

Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis // Palaeontol. Electronica, 2001, v. 4 (1), p. 1—9.

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // J. Paleolimnol., 2001, v. 25, p. 101—110, doi: [10.1023/A:1008119611481](https://doi.org/10.1023/A:1008119611481).

Horng C.-S., Lee M.-Y., Pälike H., Wei K.-Y., Liang W.-T., Iizuka Y., Torii M. Astronomically calibrated ages for geomagnetic reversals within the Matuyama chron // Earth Planets Space, 2002, v. 54, p. 679—690, doi: [10.1186/BF03351719](https://doi.org/10.1186/BF03351719).

Koeberl C., Pittarello L., Reimold W.U., Raschke U., Brigham-Grette J., Melles M., Minyuk P. El'gygytgyn impact crater, Chukotka, Arctic Russia: Impact cratering aspects of the 2009 ICDP drilling project // Meteorit. Planet. Sci., 2013, v. 48, p. 1108—1129, doi: [10.1111/maps.12146](https://doi.org/10.1111/maps.12146).

Kravchinsky V.A., Krainov M.A., Evans M.E., Peck J.A., King J.W., Kuzmin M.I., Sakai H., Kawai T., Williams D.F. Magnetic record of Lake Baikal sediments: chronological and paleoclimatic implication for the last 6.7 Myr // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2003, v. 195, p. 281—298, doi: [10.1016/S0031-0182\(03\)00362-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00362-6).

Kusu C., Okada M., Nozaki A., Majima R., Wada H. A record of the upper Olduvai geomagnetic polarity transition from a sediment core in southern Yokohama City, Pacific side of central Japan // *Prog. Earth Planet. Sci.*, 2016, v. 3, 26, doi: [10.1186/s40645-016-0104-7](https://doi.org/10.1186/s40645-016-0104-7).

Lepre C.J., Kent D.V. New magnetostratigraphy for the Olduvai Subchron in the Koobi Fora Formation, northwest Kenya, with implications for early *Homo* // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 290, p. 362—374, doi: [10.1016/j.epsl.2009.12.032](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.032).

Lepre C.J., Kent D.V. Chronostratigraphy of KNM-ER 3733 and other Area 104 hominins from Koobi Fora // *J. Hum. Evol.*, 2015, v. 86, p. 99—111, doi: [10.1016/j.jhevol.2015.06.010](https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2015.06.010).

Lisiecki L., Raymo M. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanogr. Paleoclimatol.*, 2005, v. 20, PA1003, doi: [10.1029/2004PA001071](https://doi.org/10.1029/2004PA001071).

Lourens L.J., Antonarakou A., Hilgen F.J., van Hoof A.A.M., Vergnaud-Grazzini C., Zachariasse W.J. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale // *Paleoceanogr. Paleoclimatol.*, 1996, v. 11, p. 391—413, doi: [10.1029/96PA01125](https://doi.org/10.1029/96PA01125).

Lozhkin A.V., Anderson P.M. Environmental changes in the eastern Arctic 1.6975–1.965 Ma, palynological investigations from El'gygytgyn Lake, northeastern Russia // *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 2020, v. 279, 104242, doi: [10.1016/j.revpalbo.2020.104242](https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104242).

Mackereth F.J.H. Some chemical observations on post-glacial lake sediments // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, 1966, v. 250, p. 165—213, doi: [10.1098/rstb.1966.0001](https://doi.org/10.1098/rstb.1966.0001).

Mazaud A., Channell J.E.T. The top Olduvai polarity transition at ODP Site 983 (Iceland Basin) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 166, p. 1—13, doi: [10.1016/S0012-821X\(98\)00279-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00279-9).

Melles M., Brigham-Grette J., Glushkova O.Yu., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Hubberten H.-W. Sedimentary geochemistry of core PG1351 from Lake El'gygytgyn—a sensitive record of climate variability in the East Siberian Arctic during the past three glacial interglacial cycles // *J. Paleolimnol.*, 2007, v. 37, p. 89—104, doi: [10.1007/s10933-006-9025-6](https://doi.org/10.1007/s10933-006-9025-6).

Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R.M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A.V., Rosén P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2.8 million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia // *Science*, 2012, v. 337, p. 315—320, doi: [10.1126/science.1222135](https://doi.org/10.1126/science.1222135).

Minyuk P.S., Brigham-Grette J., Melles M., Borkhodoev V.Ya., Glushkova O.Yu. Inorganic geochemistry of El'gygytgyn Lake sediments (northeastern Russia) as an indicator of paleoclimatic change for the last 250 kyr // *J. Paleolimnol.*, 2007, v. 37, p. 123—133, doi: [10.1007/s10933-006-9027-4](https://doi.org/10.1007/s10933-006-9027-4).

Minyuk P.S., Subbotnikova T.V., Brown L.L., Murdock K.J. High-temperature thermomagnetic properties of vivianite nodules, Lake El'gygytgyn, Northeast Russia // *Clim. Past*, 2013, v. 9, p. 433—446, doi: [10.5194/cp-9-433-2013](https://doi.org/10.5194/cp-9-433-2013).

Minyuk P.S., Borkhodoev V.Ya., Wennrich V. Inorganic geochemistry data from Lake El'gygytgyn sediments: marine isotope stages 6–11 // *Clim. Past*, 2014, v. 10, p. 467—485, doi: [10.5194/cp-10-467-2014](https://doi.org/10.5194/cp-10-467-2014).

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*, 1982, v. 299, p. 715—717, doi: [10.1038/299715a0](https://doi.org/10.1038/299715a0).

Nesbitt H.W., Young G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, p. 1523—1534, doi: [10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3).

Nesbitt H.W., Young G.M., McLennan S.M., Keays R.R. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies // *J. Geol.*, 1996, v. 104, p. 525—542, doi: [10.1086/629850](https://doi.org/10.1086/629850).

Nolan M., Brigham-Grette J. Basic hydrology, limnology, and meteorology of modern Lake El'gygytgyn, Siberia // *J. Paleolimnol.*, 2007, v. 37, p. 17—35, doi: [10.1007/s10933-006-9020-y](https://doi.org/10.1007/s10933-006-9020-y).

Nowaczyk N.R., Minyuk P., Melles M., Brigham-Grette J., Glushkova O., Nolan M., Lozhkin A.V., Stetsenko T.V., Andersen P.M., Forman S.L. Magnetostratigraphic results from impact crater Lake El'gygytgyn, northeastern Siberia: a 300 kyr long high-resolution terrestrial palaeoclimatic record from the Arctic // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 150, p. 109—126, doi: [10.1046/j.1365-246X.2002.01625.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01625.x).

Nutz A., Schuster M., Boës X., Rubino J.-L. Orbitally-driven evolution of Lake Turkana (Turkana Depression, Kenya, EARS) between 1.95 and 1.72 Ma: A sequence stratigraphy perspective // *J. Afr. Earth Sci.*, 2017, v. 125, p. 230—243, doi: [10.1016/j.jafrearsci.2016.10.016](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.016).

Prokopenko A.A., Khursevich G.K. Plio-Pleistocene transition in the continental record from Lake Baikal: Diatom biostratigraphy and age model // Quat. Int., 2010, v. 219, p. 26—36, doi: [10.1016/j.quaint.2009.09.027](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.09.027).

Prokopenko A.A., Hinnov L.A., Williams D.F., Kuzmin M.I. Orbital forcing of continental climate during the Pleistocene: a complete astronomically tuned climatic record from Lake Baikal, SE Siberia // Quat. Sci. Rev., 2006, v. 25, p. 3431—3457, doi: [10.1016/j.quascirev.2006.10.002](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.10.002).

Reynolds R.L., Rosenbaum J.G., Rapp J., Kerwin M.W., Bradbury J.P., Colman S., Adam D. Record of late Pleistocene glaciation and deglaciation in the southern Cascade Range. I. Petrological evidence from lacustrine sediment in Upper Klamath Lake, southern Oregon // J. Paleolimnol., 2004, v. 31, p. 217—233, doi: [10.1023/B:JOPL.0000019230.42575.03](https://doi.org/10.1023/B:JOPL.0000019230.42575.03).

Roberts A.P., Florindo F., Larrasoña J.C., O'Regan M.A., Zhao X. Complex polarity pattern at the former Plio—Pleistocene global stratotype section at Vrica (Italy): Remagnetization by magnetic iron sulphides // Earth Planet. Sci. Lett., 2010, v. 292, p. 98—111, doi: [10.1016/j.epsl.2010.01.025](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.025).

Sier M.J., Langereis C.G., Dupont-Nivet G., Feibel C.S., Joordens J.C.A., van der Lubbe J.H.J.L., Beck C.C., Olago D., Cohen A., WTK Science team members. The top of the Olduvai Subchron in a high-resolution magnetostratigraphy from the West Turkana core WTK13, hominin sites and Paleolakes Drilling Project (HSPDP) // Quat. Geochronol., 2017, v. 42, p. 117—129, doi: [10.1016/j.quageo.2017.08.004](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.08.004).

Spassov S., Hus J., Heller F., Evans M.E., Yue L., von Dobeneck T. The termination of the Olduvai Subchron at Lingtai, Chinese loess plateau: Geomagnetic field behavior or complex remanence acquisition? // The Earth's magnetic interior / Eds. E. Petrovský, D. Ivers, T. Harinarayana, E. Herrero-Bervera. Dordrecht, Springer, 2011, p. 235—245, doi: [10.1007/978-94-007-0323-0_16](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0323-0_16).

Stanistreet I.G., Boyle J.F., Stollhofen H., Deocampo D.M., Deino A., McHenry L.J., Toth N., Schick K., Njau J.K. Palaeosalinity and palaeoclimatic geochemical proxies (elements Ti, Mg, Al) vary with Milankovitch cyclicity (1.3 to 2.0 Ma), OGCP cores, Palaeolake Olduvai, Tanzania // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2020, v. 546, 109656, doi: [10.1016/j.palaeo.2020.109656](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109656).

Tanaka K., Akagawa F., Yamamoto K., Tani Y., Kawabe I., Kawai T. Rare earth element geochemistry of Lake Baikal sediment: its implication for geochemical response to climate change during the Last Glacial/Interglacial transition // Quat. Sci. Rev., 2007, v. 26, p. 1362—1368, doi: [10.1016/j.quascirev.2007.02.004](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.004).

Tauxe L., Opdyke N.D., Pasini G., Elmi C. Age of the Plio-Pleistocene boundary in the Vrica section, southern Italy // Nature, 1983, v. 304, p. 125—129, doi: [10.1038/304125a0](https://doi.org/10.1038/304125a0).

Tian Y., Wei M., Cai M., Wang J., Li X. Late Pliocene and early Pleistocene environmental evolution from the sporopollen record of core PL02 from the Yinchuan Basin, northwest China // Quat. Int., 2018, v. 476, p. 26—33, doi: [10.1016/j.quaint.2018.03.009](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.009).

Tian Y., Andreev A.A., Zhou Z., Wei M., Wang J., Lu L., Chi C. Early Pleistocene (Olduvai Subchron) vegetation and climate change based on palynological records from the Yinchuan Basin of northwestern China // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2020, v. 556, 109893, doi: [10.1016/j.palaeo.2020.109893](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109893).

von Eynatten H., Tolosana-Delgado R., Karius V. Sediment generation in modern glacial settings: Grain-size and source-rock control on sediment composition // Sediment. Geol., 2012, v. 280, p. 80—92, doi: [10.1016/j.sedgeo.2012.03.008](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.008).

Wennrich V., Francke A., Dehnert A., Juschus O., Leipe T., Vogt C., Brigham-Grette J., Minyuk P.S., Melles M., El'gygytgyn Science Party. Modern sedimentation patterns in Lake El'gygytgyn, NE Russia, derived from surface sediment and inlet streams samples // Clim. Past, 2013, v. 9, p. 135—148, doi: [10.5194/cp-9-135-2013](https://doi.org/10.5194/cp-9-135-2013).

Wennrich V., Minyuk P.S., Borkhodoev V., Francke A., Ritter B., Nowaczyk N.R., Sauerbrey M.A., Brigham-Grette J., Melles M. Pliocene to Pleistocene climate and environmental history of Lake El'gygytgyn, Far East Russian Arctic, based on high-resolution inorganic geochemistry data // Clim. Past, 2014, v. 10, p. 1381—1399, doi: [10.5194/cp-10-1381-2014](https://doi.org/10.5194/cp-10-1381-2014).

Wennrich V., Andreev A., Tarasov P., Fedorov G., Zhao W., Gebhardt C., Meyer-Jacob C., Snyder J., Nowaczyk N., Schwamborn G., Chapligin B., Anderson P., Lozhkin A., Minyuk P., Koeberl C., Melles M. Impact processes, permafrost dynamics, and climate and environmental variability in the terrestrial Arctic as inferred from the unique 3.6 Myr record of Lake El'gygytgyn, Far East Russia – A review // Quat. Sci. Rev., 2016, v. 147, p. 221—244, doi: [10.1016/j.quascirev.2016.03.019](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.03.019).

Yang T., Hyodo M., Yang Z., Ding L., Li H., Fu J., Wang S., Wang H., Mishima T. Latest Olduvai short-lived reversal episodes recorded in Chinese loess // J. Geophys. Res., 2008, v. 113, B05103, doi: [10.1029/2007JB005264](https://doi.org/10.1029/2007JB005264).

Zijderveld J.D.A., Hilgen F.J., Langereis C.G., Verhallen P.J.J.M., Zachariasse W.J. Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the upper Pliocene-lower Pleistocene from the Monte Singa and Crotone areas in Calabria, Italy // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, v. 107, p. 697—714, doi: [10.1016/0012-821X\(91\)90112-U](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90112-U).