



EVIDENCE OF THE LATE QUATERNARY VOLCANIC EVENTS IN AEOLIAN AND LACUSTRINE SEDIMENTS BASED ON A COMBINATION OF ROCK-MAGNETIC AND GRANULOMETRIC APPROACHES

A.Yu. Kazansky ^{1,2}, G.G. Matasova , A.A. Shchetnikov ^{2,3}, I.A. Filinov ^{2,3}✉

¹ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7-1 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

² Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

³ Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St, Irkutsk 664033, Russia

ABSTRACT. The paper presents the results of the combined analysis of the rock-magnetic and granulometric parameters of the sediments of two Upper Quaternary cross-sections having different genesis, as well as different lithological and mineralogical compositions: Bely Yar-1 (aeolian sands, Tunka rift valley) and Tukhuren-Nur (lake clay sediments, East Sayan). Each of these cross-sections reveals horizons with anomalous contents of fine-grained single-domain and pseudo-single-domain magnetic particles. Negative (or insignificant) correlation was found between different-sized sedimentary and magnetic grains therein, while all other horizon cross-sections show positive correlation between these parameters. It has been found that magnetic parameters of the analyzed sediments were changed due to aeolian fine-grained ferromagnetic volcanic matter input. The paper proposes to interpret the presence of this type of ferromagnetic grains in the Quaternary strata as a universally applicable marker of volcanic events in this region. The geochronological data available on the studied sections make it possible to estimate the age of these markers and to reconstruct two types of recent volcanic activity in Southwest Pribaikalye dating back approximately to 27 kyr BP and to 12 kyr BP. The pre-Holocene eruptions therewith are recorded synchronously in the Jom-Bolok volcanic field of East Sayan and in the Tunka rift valley, thus suggesting a single stage of the Holocene volcanic activity in the southwestern Baikal rift zone.

KEYWORDS: volcanic activity; Late Quaternary deposits; Baikal rift zone; rock magnetism; granulometry; cryptotephra

FUNDING: The study was supported by the RSF (grant No. № 25-27-00151).



EDN: STHEHQ

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Ivan A. Filinov, filinovia@crust.irk.ru

Received: May 21, 2026

Revised: June 25, 2026

Accepted: July 13, 2026

FOR CITATION: Kazansky A.Yu., Matasova G.G., Shchetnikov A.A., Filinov I.A., 2026. Evidence of the Late Quaternary Volcanic Events in Aeolian and Lacustrine Sediments Based on a Combination of Rock-Magnetic and Granulometric Approaches. *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (4), 0902. doi:10.5800/GT-2026-17-4-0902

ИДЕНТИФИКАЦИЯ СЛЕДОВ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ЭОЛОВЫХ И ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО ПЕТРОМАГНИТНО-ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

А.Ю. Казанский^{1,2}, Г.Г. Матасова², А.А. Щетников^{2,3}, И.А. Филинов²

¹ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Россия

² Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

³ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

АННОТАЦИЯ. В работе представлены результаты сопряженного анализа петромагнитных и гранулометрических свойств отложений двух разрезов верхнего квартера, отличающихся по генезису, литологическому и минералогическому составу: Белый Яр-1 (эоловые песчанистые отложения, Тункинская рифтовая долина) и Тухурен-Нур (озерные глинистые отложения, Восточный Саян). В каждом из разрезов установлены горизонты с аномальным содержанием мелкозернистых однодоменных и псевдооднодоменных магнитных частиц. Между размерами осадочных и магнитных зерен в этих отложениях фиксируется отрицательная (или незначимая) корреляция, в то время как во всех остальных горизонтах разрезов между этими параметрами она прямая. Установлено, что магнитные свойства анализируемых отложений были изменены поступлением мелкозернистого вулканического ферромагнитного материала воздушным путем. В работе предлагается интерпретация присутствия такого типа ферромагнитных зерен в четвертичных накоплениях в качестве универсального маркера вулканических событий. Имеющиеся по изученным разрезам геохронологические данные позволяют оценить возраст этих маркеров и реконструировать два молодых этапа вулканической активности в Юго-Западном Прибайкалье, произошедшей порядка 27 тыс. и около 12 тыс. л.н. При этом предголоценовые извержения фиксируются синхронно в Жом-Болокском районе Восточного Саяна и Тункинской рифтовой долине, что позволяет предполагать единый этап последней вулканической активности в юго-западной секции Байкальской рифтовой зоны.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: вулканическая деятельность; позднечетвертичные отложения; Байкальская рифтовая зона; магнетизм горных пород; гранулометрия; криптотефра

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено при поддержке РФФИ (грант № 25-27-00151).

1. ВВЕДЕНИЕ

Юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны входит в состав Южно-Байкальской вулканической области (рис. 1, а). Последняя активизация вулканической деятельности проявилась в двух центрах – в пределах долины р. Жом-Болок в Восточном Саяне и в днище Тункинского рифта (рис. 1, б). Исследования данных вулканических событий продолжаются уже много десятилетий, однако информация о хронологии извержений все еще активно пополняется и уточняется.

В Тункинском рифте результатом последнего этапа вулканической активности является группа шлаковых конусов высотой до 116 м и погребенные под новейшими отложениями лавовые потоки. По мнению Н.А. Логачева и Н.А. Флоренсова [Logachev, 1955; Florensov, Loskutova, 1953; Florensov, 1974], финальная фаза их формирования относится ко второй половине позднего плейстоцена (предголоценовому времени). При этом особенности геоморфологического строения тункинских вулканов, согласно работе [Florensov, Loskutova, 1953], свидетельствуют об их примерно одинаковом возрасте с постледниковыми вулканами троговой долины р. Жом-Болок в Восточном Саяне. С.В. Рассказовым на основе К-Аг метода датирования

была предпринята попытка оспорить выводы Н.А. Логачева и Н.А. Флоренсова, возраст четвертичных вулканических построек в днище Тункинского рифта им существенно удрежнялся и был оценен в широком возрастном диапазоне – от 2.5 до 0.8 млн л.н. [Rasskazov, 1993; Rasskazov et al., 2000]. При этом автор в своих публикациях не уделял должного внимания описанию условий пробоотбора и его корректности, а полученные единичные датировки характеризовались чрезмерно большим доверительным интервалом. Все это на фоне потери актуальности устаревшего К-Аг метода датирования, а также спорадичности и неточности датировок свидетельствует о критичном уровне валидности рассматриваемых данных в целом. Позже по базальтам вулкана ара-Болдок (Черского) была получена еще одна К-Аг дата – 0.7 ± 0.4 млн лет [Hase et al., 2003] также с неприемлемой погрешностью определения.

В очевидном противоречии с оценкой возраста на основе К-Аг датирования находятся многочисленные геологические и геоморфологические данные. Прежде всего обращает на себя внимание морфологическая «юность» тункинских вулканических построек, сохранивших свой первозданный облик в области многократного развития плейстоценового оледенения и

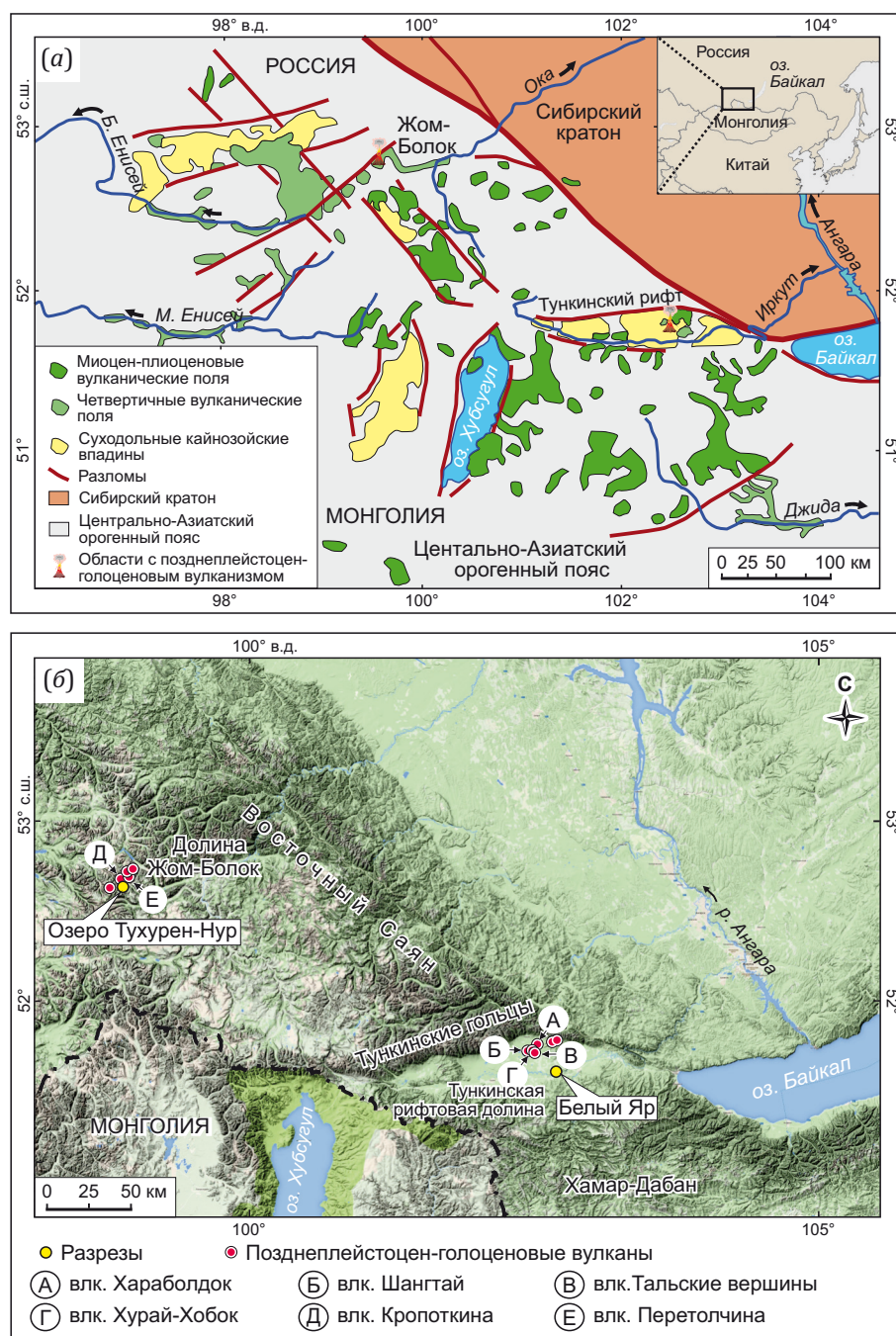


Рис. 1. Распространение позднекайнозойских вулканических пород в пределах Южно-Байкальской вулканической области – юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы и прилегающих внерифтовых районов Монголии (по [Yarmolyuk et al., 2003]) (а). Базальтовые извержения здесь начались в позднем олигоцене и продолжались до голоцена. Наиболее поздние (позднеплейстоцен-голоценовые) извержения происходили в двух районах – в ледниковой долине р. Жом-Болок (Восточный Саян) и в Тункинской рифтовой котловине (Байкальская рифтовая система). Карта-схема изученных объектов (б). В результате позднеплейстоцен-голоценовых извержений в Жом-Болокской ледниковой долине и в кайнозойской Тункинской котловине образовались обширные лавовые поля и многочисленные вулканы. У подножия вулканов Жом-Болок расположено позднеплейстоцен-голоценовое ледниковое озеро Тухурен-Нур, в непосредственной близости от тункинских вулканов – позднечетвертичный опорный разрез субаэральных отложений Белый Яр-1.

Fig. 1. Distribution of the Late Cenozoic volcanic rocks within the South Baikal volcanic area – southwestern flank of the Baikal rift system and adjacent areas of Mongolia beyond the rift (after [Yarmolyuk et al., 2003]) (a). The basalts there started to erupt in the Late Oligocene and continued erupting till the Holocene. The latest (Late Pleistocene – Holocene) eruptions occurred in two areas – glacial valley of the Jom-Bolok River (East Sаян) and Tunka rift basin (Baikal rift system). Schematic map of the studied objects (b). The Late Pleistocene – Holocene eruptions in the Jom-Bolok glacial valley and in the Cenozoic Tunka basin produced extended lava fields and built numerous volcanic cones. At the base of the Jom-Bolok volcanoes there is the Tkhuren-Nur – a Late Pleistocene to Holocene lake of glacial origin; in the immediate vicinity of the Tunka volcanoes there is the Bely Yar-1 – Late Quaternary reference section of the subaerial deposits.

семигумидных условий климата в межледниковья с высокой активностью эрозионно-денудационных процессов. За многие сотни тысяч лет вулканы, сложенные рыхлыми пирокластическими образованиями (шлаками и агглютинатами), должны были как минимум покрыться сетью барранкосов. В реальности же на склонах вулканических конусов эрозионные формы практически отсутствуют. Исключение составляет расположенный несколько в стороне от основной группы, на склоне Еловской междувпадинной перемычки, вулкан Коврижка, в микрорельефе которого просматриваются признаки инициальной стадии эрозионного расчленения.

В пользу представлений Н.А. Флоренсова и Н.А. Логачева свидетельствует и наличие геотермальной активности в районе локализации вулканов, благодаря чему одно из крупнейших вулканических сооружений Тункинской долины получило название Тальские вершины, при том что мощность кайнозойских отложений под вулканом приближается к 3 км [Lunina et al., 2009]. Основная часть тункинских вулканов тяготеет именно к депоцентру впадины – области интенсивных и устойчивых новейших и современных тектонических погружений [Shchetnikov, 2016, 2017], где фиксируется направленный процесс их погребения аллювиально-озерно-болотными отложениями [Florensov, Loskutova, 1953; Ufimtsev et al., 1999; Shchetnikov et al.,

2012]. Однако, несмотря на устойчивый характер и высокую скорость погружений днища впадины, у части вулканов позднелейстоцен-голоценовыми [Ufimtsev et al., 1999, 2003] осадками перекрыты лишь подножия. Важным представляется и тот факт, что в кратерах вулканов, например Шангтая (Священной горы) (рис. 2), который в виде правильного усеченного конуса возвышается над пойменным уровнем днища впадины на высоту до 23 м, отсутствуют озерные отложения, которые должны были в них накопиться при формировании 24–15 тыс. л. н. в Тункинской котловине крупного, глубиной порядка 100 м, подпрудного озера, затоплявшего все ее днище [Chebotarev et al., 2024], в том числе область локализации тункинских вулканов, за исключением расположенных на Еловском отроге. Все это свидетельствует о появлении вулкана Шангтай позже 15 тыс. л.н., т.е. в предголоценовое время. С другой стороны, известно, что кратеры вулканической группы Тальские вершины заполнены лессовыми отложениями позднелейстоцен-голоценового возраста, а более древние осадочные образования в них отсутствуют.

Лавовые потоки и вулканы долины р. Жом-Болок на крайнем западном фланге Байкальской рифтовой зоны представляют крупнейшее проявление голоценовых извержений в Центральной Азии [Yarmolyuk et al., 2003]. Днище троговой долины р. Жом-Болок на всем ее



Рис. 2. Фотографии молодых вулканов в Тункинской котловине.

Fig. 2. Photographs of young volcanoes in the Tunka basin.

70-километровом протяжении занято мощными (до 200 м) потоками базальтовых лав, а вулканические шлаковые конусы в самых верховьях долины фиксируют главный центр извержений (рис. 3). К настоящему времени получены подробные сведения о строении, составе, источниках и механизме долинных излияний лавовых потоков. При этом их хронологическая последовательность все еще уточняется. Установлено, что вулканические события были многофазными, начались на рубеже плейстоцена и голоцена и продолжались

вплоть до последнего тысячелетия [Yarmolyuk et al., 2003; Arzhannikov et al., 2017; Shchetnikov et al., 2019b].

В данной работе представлены результаты комплексных петромагнитных и гранулометрических исследований разрезов верхнечетвертичных субэразовых и озерных отложений, расположенных в непосредственной близости от центров молодой вулканической активности в Юго-Западном Прибайкалье, с целью диагностики тефросодержащих горизонтов и детализации представлений о периодичности извержений.

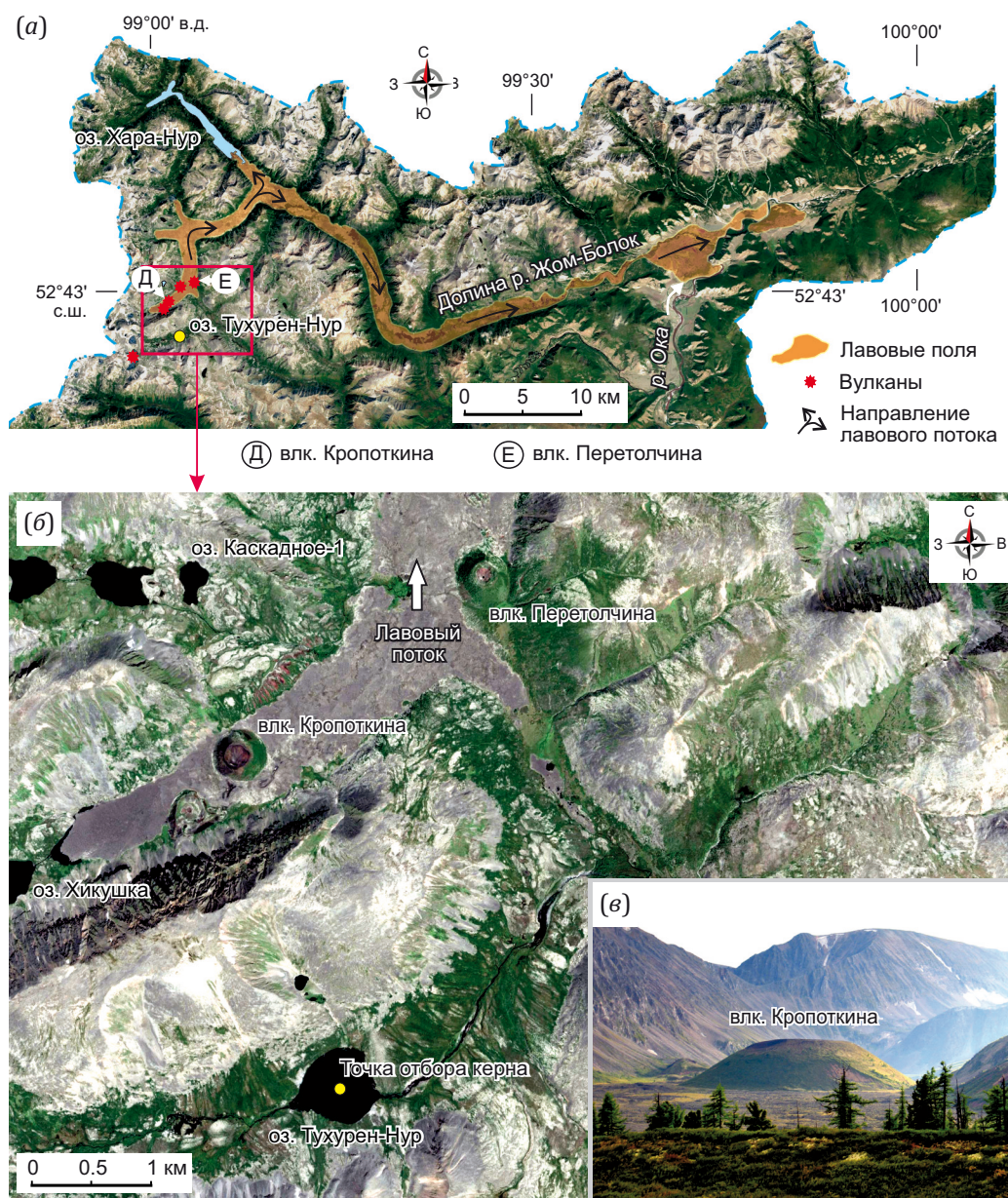


Рис. 3. Космические снимки (Image©2017 DigitalGlobe) вулканического района Жом-Болок.

Местоположения вулканов и лавовых потоков, заполнивших днище ледниковой долины (а); эпицентр извержений в верхней части долины Жом-Болок (б). Желтая точка – местоположение оз. Тухурен-Нур на панели (а) и место бурения на панели (б). Фотография вулкана Кропоткина, вид с вулкана Перетолчина (в).

Fig. 3. Satellite images (Image©2017 DigitalGlobe) of the Jom-Bolok volcanic area.

Locations of volcanoes and lava flows filling the glacial valley (a); epicenter of the eruptions in the upper Jom-Bolok valley (b). Yellow dot – the location of Lake Tikhuren-Nur in panel (a) and drilling site in panel (b). A photograph of the Kropotkin cone, view from the Peretolchin cone (c).

2. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ И ОТБОР ПРОБ

2.1. Белый Яр-1

Белый Яр ($51^{\circ}43'21''$ с.ш., $102^{\circ}40'21''$ в.д.) расположен в юго-восточной части Тункинской котловины в основании междувпадинной перемычки Еловского отрога, на левом берегу р. Иркут (рис. 4).

Разрез представлен двумя обнажениями, расположенными в 2 км друг от друга, получившими названия Белый Яр-1 и Белый Яр-2. Белый Яр-1 подразделяется на четыре пачки (сверху вниз) [Shchetnikov et al., 2015]: 1) лессовидные супеси и суглинки; 2) осадки пойменной фации с горизонтами субаэральных отложений (пылеватые пески); 3) старичные осадки (суглинки); 4) русловой аллювий (грубозернистые пески). Лессовидные супеси и суглинки пачки 1 представляют собой наиболее полный разрез субаэральных отложе-

ний Тункинской впадины, охватывающий последние 50 тыс. лет [Shchetnikov et al., 2012]. Для разреза Белый Яр-1 были получены две радиоуглеродные даты. Образец кости крупного млекопитающего из горизонта на глубине 9.6 м был датирован в Познаньской радиоуглеродной лаборатории методом AMS ^{14}C и показал возраст 26982 ± 230 лет (Poz-86142, настоящая работа). По древесному углю, отобранному с глубины разреза 26 м, в ГИН РАН (г. Москва) методом сцинтилляционного измерения активности была получена ^{14}C -дата 48442 ± 3362 лет. [Shchetnikov et al., 2019b]. Здесь и далее в тексте приводятся калиброванные даты, полученные с использованием шкалы IntCal20 [Reimer et al., 2020] в интервале $\pm 2\sigma$.

Петромагнитное опробование в разрезе Белый Яр-1 проводилось с интервалами 5–10 см до глубины 27.4 м (270 образцов). Образцы на гранулометрический

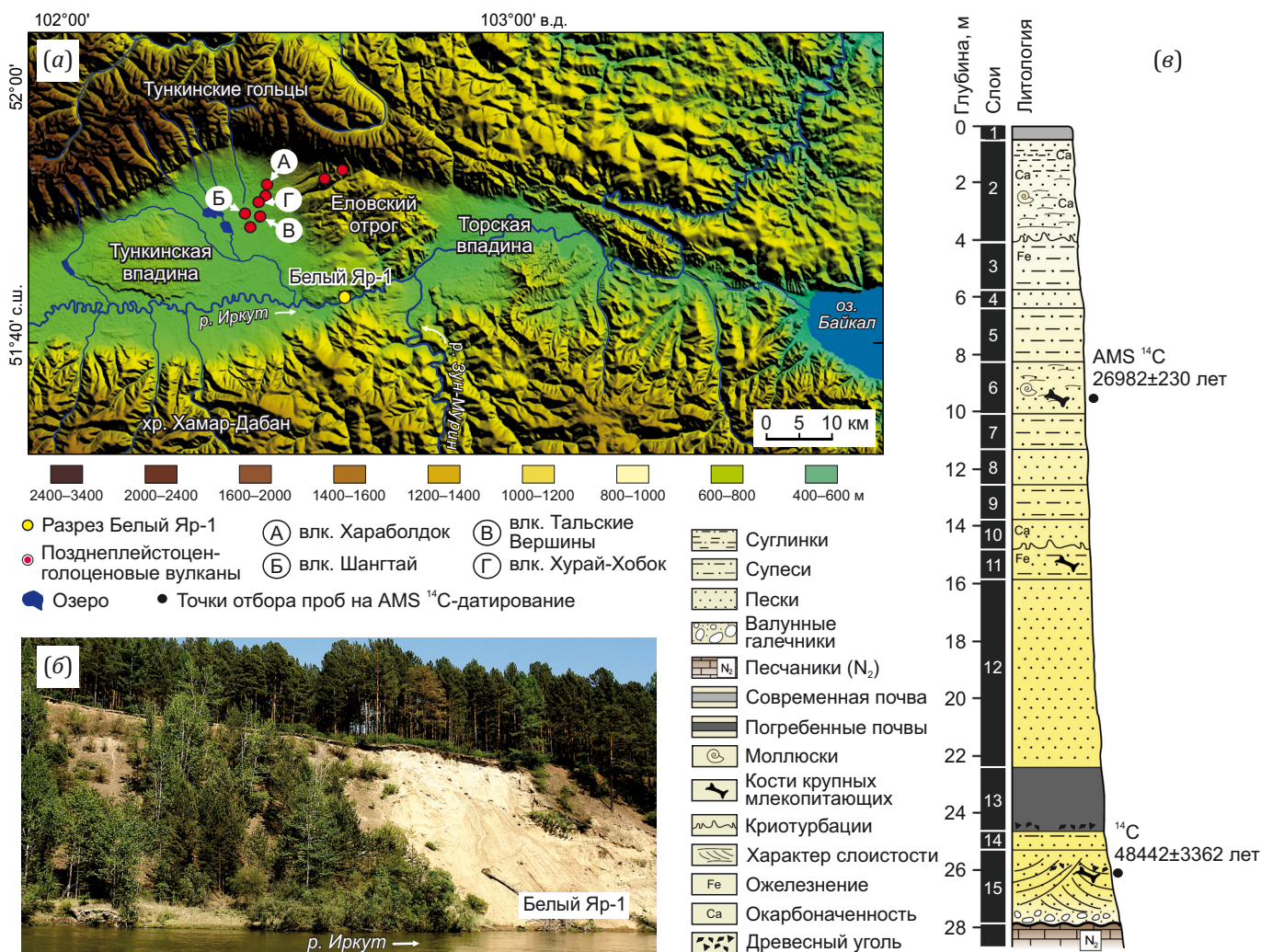


Рис. 4. Цифровая модель рельефа (на основе SRTM) Тункинской рифтовой долины и ее горного обрамления с позднелайстоценовыми вулканами (красные точки) и изученным разрезом Белый Яр-1 (а); общий вид разреза Белый Яр-1 (б) и литолого-стратиграфическая колонка разреза (в), показывающая, что позднелайстоценовые пески разреза залегают на эродированной поверхности неогеновых туфопесчаников.

Fig. 4. SRTM digital elevation model of the Tunka rift valley and its bordering mountains with the Pleistocene volcanoes (red dots) and the studied section Bely Yar-1 (a); general view of the Bely Yar-1 section (b) and lithological-stratigraphic column (c), showing that the Late Pleistocene sands of the section rest on the Neogene eroded tuffaceous sandstone surface.

анализ отбирались через 20 см, коллекция включала 133 образца.

2.2. Озеро Тухурен-Нур

Оз. Тухурен-Нур (52°40'32.00" с.ш., 99°00'55.11" в.д.) расположено в непосредственной близости от центра голоценовых вулканических извержений Жом-Болока в восточной части Восточного Саяна (см. рис. 3). Водоем имеет ледниковое (моренно-подпрудное) происхождение, его площадь составляет 0.8 км², высота уровня воды – 1999 м, глубина – 8 м. Долина р. Барун-Хадарус, в которой расположено оз. Тухурен-Нур, имеет типичную троговую морфологию. Плотины озера образует дугообразный вал конечной морены. Западная часть котловины водоема практически лишена чехла донных отложений и сложена коренными породами.

В геометрическом центре оз. Тухурен-Нур на глубине 8 м был отобран керн донных отложений с помощью гравитационного керноотборного устройства UWITEC (Австрия), оснащенного ПВХ трубкой диаметром 63 мм. Длина извлеченного керна составила 98 см. Отложения представлены озерными диатомовыми илами, которые на глубине 83.5 см подстилаются ледниковыми ленточными глинами. Возраст отложений в основании опробованного разреза составил 13209±113 лет [Shchetnikov, Bezrukova, 2019]. Полученный керн был отобран на петромагнитный анализ с интервалом 2 см (49 образцов).

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

3.1. Гранулометрический анализ

Лазерная гранулометрия проводилась на лазерном микроанализаторе Microtrac X100. Размер измеряемых частиц, которые для удобства объединены в 50 фракций, представленных в объемных процентах для каждой пробы, варьировался от 0.146 до 704 мкм. Диспергирование образцов проводилось с помощью ультразвуковой обработки. Статистическая обработка данных о размерах зерен проводилась с помощью компьютерной программы GRADISTAT [Blott, Pye, 2001]. Для каждого образца были рассчитаны моды распределения зерен, средний размер зерна, сортировка, асимметрия и эксцесс по методу арифметических моментов [Gradziński et al., 1976].

3.2. Тефростратиграфия

В разрезе Белый Яр-1 на тефростратиграфический анализ отбирались пробы с интервалом 10 см. В донных отложениях оз. Тухурен-Нур отбирался каждый пятый сантиметр керна. Далее отобранные пробы подвергались стандартным методам тефростратиграфических исследований [Rose et al., 1996; Blockley et al., 2005]. Образцы обрабатывали 30 % H₂O₂ для удаления органического материала. Фракции плотнее 2 г/см³ отделяли в тяжелой жидкости KI с последующим мокрым просеиванием. Далее образцы высушивались в сублиматоре VaCo 5. Для анализа отбирались навески сухого осадка массой 0.2 г. Смер-слайды для микроско-

пии покрывали канадским бальзамом и исследовали под поляризационным микроскопом Micromed POLARZ при увеличении ×100.

3.3. Петромагнитные исследования

Параметры магнитного гистерезиса (намагниченность насыщения (J_s), изотермическая остаточная намагниченность насыщения (J_{rs}), коэрцитивная сила (B_c) и остаточная коэрцитивная сила (B_{cr})) измерены в Палеомагнитном центре Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН с помощью коэрцитивного спектрометра J_{meter} [Jasonov et al., 1998] с максимальным полем 700 мТл. По параметрам гистерезиса также были рассчитаны нормированные по массе магнитные значения восприимчивости парамагнитных и ферромагнитных минералов (K_p и K_{fer} соответственно). Значения J_s, B_c и K_{fer} корректировались с учетом парамагнитного вклада путем вычитания парамагнитного сигнала [Kosareva et al., 2015]. Вклад суперпарамагнитных зерен (ΔJ_{rs}) оценивали по уменьшению значения J_{rs} на кривой спада J_{rs} в низких полях от 10 до 0 мТл [Kosareva et al., 2015] и относительному приросту суперпарамагнитной части магнитной восприимчивости K_{sp}.

Эффективный размер магнитных зерен оценивался по соотношению K_{fer}/J_{rs}, которое синхронно изменяется с размером зерна. Доменное состояние ферромагнитных частиц оценивали по биплоту B_{cr}/B_c – J_{rs}/J_s [Day et al., 1977; Dunlop, 2002].

Состав магнитных минералов определялся по температурным зависимостям нормальной остаточной намагниченности J_r(T), созданной в поле 0.4 Тл, и магнитной восприимчивости K(T). Кривые J_r(T) и K(T) измерялись с помощью термомагнитометра, разработанного П.Г. Ясоновым (КФУ, г. Казань) и каппабриджа MFK1-FA (AGICO Inc., Брно, Чехия) соответственно. Максимальная температура нагрева в обоих экспериментах составляла 700 °С. Все измерения проводились по стандартным методикам [Walden et al., 1999; Evans, Heller, 2003] с учетом закономерностей, характерных для лессовидных пород Сибири [Matasova, Kazansky, 2004; Kazansky et al., 2024]. Как показано в этих публикациях, в отличие от китайских и европейских лессовых отложений, сибирские лессовидные отложения характеризуются преобладанием многодоменного магнетита, а в отдельных случаях в палеопочвах присутствуют также и псевдооднодоменные зерна. Кроме того, в палеопочвах, наряду с магнетитом, практически всегда присутствует гематит.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

4.1. Белый Яр-1

Гранулометрический анализ. Гранулометрический состав отложений разреза Белый Яр-1 (до глубины 25 м) отличается от субаэральных отложений разрезов Забайкалья [Kazansky et al., 2006, 2024] и Западной Сибири [Zhdanova et al., 2007] прежде всего низким (<30 %) содержанием лессовой (алевритовой) фракции

(10–50 мкм). Это указывает на то, что изучаемые отложения не являются лессовыми [Kriger, 1965]. Кроме того, отсутствие в этой части разреза частиц менее 1.375 мкм исключает возможное участие процессов флювиальной седиментации [Vandenbergh, 2013]. Русловые хорошо сортированные косослойчатые пески залегают только в основании разреза на глубине 25–28 м.

Для диагностики основных литотипов гранулометрические фракции были объединены согласно [Raukas, 1981] в три группы: песок (125–500 мкм), алеврит (10–125 мкм) и глину (<10 мкм). На тройной диаграмме «глина – песок – алеврит» (классификация [Verzilin, 1995]) выделяются четыре основных литотипа: песок, алевритовый песок, песчаный алеврит и алеврит. Ана-

лиз распределения размерных фракций и среднего диаметра зерен по разрезу позволил выделить 15 слоев с различным гранулометрическим составом (рис. 5).

Такое расчленение не противоречит традиционному расчленению разреза Белый Яр-1 [Shchetnikov et al., 2012], но дает более детальную литологическую характеристику. Для каждого литологического горизонта построены гранулометрические спектры по размерам зерен. Оказалось, что сходные литологические типы имеют достаточно близкие спектры, что позволило провести усреднение гранулометрического состава для каждого литотипа (рис. 6).

Песок представлен аллювиальными отложениями с бимодальным распределением гранулометрических

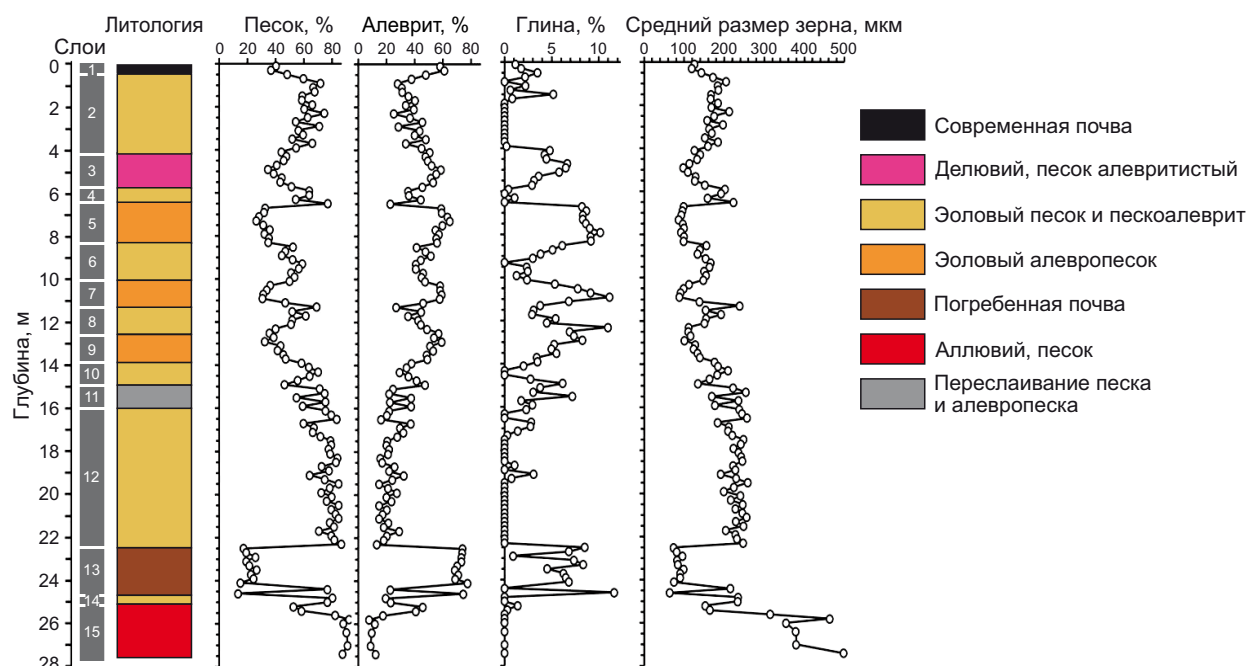


Рис. 5. Результаты гранулометрического анализа и выделенные на его основе литотипы в разрезе Белый Яр-1.

Fig. 5. The results of granulometric analysis and the analysis-based lithotypes in the Bely Yar-1 section.

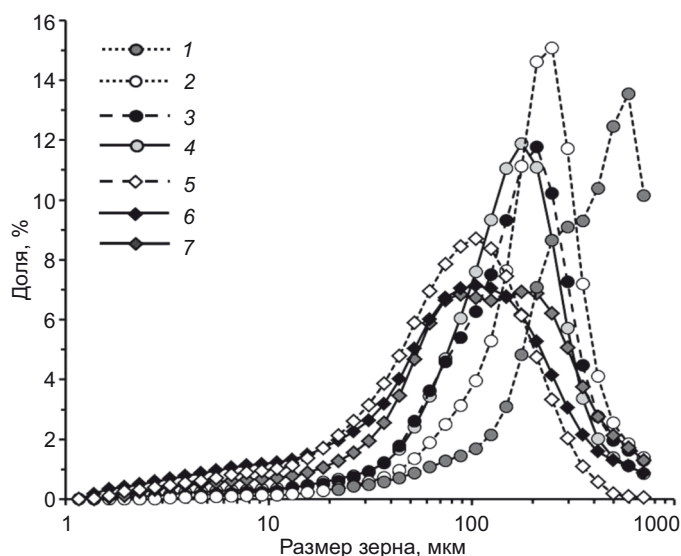


Рис. 6. Распределение размеров зерен для различных литотипов из разреза Белый Яр-1.

1 – пески руслового аллювия (слой 15); 2 – эоловый песок, $Md=248.9$ мкм (слои 11, 12, 14); 3 – эоловый песок, $Md=209$ мкм (слои 4, 10); 4 – эоловый песок и алевропесок, $Md=176$ мкм (слои 2, 6, 8); 5 – песчаный алеврит (погребенная почва), $Md=104.8$ мкм (слой 13); 6 – песчаный алеврит, $Md=104.8$ мкм. Рудименты ископаемой почвы (эоловый алевропесок, слой 5, 7, 9); 7 – делювиальные алевропески с бимодальным распределением фракций (слой 3).

Fig. 6. Grain-size distribution for different lithotypes from the Bely Yar-1 section.

1 – alluvial channel sands (layer 15); 2 – eolian sand, $Md=248.9$ μm (layers 11, 12, 14); 3 – eolian sand, $Md=209$ μm (layers 4, 10); 4 – eolian sand and aleurosand, $Md=176$ μm (layers 2, 6, 8); 5 – sandy aleurite (buried soil), $Md=104.8$ μm (layer 13); 6 – sandy aleurite, $Md=104.8$ μm . Rudiments of the paleosoils (eolian aleurosand, layers 5, 7, 9); 7 – deluvial aleurosands with bimodal distribution of fractions (layer 3).

фракций и модальными диаметрами зерен (Md) 296 и 498–892 мкм и тремя различными типами эоловых отложений с характерными для них, согласно [Seppälä, 2004], модальными диаметрами зерен Md 176, 209 и 248 мкм. Песчаные алевриты с бимодальным распределением (Md 88 и 176 мкм) имеют делювиальный генезис, а алевритовые пески с унимодальным рас-

пределением (Md=104.8 мкм), вероятно, являются рудиментами ископаемых почв, поскольку их гранулометрический состав почти не отличается от гранулометрического состава погребенной почвы в нижней части разреза.

Петромагнитные исследования. Изменение концентрационно-зависимых петромагнитных параметров

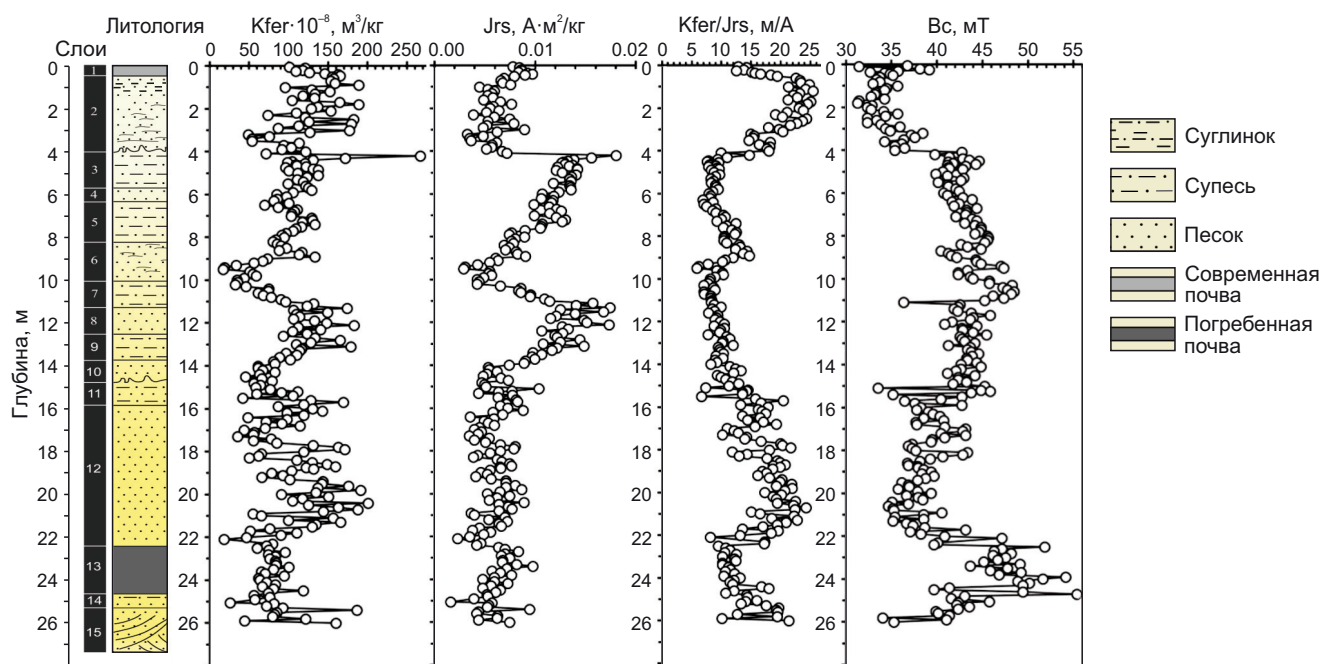


Рис. 7. Литостратиграфическая колонка и петромагнитные параметры осадков в разрезе Белый Яр-1.

Fig. 7. Lithostratigraphic column and rock-magnetic parameters of sediments in the Bely Yar-1 section.

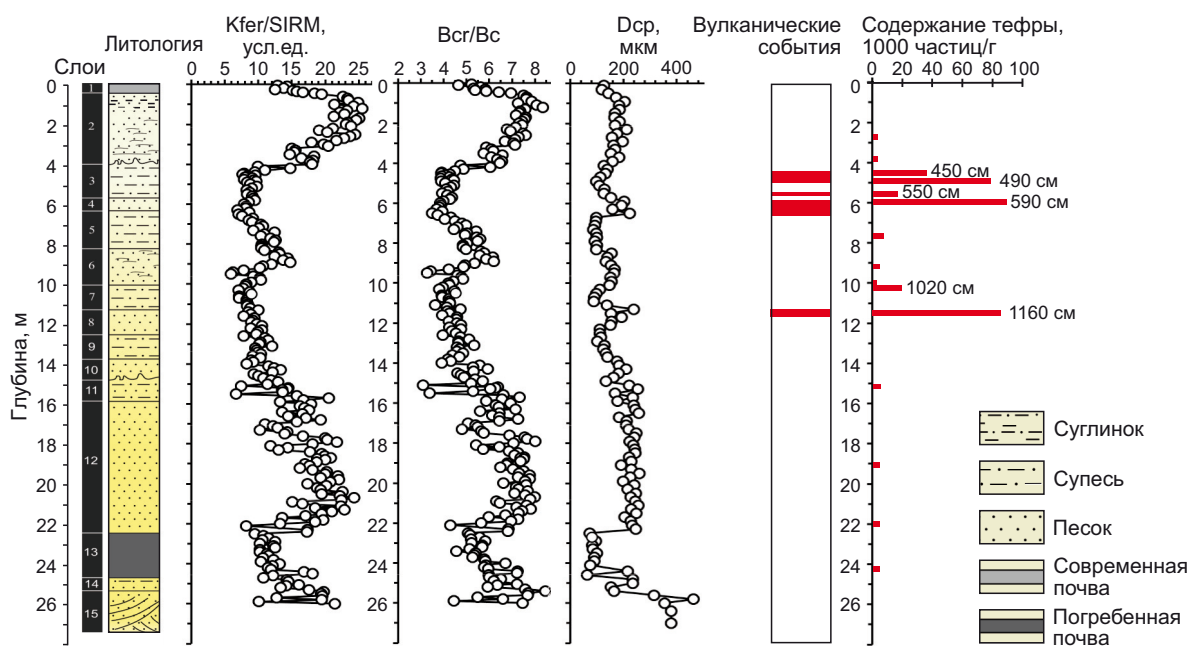


Рис. 8. Литостратиграфическая колонка, структурно-чувствительные петромагнитные параметры, средний размер зерна, концентрация частиц тephры и предполагаемые вулканические события в осадках разреза Белый Яр-1.

Fig. 8. Lithostratigraphic column, structural sensitivity rock-magnetic parameters, average grain size, tephra concentration, and inferred volcanic events in sediments of the Bely Yar-1 section.

не обнаруживает резких колебаний, которые можно интерпретировать как горизонты тефры (рис. 7).

Однако поведение структурно-чувствительных магнитных характеристик по разрезу существенно различается. На глубине 450–650 и 1000–1200 см наблюдается уменьшение эффективного размера магнитных зерен ($K_{\text{fer}}/J_{\text{rs}}$), обнаружено заметное увеличение остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}) и коэрцитивной силы (B_c) (рис. 8). Терромагнитный анализ показал, что единственным магнитным минералом в отложениях является магнетит ($T_c=580^\circ\text{C}$); кривые $K(T)$ практически одинаковы во всех горизонтах разреза (рис. 9). Таким образом, отмеченное выше аномальное поведение J_{rs} , B_c и $k_{\text{fer}}/J_{\text{rs}}$ в разрезе не связано ни с концентрацией, ни с составом магнитной фракции.

Оценка доменного состояния частиц (рис. 10, а) показала, что в аномальных интервалах магнитные зерна имеют отношение B_{cr}/B_c от $3.1 <$ до <4.5 (рис. 10, а) и, таким образом, соответствуют псевдооднодоменному (PSD) состоянию (содержат от 5 до 25 % однодоменных частиц); вне этих интервалов осадки содержат только многодоменные (MD) частицы. Согласно диаграмме [Thompson, Oldfield, 1986] размер PSD частиц оценивается в 6–12 мкм, MD частиц – в 16–120 мкм

(рис. 10, б). Кроме того, согласно увеличению значений параметров ΔJ_{rs} и K_{sp} (на рисунке не показаны) в этих же интервалах фиксируется повышение содержания суперпарамагнитных (SP) зерен.

Корреляция между петромагнитными и гранулометрическими данными. Горизонты отложений с зернами MD и PSD характеризуются различными соотношениями между магнитными и гранулометрическими параметрами (табл. 1). Анализ корреляции между петромагнитными и гранулометрическими параметрами отдельно для горизонтов с MD и PSD зернами показал, что корреляция параметров магнитного размера зерна и доменного состояния (B_{cr}/B_c) с гранулометрическими параметрами для интервалов с MD частицами значимая прямая, в то время как в отложениях с PSD зернами такая корреляция либо отрицательная, либо незначимая (табл. 1).

Это значит, что присутствие PSD частиц в отложениях не связано с эоловыми процессами, а обусловлено осаждением пирокластического материала. В пользу такого предположения говорит и значимая корреляция между петромагнитными параметрами и сортировкой (прямая для J_{rs} и обратная для B_{cr} и B_c), что означает, что аномальные горизонты в разрезах Белый

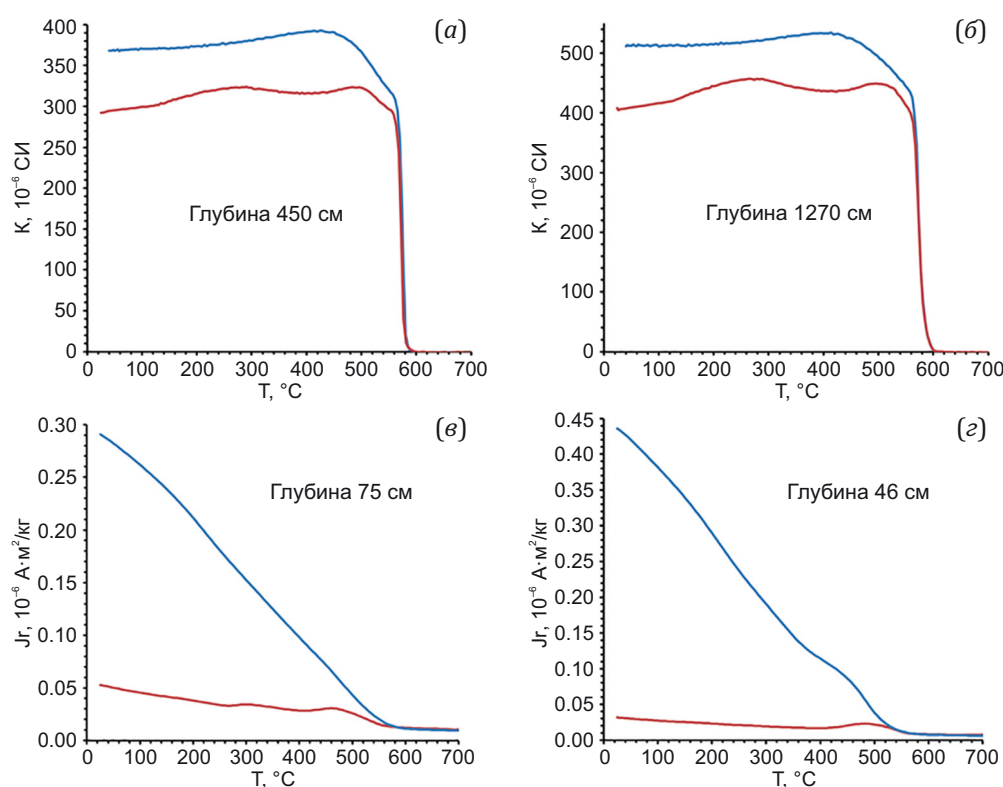


Рис. 9. Результаты терромагнитного анализа осадков разреза Белый Яр-1 (а, б) и оз. Тухурен-Нур (в, г).

Температурные зависимости $K(T)$: (а) – осадки с аномальными характеристиками; (б) – обычные осадки. Красная кривая – нагрев, синяя кривая – охлаждение. Температурные зависимости $J_r(T)$: (в) – осадки с аномальными характеристиками; (г) – обычные осадки. Красная кривая – первый нагрев, синяя кривая – второй нагрев.

Fig. 9. The results of thermomagnetic analysis of sediments of the Bely Yar-1 section (а, б) and Lake Tukhuren-Nur (в, г).

Temperature relationships $K(T)$: (а) – sediments with anomalous characteristics; (б) – normal sediments. Red curve – heating, blue curve – cooling. Temperature relationships $J_r(T)$: (в) – sediments with anomalous characteristics; (г) – normal sediments. Red curve – heating, blue curve – cooling.

Яр-1 представлены наиболее плохо сортированными отложениями, образованными смесью эолового и пирокластического материала.

Исходя из предложенной интерпретации, в разрезе Белый Яр-1 в интервале глубин 450–650 и 1000–1200 см можно выделить два интервала, обогащенных пирокластическим материалом. Мы предполагаем, что эти слои сформировались в результате серии локальных вулканических извержений, представляющих два раз-

личных периода вулканизма (см. рис. 8). Согласно ¹⁴C-датам [Shchetnikov et al., 2015], возраст этого вулканического этапа Тункинской впадины оценивается в пределах 27–12 тыс. лет.

4.2. Озеро Тухурен-Нур

Петромагнитные исследования. Структурно-чувствительные петромагнитные параметры в диатомовом иле не обнаруживают ярко выраженных колебаний

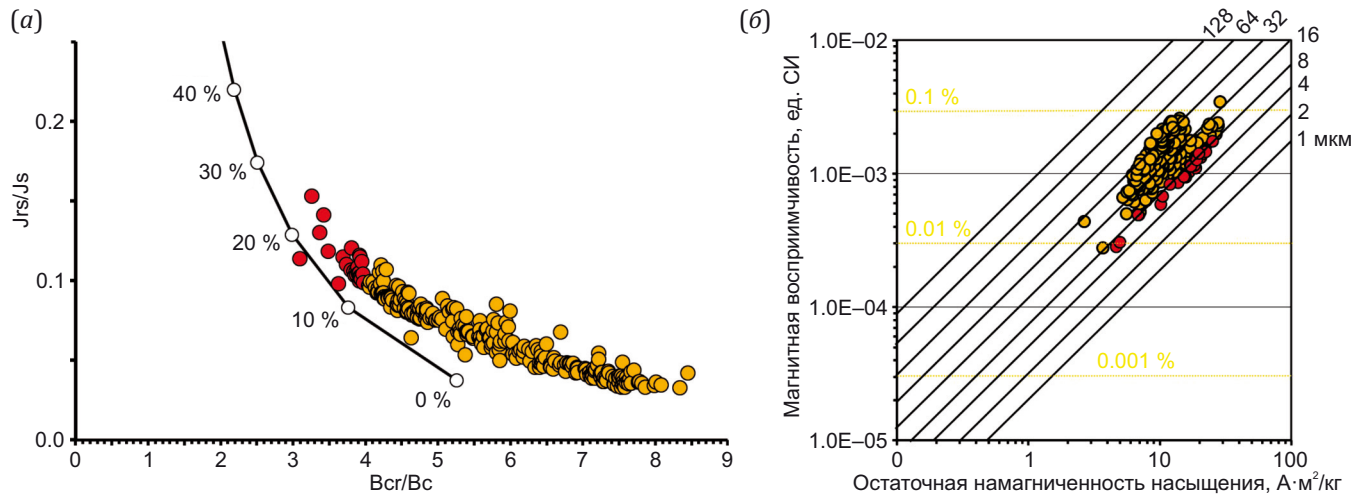


Рис. 10. Доменное состояние (а) и оценка размера магнитных зерен для отложений разреза Белый Яр-1 (б). Красные символы – образцы с $B_{cr}/B_c < 4$; желтые кружки – символы с $B_{cr}/B_c > 4$. (а): линия с кружками обозначает теоретическую кривую смеси SD и MD зерен магнетита по [Dunlop, 2002] с соответствующим процентным содержанием SD зерен. (б): сплошные черные линии соответствуют одинаковым размерам зерен, желтые – линии равной концентрации [Thompson, Oldfield, 1986].

Fig. 10. Domain state (a) and grain size estimation for the sediments of the Bely Yar-1 section (b). Red symbols – samples with $B_{cr}/B_c < 4$; yellow symbols – samples with $B_{cr}/B_c > 4$. (a): line with circles showing a theoretical curve for a mixture of SD- and MD-grained magnetite after [Dunlop, 2002] with the corresponding percentage of SD grains. (b): solid black lines correspond to the equal-sized grains, yellow lines are the equal-concentration lines [Thompson, Oldfield, 1986].

Таблица 1. Коэффициенты парной линейной корреляции Пирсона (r) между петромагнитными и гранулометрическими параметрами

Размер зерна	Kfer	Jrs	Bcr	Bc	Bcr/Bc	Jrs/Js	Kfer/Jrs
PSD частицы, N=45, r> 0.38 статистически значимы при p=0.01							
Основная мода	-0.347	-0.293	-0.199	0.078	-0.355	0.137	-0.144
Медианный размер	-0.367	-0.329	-0.487	-0.056	-0.540	0.092	-0.077
Средний размер	-0.240	-0.203	-0.559	-0.172	-0.477	-0.020	0.035
Сортировка	0.484	0.511	-0.618	-0.500	-0.135	-0.369	0.379
MD частицы, N=174, r> 0.19 статистически значимы при p=0.01							
Основная мода	0.045	-0.335	-0.384	-0.491	0.472	-0.479	0.430
Медианный размер	0.123	-0.343	-0.515	-0.600	0.551	-0.587	0.531
Средний размер	0.161	-0.287	-0.541	-0.594	0.534	-0.588	0.523
Сортировка	0.144	0.205	-0.178	-0.050	-0.029	-0.079	0.008

Примечание. Значимые коэффициенты корреляции даны полужирным шрифтом. Значимые коэффициенты корреляции между петромагнитными и гранулометрическими параметрами даны различным цветом: прямая корреляция – красным, обратная – синим.

Note. Significant correlation coefficients are shown in bold. Significant correlation coefficients between rock-magnetic and granulometric parameters are of different colors: positive correlation is shown in red, negative correlation is shown in blue.

по разрезу, которые однозначно можно интерпретировать как горизонты криптотефры. Приблизительно с глубины 40–45 см наблюдается постепенное снижение характеристик, связанных с эффективным размером магнитных зерен и их доменным состоянием (рис. 11). Явные изменения в поведении K_{fer}/J_{rs} , B_{cr}/B_s и S наблюдаются ниже границы 83.5 см, где диатомовые илы сменяются ледниковыми глинами, что вызвано литологическими причинами.

Напротив, концентрационно-зависимые параметры демонстрируют резкое увеличение (K_{fer} и J_s больше в 2–3 раза) в нижней части горизонта илов (60–82 см), которое сменяется резким снижением значений в интервале на 83–92 см (рис. 12, а). Близкую тенденцию демонстрирует изменение вклада суперпарамагнитных зерен (ΔJ_{rs}) и значений J_{rs} (рис. 12, а) и значения B_s и B_{cr} (на рисунке не показаны). Термомагнитный анализ указывает на достаточно однородную магнитную минералогию по всему керну (см. рис. 9, в, г).

Преобладающим магнитным минералом, обнаруженным в этом разрезе, является магнетит ($T_c=580^\circ\text{C}$) в ассоциации с пиритом. Преобразование пирита в магнетит приводит к увеличению J_r после первого нагрева в 6–10 раз (см. рис. 9, в, г). Оценка доменного состояния частиц по диаграмме [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] показала, что внутри интервалов с повышенной концентрацией магнитных минералов частицы с $1.7 < B_{cr}/B_s < 2.0$ соответствуют границе SD и PSD зерен (содержат от 60 до 70 % SD частиц). За пределами этих интервалов разброс значений B_{cr}/B_s зна-

чительно больше (2.1–4.4) и может соответствовать PSD и MD зернам (содержат от 5 до 50 % SD частиц; (рис. 13, а).

Приблизительная оценка размеров магнитных зерен по диаграмме Р. Томпсона и Ф. Олдфилда [Thompson, Oldfield, 1986] показала, что в осадках из аномального интервала размер зерен составляет 1–3 мкм, а размер частиц вне этого интервала колеблется в широких пределах – от 5 до 128 мкм (рис. 13, б). Такая оценка размера магнитных зерен является интегральной характеристикой и в случае смеси SD и MD зерен она приведет к завышению реальных размеров. Тем не менее принципиальная разница в размерах зерен из обогащенного магнитным материалом слоя и других отложений очевидна. С учетом литологической однородности осадка и неизменности состава магнитной фракции резкое увеличение количества мелких частиц (граница SD/PSD) в осадке свидетельствует об их поступлении извне, поэтому представляется весьма вероятным то, что в донных отложениях оз. Тухурен-Нур в интервале глубин 60–82 см зафиксированы следы вулканического события, возраст которого, согласно ^{14}C -дате, составляет 12–13 тыс. лет.

На основании минералогических исследований в отложениях оз. Тухурен-Нур на глубине от 65 до 82 см был выявлен интервал с повышенным содержанием микротефры (частицы вулканического стекла) (см. рис. 12, б). Таким образом, выводы, сделанные на основе петромагнитных данных, подтверждаются прямыми микроскопическими наблюдениями.

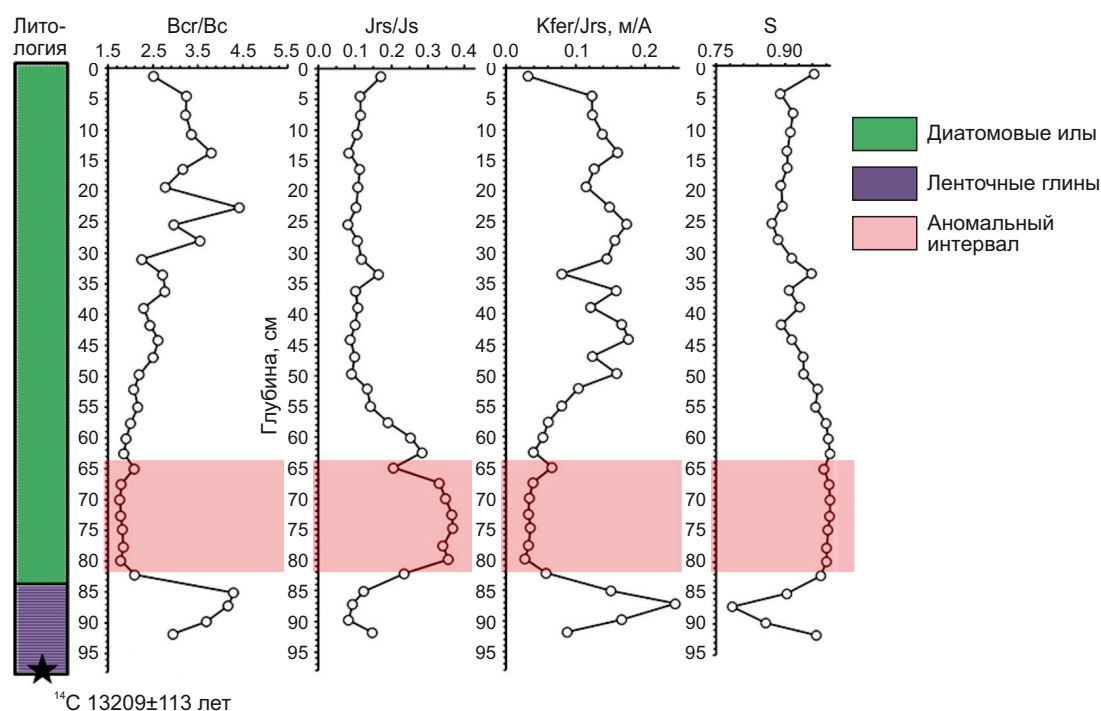


Рис. 11. Литостратиграфическая колонка и структурно-чувствительные петромагнитные параметры отложений оз. Тухурен-Нур. Звездочка – место отбора пробы на ^{14}C -датирование (по [Shchetnikov et al., 2019a]).

Fig. 11. Lithostratigraphic column and structural sensitivity rock-magnetic parameters of the Lake Tukhuren-Nur sediments. An asterisk indicates a site of sampling for ^{14}C -dating (after [Shchetnikov et al., 2019a]).

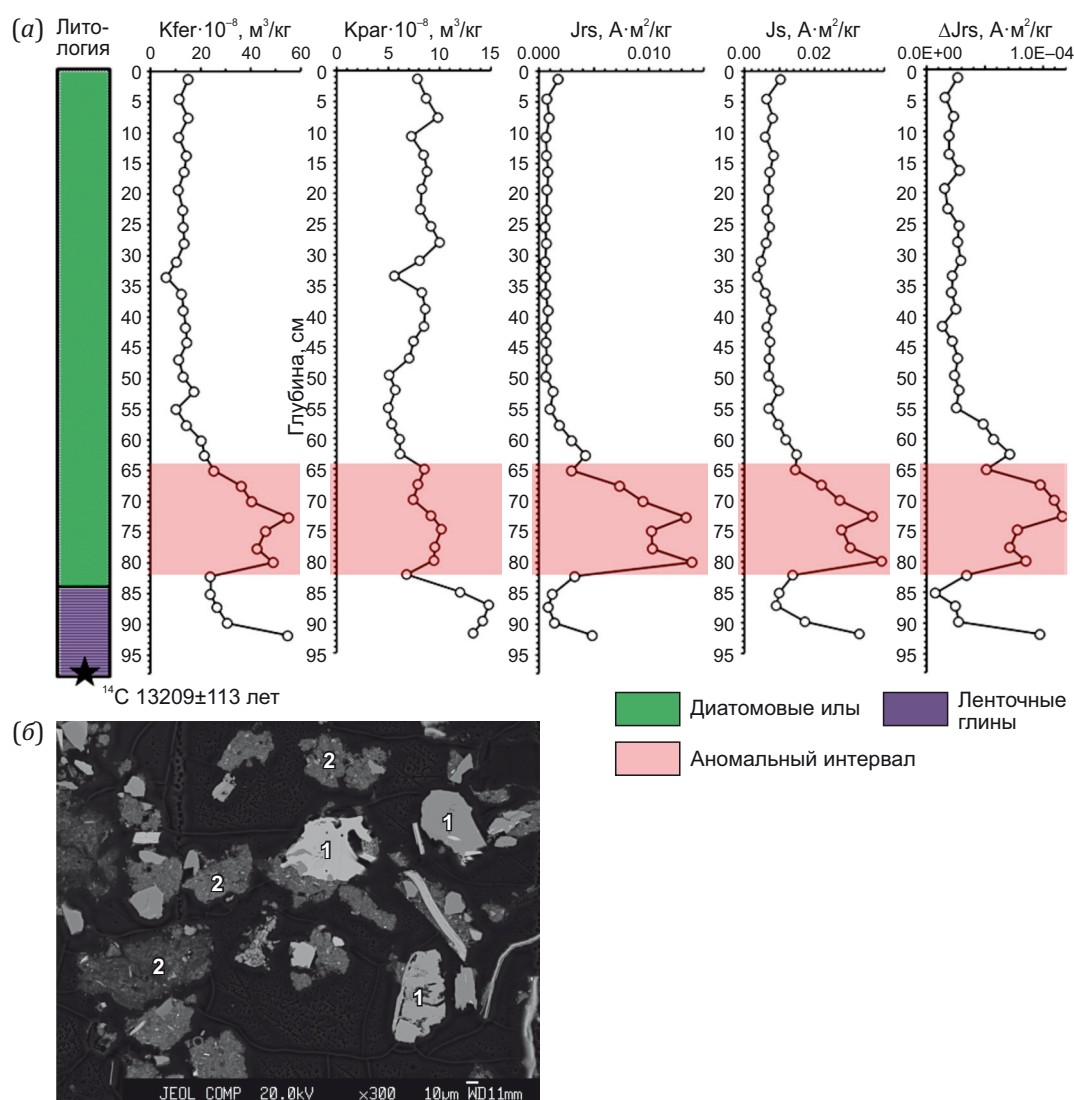


Рис. 12. Литостратиграфическая колонка и концентрационно-зависимые петромагнитные параметры отложений оз. Тухурен-Нур (а); частицы однородного вулканического стекла (1) и агрегированного стекла с кристаллическими микролитами (2) из отложений озера (глубина образца 72 см) (б). Фото в режиме обратнорассеянных электронов (BSE) с использованием микроанализатора Superprobe JXA-8200.

Fig. 12. Lithostratigraphic column and concentration-dependent rock-magnetic parameters of the Lake Tuxuren-Nur sediments (а); fragments of homogeneous volcanic glass (1) and of glass aggregate containing crystalline microliths (2) from the lake sediments (sample depth 72 cm) (б). Backscattered electron (BSE) image using Superprobe JXA-8200 electron-probe microanalyzer.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Петромагнитные исследования осадочных серий, содержащих прослои тефры, широко распространены и обычно сосредоточены на озерных отложениях (например [Hodgson et al., 1998; Frank, 2007; De Fontaine et al., 2007; Venuti, Verosub, 2010; Shane et al., 2013; Sun et al., 2017]) и морских отложениях (например [Roberts et al., 1995; Machida, 2002; Touchard, Rochette, 2004; Kawamura et al., 2007; Peters et al., 2010]). Методы магнитной диагностики пирокластических материалов, применяемые в этих исследованиях, имеют несколько общих аспектов. Известно, что магнитные методы позволяют идентифицировать прослои тефры, которые визуально не обнаруживаются в разрезе («невидимая тефра» или «криптитефра») [Kawamura et al., 2007; De

Fontaine et al., 2007; Vogel et al., 2009; Venuti, Verosub, 2010; Shane et al., 2013]. В большинстве случаев данных измерений концентрационно-зависимых петромагнитных параметров в основном магнитной восприимчивости достаточно для идентификации слоев криптитефры. Тем не менее их желательно дополнять исследованиями магнитного гистерезиса и терромагнитного анализа, поскольку не все пики магнитной восприимчивости соответствуют горизонтам тефры [Sun et al., 2017] или, наоборот, известные горизонты тефры не проявляются в изменениях концентрационно-зависимых петромагнитных параметров [Namier et al., 2023].

Присутствие тефры изменяет не только концентрацию, но и эффективный размер магнитных зерен. Так,

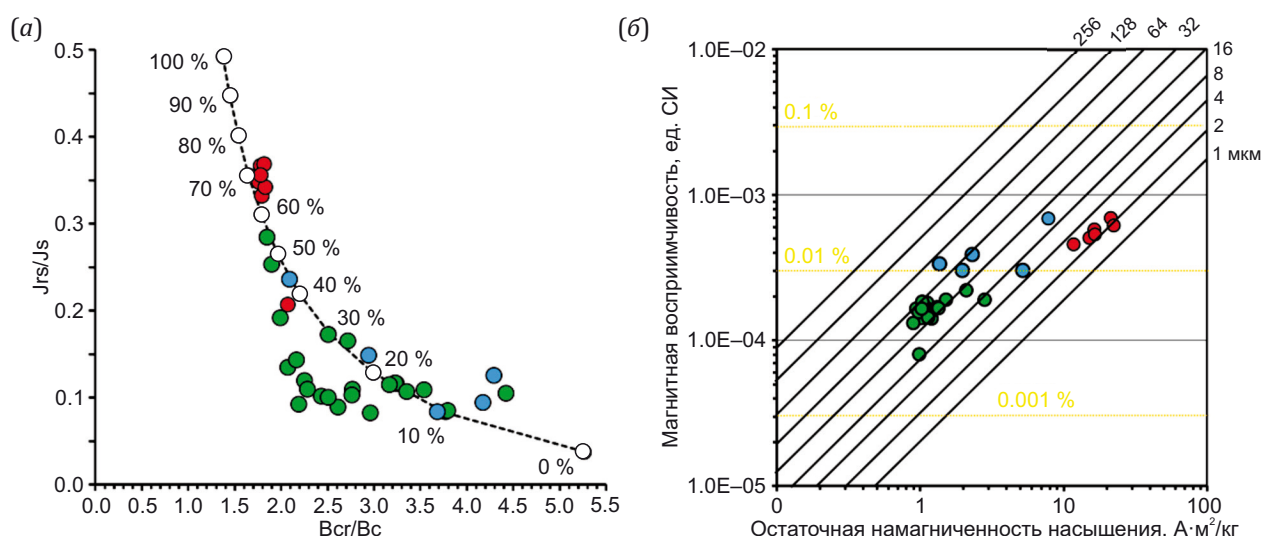


Рис. 13. Доменное состояние (а) и оценка размера магнитных зерен (б) для донных отложений оз. Тухурен-Нур.

Синие символы – образцы из горизонта ледниковых глин, зеленые – образцы из горизонта диатомового ила, красные – образцы диатомового ила из аномального интервала (глубина 60–82 см). Линия с точками на фрагменте (а) – теоретическая кривая смеси SD и MD частиц согласно [Dunlop, 2002]. Цифры – процентное содержание SD частиц. Сплошные черные линии на фрагменте (б) – линии с одинаковым размером зерен, желтые линии – линии с одинаковой концентрацией согласно [Thompson, Oldfield, 1986].

Fig. 13. Domain state (a) and grain size estimation (b) for the Lake Tikhuren-Nur sediments.

Blue symbols – samples from the glacial clay horizons, green symbols – samples from the diatomaceous silt horizon, red symbols – diatomaceous silt samples from the anomalous interval (depth 60–82 cm). Line with dots in fragment (a) – a theoretical curve for a mixture of SD- and MD-grains after [Dunlop, 2002]. Numbers – percentage of SD grains. Solid black lines in fragment (b) are the equal-sized grain lines, yellow lines are the equal-concentration lines after [Thompson, Oldfield, 1986].

A. Робертс с соавторами [Roberts et al., 1995] зарегистрировали широкие вариации размера магнитных зерен в различных слоях тефры в четвертичных отложениях из северной части Тихого океана. Магнитные частицы в тефровых горизонтах могут находиться в PSD состоянии [Frank, 2007], а повышенные значения безгистерезисной остаточной намагниченности [Venuti, Verosub, 2010], вероятно, указывают на повышенную концентрацию SD зерен.

Более сложная ситуация наблюдается для эоловых отложений: слабомагнитные эоловые отложения Европы демонстрируют явное различие в магнитной восприимчивости между горизонтами тефры и окружающим лёссом (объемная магнитная восприимчивость тефры в 1.5–2.0 раза выше, чем у лёсса), при этом размер магнитных зерен также уменьшается [Taylor et al., 2014]. Сильномагнитные лессовые отложения Аляски не обнаруживают значимой разницы в концентрационно-зависимых магнитных параметрах между горизонтами тефры и отложениями, где пирокластический материал отсутствует [Beget et al., 1990; Vlag et al., 1999; Lagroix, Banerjee, 2002, 2004b; Lagroix et al., 2004].

Однако размер магнитных зерен в горизонтах тефры и окружающего лёсса, по-видимому, различен. В частности, тефра Old Crow в лёссах Аляски демонстрирует отношение B_{cr}/B_c в основном <3 [Lagroix, Banerjee, 2004a], тогда как в окружающем лёссе это отношение обычно >3 [Lagroix, Banerjee, 2002]. Детальное петромагнитное исследование тефры Old Crow [Lagroix, Banerjee,

2004a] также выявило разницу в магнитном минеральном составе: магнетит в лёссах и смесь магнетита и титаномagnetита в тефре Old Crow.

В обзорной работе по петромагнитной диагностике горизонтов тефры в лессовых отложениях юга Европы [Namier et al., 2023] было показано, что пока не существует универсального петромагнитного критерия, позволяющего различать криптотефру и вмещающие осадки. Единственным исключением, как полагают авторы, является состав ферримagnetитов, поскольку предполагается, что в тефре, в отличие от вмещающих толщ, преобладает титаномagnetит. Однако разница в составе магнитных минералов на самом деле тоже не является универсальным признаком криптотефры, поскольку контраст в составе магнитных зерен будет существенно зависеть как от типа вулканизма, так и от магнитных свойств вмещающих отложений. Тефры с магнетитовым составом широко распространены в Исландии [Gonzalez et al., 1999; Xia et al., 2007], магнетит также является основным магнитным минералом в пеплах извержения вулкана St. Helens (США) в 1980 г. [Evans, 1999].

Таким образом, учитывая сложность и неоднозначность петромагнитной диагностики прослоев тефры в различных седиментационных обстановках и климатических условиях, необходимо в каждом конкретном регионе, как справедливо полагает ряд исследователей [Veres et al., 2008; Lowe, 2011], подобрать определенный набор петромагнитных критериев, который бы

наилучшим образом горизонты тефры во вмещающих отложениях.

Исследованные нами разрезы характеризуются единым носителем намагниченности – магнетитом, и разделение пирокластических и осадочных горизонтов по составу магнитных минералов невозможно. Более того, эоловые отложения в Байкальской рифтовой зоне относятся к высокомагнитным осадкам – их магнитная восприимчивость сопоставима с магнитной восприимчивостью лессов Аляски, поэтому, как и на Аляске, концентрационно-зависимые магнитные параметры не позволяют однозначно идентифицировать наличие пирокластического материала в эоловых отложениях разреза Белый Яр-1. Модель «true loess line», позволяющая диагностировать горизонты криптотефры в европейских лессах по соотношению магнитной восприимчивости и ее частотной зависимости [Namier et al., 2023], здесь тоже не работает, поскольку в субаэральных отложениях Байкальской рифтовой зоны действуют иные закономерности формирования магнитных свойств осадков (т.н. «сибирский механизм» [Matasova et al., 2003]).

Выделенные нами в разрезе Белый Яр-1 интервалы уменьшения размера магнитных зерен, изменения их общего доменного состояния из MD в PSD и присутствия SP зерен в действительности являются интервалами с высоким содержанием микротефры (т.е. непосредственных следов вулканических событий), что подтверждается прямыми микроскопическими наблюдениями частиц тефры в осадках под микроскопом. Рассматривая, согласно [Dunlop, 2002], PSD состояние как смесь SD и MD частиц, мы предполагаем, что такое изменение размера магнитных зерен и их общего магнитного состояния обусловлено повышением концентрации SD и, вероятно, SP/SD частиц за счет ветрового привноса пирокластического материала. При этом средний гранулометрический размер зерен осадка не будет принципиально изменяться, поскольку размер частиц тефры варьируется в пределах 70–100 мкм (см. рис. 11, 12, б).

Этот факт позволяет впервые охарактеризовать фундаментальную закономерность между размерами осадочных и магнитных зерен в эоловых отложениях Байкальской рифтовой зоны, содержащих пирокластический материал. В отложениях, в которых тефра отсутствует, наблюдается прямая корреляция между размером осадочных и магнитных зерен, тогда как в стратиграфических интервалах, содержащих тефру, корреляция обратная или незначимая (табл. 1).

Для донных отложений оз. Тухурен-Нур, в силу меньшей концентрации ферромагнитных зерен, присутствие криптотефры проявляется гораздо отчетливее. Это выражается в резком увеличении концентрационно-зависимых параметров в нижней части озерного алевролита, которое сопровождается уменьшением размера магнитных зерен (K_{fer}/J_{rs}), повышенным присутствием SP зерен (рост ΔJ_{rs}), близким к порогу SP/SD, или уже в SD состоянии ($B_{cr}/B_c \sim 1.8$). Именно в этой

части разреза и были обнаружены частицы тефры – прямые индикаторы вулканического события.

Полученные результаты позволяют предполагать единый механизм изменения магнитных свойств осадков в Байкальской рифтовой зоне под влиянием вулканической деятельности. Пирокластический материал, поступающий в результате воздушного переноса, обуславливает повышенную концентрацию мелких (SD и SP/SD) вулканогенных ферромагнитных частиц в эоловых и озерных отложениях. В зависимости от исходной концентрации магнитных минералов во вмещающих осадках тефровые горизонты могут быть идентифицированы по двум признакам: 1) увеличению концентрационно-зависимых параметров (в случае слабомагнитных вмещающих осадков) и 2) уменьшению эффективного размера магнитных зерен и изменению их доменного состояния (во всех случаях). Мощные прослои тефры должны резко выделяться на фоне относительно слабомагнитных окружающих отложений по концентрационно-зависимым параметрам (в основном по магнитной восприимчивости). Тонкие прослои тефры в сильномагнитных отложениях могут быть выявлены только по изменениям размера магнитных зерен.

Сходное поведение размеров магнитных зерен в тефросодержащих горизонтах осадков по всему миру позволяет предполагать, что осаждение мелкозернистого (граница SP/SD и SD) ферромагнитного материала из атмосферы является основным механизмом изменения магнитных характеристик (т.е. концентрации, доменного состояния и размера зерен) в осадочных толщах, возникающих в результате вулканической деятельности, и, следовательно, может служить одним из независимых маркеров вулканических событий.

Различия в появлении этого маркера в эоловых и озерно-морских донных отложениях определяются исходным составом пород (концентрацией и размером ферромагнитных зерен в подстилающих и перекрывающих отложениях). Для субаэральных крупнозернистых осадков, содержащих исключительно MD-зерна, поступление вулканического мелкозернистого магнитного материала приведет к смещению среднего доменного состояния ансамбля зерен в PSD область.

Горизонты тефры, выявленные в изученных разрезах, являются маркерами вулканических событий в Байкальской рифтовой зоне. Абсолютный возраст разрезов позволяет обобщить результаты по всем трем объектам и реконструировать последовательность вулканических событий в Байкальской рифтовой зоне в позднелайстоцен-голоценовое время.

Она состоит из двух этапов, которые представлены рядом более мелких вулканических событий более низкого ранга. Средняя часть позднего плейстоцена в интервале ~50...~27 тыс. л.н., изученная в разрезе Белый Яр-1, не содержит следов вулканических событий. По-видимому, вулканическая деятельность в это время отсутствовала. Ранний этап, верхняя часть позднего плейстоцена (~27 тыс. л.н.), зафиксирован также в

Белом Яре. Самый поздний этап соответствует плейстоцену и голоцену (~12 тыс. л.н.). Вулканические события этого этапа наблюдаются и в эоловых отложениях Белого Яра-1 и отложениях оз. Жом-Болок. Кроме того, горизонты тефры с возрастом 12–14 тыс. лет обнаружены в донных отложениях оз. Каскадного, расположенного в 5 км от оз. Тухурен-Нур [Shchetnikov et al., 2019a]. Эти события хронологически близки, поэтому мы предполагаем единый этап вулканической активизации в Байкальской рифтовой зоне на рубеже плейстоцена и голоцена.

Минералогический анализ изученных образцов показывает, что микротефра имеет исключительно базальтовый состав. На всей территории Южной Сибири известны только два ареала вулканической активности позднеплейстоцен-голоценового возраста: долины Жом-Болок и Тункинская котловина. Здесь вулканы представлены исключительно базальтами, преимущественно гавайского типа [Yarmolyuk et al., 2003; Ivanov et al., 2011, 2015]. Поскольку базальтовый вулканизм (особенно гавайского типа) характеризуется крайне низкой эксплозивной фазой, весь объем тефры выпадает в непосредственной близости от центра извержения [Simkin, Siebert, 1991].

Мы не исключаем наличие удаленных источников установленной в исследованных разрезах тефры, например молодого Улуг-Аргинского вулкана на Азасском вулканическом плато, имеющего возраст 40 ± 20 тыс. лет [Yarmolyuk et al., 2001], однако, на наш взгляд, это маловероятно, учитывая тип вулканизма и геолого-геоморфологическую обстановку в районах проведения работ. Основной целью настоящего исследования было показать, что горизонты криптитефры в разрезах могут быть идентифицированы на основе сопряженного анализа петромагнитных и гранулометрических свойств четвертичных образований, причем различного генезиса.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам проведенных исследований установлены два надежных маркера вулканогенного материала в разрезах позднеплейстоцен-голоценовых озерных и эоловых отложений Юго-Западного Прибайкалья. Основным механизмом изменчивости магнитных характеристик пород (концентрации ферромагнетиков, размера их зерен и доменного состояния) в таких толщах в результате вулканической деятельности является осаждение мелкозернистого (пограничного SP/SD и SD) ферромагнитного материала вулканического происхождения из атмосферы. Встречаемость и значимость этого маркера в эоловых и озерных отложениях различна и качественно определяется исходным магнитным составом пород (концентрацией и размером ферромагнитных зерен в подстилающих и перекрывающих отложениях). Для субаэральных грубозернистых отложений, содержащих исключительно MD зерна, осаждение вулканического мелкозернистого магнитного материала приведет к смещению до-

менного состояния ансамбля зерен в PSD область. Для тонкозернистых озерных/морских донных отложений, содержащих зерна PSD, осаждение вулканического мелкозернистого магнитного материала приводит к смещению доменного состояния всего ферромагнитного ансамбля к границе SD/PSD.

Другой маркер вулканических событий в осадочных разрезах предложен на основе корреляции между осадочной и магнитной зернистостью, которая положительна в отложениях без тефры и отрицательна или незначима в отложениях с пирокластическим материалом.

Выявленные в изученных разрезах горизонты тефры в сочетании с имеющимися геохронологическими данными позволяют реконструировать последовательность вулканических событий в Юго-Западном Прибайкалье, содержащую два различных этапа: около 27 тыс. и около 12 тыс. л.н. Последнее событие практически синхронно в Жом-Болокском районе и в Тункинской впадине, что позволяет говорить о едином этапе голоценовой вулканической активности в пределах Байкальской рифтовой зоны. Интервал между ~48 и ~27 тыс. л.н. не содержит вулканических событий.

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final version.

8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Arzhannikov S.G., Ivanov A.V., Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Voronin V.I., Buyantuev V.A., Oskolkov V.A., 2017. Age of the Jombolok Lava Field (East Sayan): Evidence from Dendrochronology and Radiocarbon Dating. *Russian Geology and Geophysics* 58 (1), 20–36. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.07.001>.
- Beget J.E., Stone D.B., Hawkins D.B., 1990. Paleoclimatic Forcing of Magnetic Susceptibility Variations in Alaskan Loess During the Late Quaternary. *Geology* 18 (1), 40–43. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018%3C0040:PFOMSV%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018%3C0040:PFOMSV%3E2.3.CO;2).
- Blockley S.P.E., Pyne-O'Donnell S.D.F., Lowe J.J., Matthews I.P., Stone A., Pollard A.M., Turney C.S.M., Molyneux E.G., 2005. A New and Less Destructive Laboratory Procedure for the Physical Separation of Distal Glass Tephra Shards from Sediments. *Quaternary Science Reviews* 24 (16–17), 1952–1960. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.008>.

Blott S.J., Pye K., 2001. GRADISTAT: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26 (11), 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>.

Chebotarev A.A., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Kurbanov R.N., 2024. Origin of the Badar Sand Field and the Late Pleistocene Tectonic Movements in the Tunka Depression, the Baikal Rift Zone, Eastern Siberia. *Journal of Asian Earth Sciences* 260, 105957. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2023.105957>.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A., 1977. Hysteresis Properties of Titanomagnetites: Grain-Size and Compositional Dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 13 (4), 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X).

De Fontaine C.S., Kaufman D.S., Anderson R.S., Werner A., Waythomas C.F., Brown T.A., 2007. Late Quaternary Distal Tephra-Fall Deposits in Lacustrine Sediments, Kenai Peninsula, Alaska. *Quaternary Research* 68 (1), 64–78. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.03.006>.

Dunlop D.J., 2002. Theory and Application of the Day Plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c). 2. Application to Data for Rocks, Sediments, and Soils. *Journal of Geophysical Research* 107 (B3), EPM5-1–EPM5-15. <https://doi.org/10.1029/2001jb000487>.

Evans M.E., 1999. Magnetoclimatology: A Test of the Wind-Vigour Model Using the 1980 Mount St. Helens ash. *Earth and Planetary Science Letters* 172 (3–4), 255–259. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00202-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00202-2).

Evans M.E., Heller F., 2003. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetism*. Academic Press, New York, 299 p.

Florensov N.A. (Ed.), 1974. Highlands of Pribaikalie and Transbaikalia. Nauka, Moscow, 359 p. (in Russian) [Нарья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1974. 359 с.].

Florensov N.A., Loskutova N.V., 1953. New Data on the Tunka Volcanoes (West Pribaikalye). *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geological Series* 5, 96–104 (in Russian) [Флоренсов Н.А., Лоскутова Н.В. Новые данные о тункинских вулканах (Западное Прибайкалье) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1953. № 5. С. 96–104].

Frank U., 2007. Rock Magnetic Studies on Sediments from Erlongwan Maar Lake, Long Gang Volcanic Field, Jilin Province, NE China. *Geophysical Journal International* 168 (1), 13–26. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03174.x>.

Gonzalez S., Jones J.M., Williams D.L., 1999. Characterization of Tephra Using Magnetic Properties: An Example from SE Iceland. In: C. Firth, W.J. McGuire (Eds), *Volcanoes in the Quaternary*. Geological Society of London Special Publication 161, 125–145.

Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976. *Sedymentologia*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 613 p.

Hase Y., Krivonogov S.K., Iwauchi A., 2003. Geomorphological Development of the Tunka Depression in the Baikal

Rift Zone in Siberia, Russia. In: K. Kashiwaya (Ed.), *Long Continental Records from Lake Baikal*. Springer, Tokyo, p. 61–72. https://doi.org/10.1007/978-4-431-67859-5_4.

Hodgson D.A., Dyson C.L., Jones V.J., Smellie J.L., 1998. Tephra Analysis of Sediments from Midge Lake (South Shetland Islands) and Sombre Lake (South Orkney Islands), Antarctica. *Antarctic Science* 10 (1), 13–20. <https://doi.org/10.1017/S0954102098000030>.

Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demonterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A., 2011. Jom-Bolok Holocene Volcanic Field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: Structure, Style of Eruptions, Magma Compositions, and Radiocarbon Dating. *Bulletin of Volcanology* 73 (9), 1279–1294. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0485-9>.

Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A., 2015. Volcanism in the Baikal Rift: 40 Years of Active-Versus-Passive Model Discussion. *Earth-Science Reviews* 148, 18–43. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.05.011>.

Jasonov P.G., Nurgaliev D.K., Burov B.V., Heller F., 1998. A Modernized Coercivity Spectrometer. *Geologica Carpathica* 49, 224–225.

Kawamura N., Oda H., Ikehara K., Yamazaki T., Shioi K., Taga S., Hatakeyama S., Torii M., 2007. Diagenetic Effect on Magnetic Properties of Marine Core Sediments from the Southern Okhotsk Sea. *Earth, Planets Space* 59 (2), 83–93. <https://doi.org/10.1186/BF03352680>.

Kazansky A.Yu., Matasova G.G., Shchetnikov A.A., Filinov I.A., 2024. Rock Magnetic Methods in the Study of the Loess-Soil Series of Eastern Siberia. *Geomorphology and Paleogeography* 55 (2), 63–85 (in Russian) [Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А. Петромагнитные методы в изучении лессово-почвенных серий Восточной Сибири // Геоморфология и палеогеография. 2024. Т. 55. № 2. С. 63–85]. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020036>.

Kazansky A.Yu., Ryashchenko T.G., Matasova G.G., Akulova V.V., Ukhova N.N., 2006. Petromagnetism of Subaerial Deposits in Pribaikalye (Reference Section Near the Settlement of Novorazvodnaya, the Irkutsk City Area). *Geophysical Journal* 28 (5), 335–343 (in Russian) [Казанский А.Ю., Рященко Т.Г., Матасова Г.Г., Акулова В.В., Ухова Н.Н. Петромагнетизм субаэриальных отложений Прибайкалья (опорный разрез у п. Новоразводная, р-н г. Иркутска) // Геофизический журнал. 2006. Т. 28. № 5. С. 335–343].

Kosareva L.R., Nourgaliev D.K., Kuzina D.M. et al., 2015. Ferromagnetic, Dia/Paramagnetic and Superparamagnetic Components of Aral Sea Sediments: significance for Environmental Reconstruction. *ARP Journal of Earth Sciences* 4 (1), 1–6.

Kruger N.I., 1965. *Loess, Its Properties and Relationship with the Geophysical Environment*. Nauka, Moscow, 296 p. (in Russian) [Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.].

Lagroix F., Banerjee S.K., 2002. Paleowind Directions from the Magnetic Fabric of Loess Profiles in Central Alaska. *Earth and Planetary Science Letters* 195 (1–2), 99–112. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00564-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00564-7).

Lagroix F., Banerjee S.K., 2004a. Cryptic Post-Depositional Reworking in Aeolian Sediments Revealed by the Anisotropy of Magnetic Susceptibility. *Earth and Planetary Science Letters* 224 (3–4), 453–459. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.029>.

Lagroix F., Banerjee S.K., 2004b. The Regional and Temporal Significance of Primary Aeolian Magnetic Fabrics Preserved in Alaskan Loess. *Earth and Planetary Science Letters* 225 (3–4), 379–395. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.07.003>.

Lagroix F., Banerjee S.K., Jackson M.J., 2004. Magnetic Properties of the Old Crow Tephra: Identification of a Complex Iron Titanium Oxide Mineralogy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109 (B1), B01104. <https://doi.org/10.1029/2003JB002678>.

Logachev N.A., 1955. The Geology of Basalts in Southwest Pribaikalye. In: *Study Materials on Productive Resources of the Buryat-Mongolian ASSR. Iss. 2.* Buryat Publishing House, Ulan-Ude, p. 111–130 (in Russian) [Логачев Н.А. К геологии базальтов Юго-Западного Прибайкалья // Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1955. Вып. 2. С. 111–130].

Lowe D.J., 2011. Tephrochronology and Its Application: A Review. *Quaternary Geochronology* 6 (2), 107–153. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.08.003>.

Lunina O.V., Gladkov A.S., Nevedrova N.N., 2009. Rift Basins in Pribaikalie: Tectonic Structure and Development History. *GEO, Novosibirsk*, 316 p. (in Russian) [Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Гео, 2009. 316 с.].

Machida H., 2002. Volcanoes and Tephra in the Japan Area. *Global Environmental Research* 6 (2), 19–28. https://doi.org/10.57466/ger.6.2_19.

Matasova G.G., Kazansky A.Yu., 2004. Magnetic Properties and Magnetic Fabrics of Pleistocene Loess/Palaeosol Deposits Along West-Central Siberian Transect and Their Palaeoclimatic Implications. In: F. Martín-Hernández, C.M. Lüneburg, C. Aubourg, M. Jackson (Eds), *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society of London Special Publications 238, 145–173. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.11>.

Matasova G.G., Kazansky A.Yu., Zykina V.S., 2003. Superposition of "Alaskan" and "Chinese" Models of Paleoclimate Records in Magnetic Properties of Upper and Middle Neopleistocene Deposits in Southern West Siberia. *Russian Geology and Geophysics* 44 (7), 638–651 (in Russian) [Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Зыкина В.С. Наложение «аласкинской» и «китайской» моделей записи палеоклимата в магнитных свойствах отложений верхнего и среднего неоплейстоцена на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 7. С. 638–651].

Namier N., Hao Q., Gao X., Fu Y., Marković S.B., Hambach U., Veres D., Mason J.A. et al., 2023. Comprehensive Magnetic Analysis of the Tephra in Middle – Late Pleistocene Loess Records of Serbia, and Implications for Tephra Identification, Correlation and Loess Chronology. *Quaternary Science*

Reviews 313, 108202. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108202>.

Peters C., Austin W.E.N., Walden J., Hibbert F.D., 2010. Magnetic Characterization and Correlation of a Younger Dryas Tephra in North Atlantic Marine Sediments. *Journal of Quaternary Science* 25 (3), 339–347. <https://doi.org/10.1002/jqs.1320>.

Rasskazov S.V., 1993. Magmatism of the Baikal Rift System. *Nauka, Novosibirsk*, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.].

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., 2000. Geochronology and Geodynamics of Late Cenozoic (South Siberia – South and East Asia). *Nauka, Novosibirsk*, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.].

Raukas A.V., 1981. Classification of Clastic Rocks and Sediments by Granulometric Composition. *Institute of Geology of the ESSR Academy of Science, Tallinn*, 24 p. (in Russian) [Паукас А.В. Классификация обломочных пород и отложений по гранулометрическому составу. Таллин: ИГ АН ЭССР, 1981. 24 с.].

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Butzin M., Cheng H. et al., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62 (4), 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>.

Roberts A.P., Verosub K.L., Weeks R.J., Lehman B., Laj C., 1995. Mineral Magnetic Properties of Middle and Upper Pleistocene Sediments at Sites 883, 884 and 887, North Pacific Ocean. In: D.K. Rea, I.A. Basov, D.W. Scholl, J.F. Allan (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 145, 483–490. DOI:10.2973/odp.proc.sr.145.148.1995.

Rose N.L., Golding P.N.E., Battarbee R.W., 1996. Selective Concentration and Enumeration of Tephra Shards from Lake Sediment Cores. *The Holocene* 6 (2), 243–246. <https://doi.org/10.1177/095968369600600210>.

Seppälä M., 2004. *Wind as Geomorphic Agent in Cold Climates*. Cambridge University Press, 358 p.

Shane Ph., Gehrels M., Zawalna-Geer A., Augustinus P., Lindsay J., Chaillou I., 2013. Longevity of a Small Shield Volcano Revealed by Crypto-Tephra Studies (Rangitoto Volcano, New Zealand): Change in Eruptive Behavior of a Basaltic Field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 257, 174–183. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.03.026>.

Shchetnikov A.A., 2016. Morphotectonics of the Tunka Rift and Its Bordering Mountains in the Baikal Rift System, Russia. *Geomorphology* 273, 258–268. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.08.019>.

Shchetnikov A.A., 2017. Morphotectonic Inversion in the Tunka Rift Basin (Southwestern Baikal Region). *Russian Geology and Geophysics* 58 (7), 778–786. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.10.014>.

Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., 2019. Lakes of the Jom-Bolok Volcanoes Valley in the East Sayan Mts., Baikal Region: Morphogenesis and Potential for Regional Paleoenvironmental Studies. *Journal of Geographical Sciences* 29 (11), 1823–1840. <https://doi.org/10.1007/s11442-019-1681-3>.

Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Kerber E.V., Belozero O.Y., Kuzmin M.I., Ivanov E.V., Krainov M.A., Filinov I.A., Nechaev I.O., 2019a. The First Results of Tephrochronological Study of Late Pleistocene – Holocene Volcanic Eruptions in the Zhom-Bolok River Valley (Eastern Sayan). *Doklady Earth Sciences* 486 (1), 503–506. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1905026X>.

Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K., 2019b. Late Glacial to Holocene Volcanism of Jom-Bolok Valley (East Sayan Mountains, Siberia) Recorded by Microtephra Layers of the Lake Kaskadnoe-1 Sediments. *Journal of Asian Earth Sciences* 173, 291–303. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.01.025>.

Shchetnikov A.A., Klementiev A.M., Filinov I.A., Semey E.Yu., 2015. Large Mammals from the Upper Neopleistocene Reference Sections in the Tunka Rift Valley, Southwestern Baikal Region. *Stratigraphy and Geological Correlation* 23 (2), 214–236. <https://doi.org/10.1134/S0869593815020057>.

Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N., 2012. Late Quaternary Geology of the Tunka Rift Basin (Lake Baikal Region). *Journal of Asian Earth Sciences* 46, 195–208. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.12.010>.

Simkin T., Siebert L., 1991. *Volcanoes of the World*. 2nd Edition. Geoscience Press, Tucson, 349 p.

Sun Ch., Liu Q., Wu J., Nemeth K., Wang L., Zhao Y., Chu G., Liu J., 2017. The First Tephra Evidence for a Late Glacial Explosive Volcanic Eruption in the Arxan-Chaihe Volcanic Field (ACVF), Northeast China. *Quaternary Geochronology* 40, 109–119. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.10.003>.

Taylor S.M., Lacroix F., Rousseau D.-D., Antoine P., 2014. Mineral Magnetic Characterization of the Upper Pleniglacial Nussloch Loess Sequence (Germany): an Insight Into Local Environmental Processes. *Geophysical Journal International* 199 (3), 1463–1480. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu331>.

Thompson R., Oldfield F., 1986. *Environmental Magnetism*. Springer, Dordrecht, 228 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-8036-8>.

Touchard Y., Rochette P., 2004. Determining Tephra Fall Deposit Thickness in Sedimentary Record from Magnetic Susceptibility Curve: Example of Four Ethiopian Tephra. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5 (1), Q01009. <https://doi.org/10.1029/2003GC000628>.

Ufimtsev G.F., Perevalov A.V., Rezanova V.P., Kulagina N.V., Mashchuk I.M., Shchetnikov A.A., Rezanov I.N., Shibanova I.V., 2003. Radiothermoluminescence Dating of Quaternary Sediments in the Tunka Rift. *Russian Geology and Geophysics* 44 (3), 224–229.

Ufimtsev G.F., Perevalov A.V., Rezanova V.P., Shchetnikov A.A., 1999. A Chain of Sunken Volcanoes in the Tunka

Basin (Southwest Pribaikalye). *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 4, 158–160 (in Russian) [Уфимцев Г.Ф., Перевалов А.В., Резанова В.П., Щетников А.А. Ряд погружения вулканов Тункинской впадины (Юго-Западное Прибайкалье) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1999. № 4. С. 158–160.]

Vandenbergh J., 2013. Grain Size of Fine-grained Wind-blown Sediment: A Powerful Proxy for Process Identification. *Earth Science Reviews* 121, 18–30. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.001>.

Venuti A., Verosub K.L., 2010. Paleomagnetic Record of Basaltic Volcanism from Pukaki and Onepoto Maar Lake Cores, Auckland Volcanic Field, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 53 (1), 71–79. <https://doi.org/10.1080/00288301003639734>.

Veres D., Davies S.M., Wohlfarth B., Preusser F., Wastegård S., Ampel L., Hormes A., Possnert G., Raynal J.P., Vernet G., 2008. Age, Origin and Significance of a New Middle MIS 3 Tephra Horizon Identified Within a Long-Core Sequence from Les Echets, France. *Boreas* 37 (3), 329–468. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00028.x>.

Verzilin N.N., 1995. On Classification of Sedimentary Rocks in the Context of the Lithological-Paleogeographic Studies. *Russian Geology and Geophysics* 36 (11), 131–141 (in Russian) [Верзилин Н.Н. О классификации осадочных пород при литолого-палеогеографических исследованиях // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 11. С. 131–141].

Vlag P.A., Ochse E.A., Banerjee S.K., Solheid P.A., 1999. The Paleoenvironmental – Magnetic Record of the Gold Hill Steps Loess Section in Central Alaska. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 24 (9), 779–783. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00114-3](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00114-3).

Vogel H., Zanchetta G., Sulpizio R., Wagner B., Nowaczyk N., 2009. A Tephrostratigraphic Record for the Last Glacial–Interglacial Cycle from Lake Ohrid, Albania and Macedonia. *Journal of Quaternary Science* 25 (3), 237–394. <https://doi.org/10.1002/jqs.1311>.

Walden J., Oldfield F., Smith J. (Eds), 1999. *Environmental Magnetism. A Practical Guide*. Quaternary Research Association, London, 243 p.

Xia D., Chun X., Bloemendal J., Chiverrell R.C., Chen F., 2007. Use of Magnetic Signatures to Correlate Tephra Layers in Holocene Loessial Soil Profiles from a Small Region, SE Iceland. *Environmental Geology* 51 (8), 1425–1437. <https://doi.org/10.1007/s00254-006-0439-2>.

Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sugorakova A.M., Bragin V.Yu., Litasov Yu.D., Prudnikov S.T., Arakelyants M.M., Lebedev V.A., Ivanov V.G., Kozlovsky A.M., 2001. The Eastern Tuva Region of Neovolcanism in Central Asia: Stages, Products and Character of the Volcanic Activity. *Journal of Volcanology and Seismology* 3, 3–32 (in Russian) [Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Брагин В.Ю., Литасов Ю.Д., Прудников С.Т., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Иванов В.Г., Козловский А.М. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и

характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 2001. № 3. С. 3–32].

Yarmolyuk V.V., Nikiforov A.V., Ivanov V.G., 2003. The Structure, Composition, Sources and Mechanism of Zhom-Bolok Valley Lava Flows (Holocene, South Baikal Volcanic Area). *Journal of Volcanology and Seismology* 5, 41–59 (in Russian) [Ярмолук В.В., Никифоров А.В., Иванов В.Г. Строение, состав, источники и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-

Байкальская вулканическая область) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 41–59].

Zhdanova A.I., Kazansky A.Yu., Zol'nikov I.D., Matasova G.G., Gus'kov S.A., 2007. Applications of Geological and Petromagnetic Methods to Facies-Genetic Division of Subaerial Deposits in the Ob' Region Near Novosibirsk (Ogurtsovo Key Section). *Russian Geology and Geophysics* 48 (4), 349–360. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.03.003>.