

УДК 551.79:569.32:571.54

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА УЛАН-ЖАЛГА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

© 2023 г. А. А. Щетников^{1, 2, 3, *}, А. Ю. Казанский^{3, 4}, М. А. Ербаева⁵, Г. Г. Матасова^{1, 3}, В. В. Иванова^{3, 6}, И. А. Филинов^{1, 3}, Ф. И. Хензыхенова⁵, О. Д.-Ц. Намзалова⁵, И. О. Нечаев⁷

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁵ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁶ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

⁷ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: shch@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 14.08.2022 г.

После доработки 20.02.2023 г.

Принята к публикации 17.04.2023 г.

Приводятся результаты комплексного изучения опорного разреза верхнекайнозойских отложений Улан-Жалга в Западном Забайкалье. Полученные палеонтологические, палео- и петромагнитные, литолого-минералогические и геохимические данные позволили установить и охарактеризовать в разрезе отложения нижнего, среднего и верхнего плейстоцена и голоцена, выявить особенности и условия седиментогенеза. Выделенные в разрезе 5 пачек объединяются в две толщи: нижнюю (слои 1–27, пачки 1–3) и верхнюю (слои 28–35, пачки 4–5). На глубине 15 м в разрезе фиксируется граница хронов Матуяма и Брюнес (0.773 млн лет), а на глубине 23 м – верхняя граница субхрона Харамильо (0.990 млн лет). При этом граница Матуяма/Брюнес совпадает с границей фаунистических комплексов нижнего и среднего плейстоцена. Формирование разреза отвечает двум крупным этапам осадконакопления, граница между которыми проходит между пачками 3 и 4 (гл. 11.8 м). Изменение петромагнитных и гранулометрических параметров по разрезу имеет климатическую природу и отражает изменения окружающей среды. Наиболее тепло- и влагообеспеченными условиями характеризуется формирование нижней части разреза (пачка 1), сопровождавшееся активным проявлением педогенеза. Верхняя толща разреза накапливалась в более холодных и сухих условиях с повышенной динамикой эоловых процессов.

Ключевые слова: Забайкалье, плейстоцен, микротериофауна, палео- и петромагнитный анализ, геохимия рыхлых отложений, природная среда, литология

DOI: 10.31857/S0869592X2306011X, EDN: OFUQHX

ВВЕДЕНИЕ

В Байкальском регионе разрезы четвертичных осадочных комплексов длительного периода формирования и при этом высокого хроностратиграфического разрешения немногочисленны. Наиболее важным и полно охарактеризованным опорным разрезом континентальных отложений этого временного интервала является разрез Тологой (Равский и др., 1964; Вангенгейм и др., 1966; Базаров, 1968; Ербаева, 1970; Алексеева, 2005), открытый в Западном Забайкалье А.П. Окладниковым в 1952 г. До настоящего времени он оставался практически единственным полным разрезом квартера, для которого на основе различных методов было по-

лучено надежное обоснование возраста представленных в нем отложений. Кроме этого, детальные геологические и палеонтологические исследования были проведены на двух других опорных разрезах Западного Забайкалья – Засухино и Додогол (Ербаева, 1970; Базаров и др., 1976; Алексеева, 2005).

Ранее в Забайкалье при изучении опорных разрезов квартера внимание уделялось в основном анализу геологического строения и фауны мелких млекопитающих. Палеомагнитные исследования здесь были проведены лишь на разрезах Тологой и Засухино, что позволило впервые установить границу хронов Матуяма/Брюнес в средней толще разреза Тологой (Гнибиденко и др., 1976).

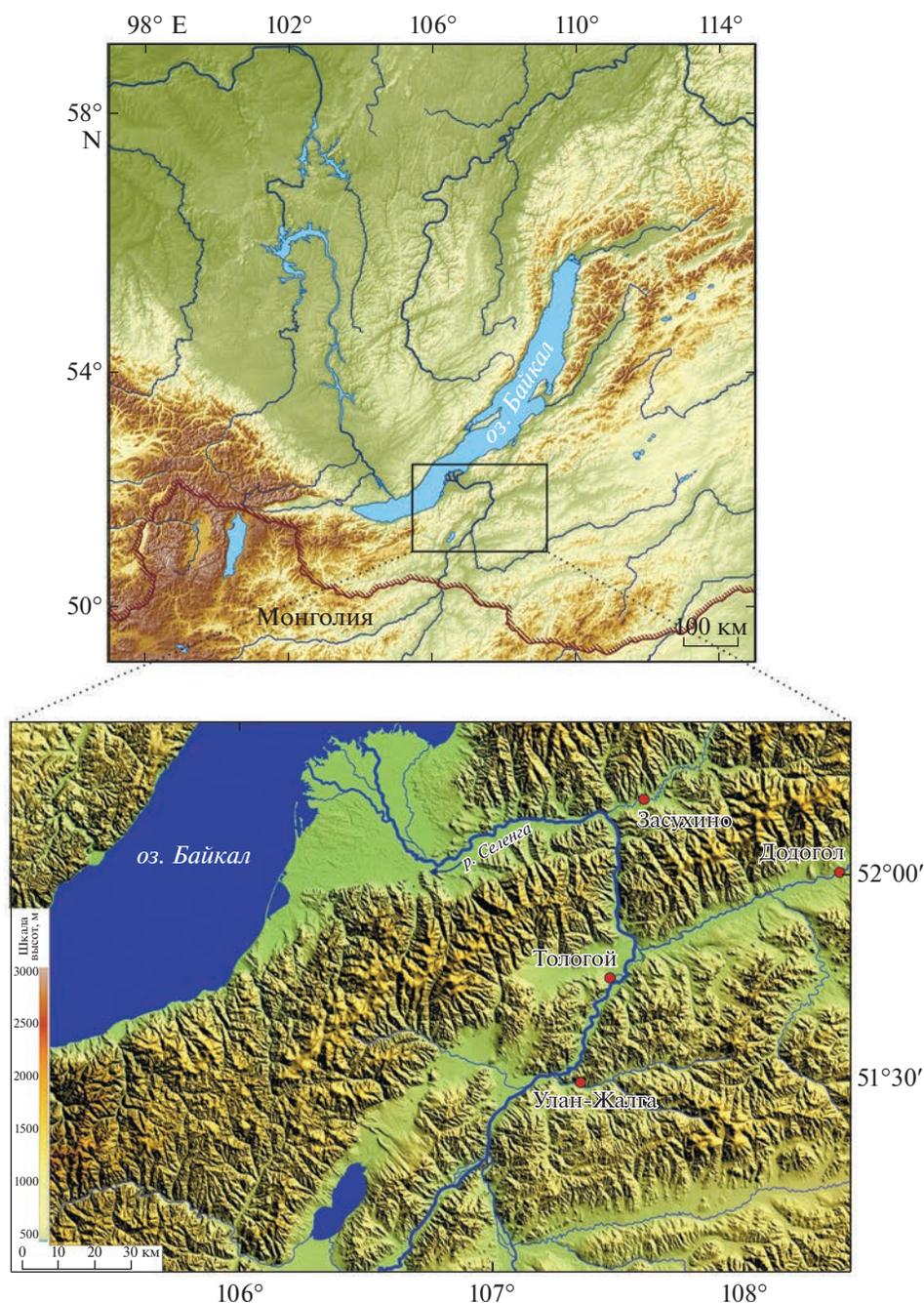


Рис. 1. Обзорная карта юга Восточной Сибири (вверху) и схема расположения основных опорных разрезов квартера (обозначены красными кружками) на цифровой 3D модели рельефа Западного Забайкалья (внизу). При составлении схем использовались данные SRTM v4.1 (Jarvis et al., 2008; <http://srtm.csi.cgiar.org>).

А.Н. Зудиным (1980) была сделана попытка био-стратиграфической и палеомагнитной корреляции разрезов квартера Прибайкалья. Тем не менее эта проблема до сих пор далека от своего разрешения.

В 2017 г. в Западном Забайкалье (рис. 1) авторским коллективом настоящей статьи на северной окраине с. Тарбагатай был обнаружен и описан новый разрез верхнего кайнозоя, получивший

название Улан-Жалга, что в переводе с бурятского означает “Красный овраг”. Необходимо отметить, что в районе Тарбагатай известно несколько местонахождений плейстоценовой фауны, в том числе Глинка, расположенное к западу от села, где ранее проводились сборы ископаемых остатков крупных млекопитающих среднеплейстоценового возраста (Клементьев, 2007). Однако описание разрезов этих местонахождений и информация об их

точной локализации в опубликованной литературе отсутствуют. Результаты предварительных исследований показали высокую перспективность осадочного архива Улан-Жалга для решения задач региональной стратиграфии и палеогеографического анализа и были опубликованы в форме краткого сообщения (Ербаева и др., 2019). В настоящей статье на основе палеонтологических, палео- и петромагнитных, литолого-минералогических и геохимических данных детально охарактеризовано литолого-стратиграфическое строение разреза, обоснован возраст слагающих его осадков, выполнена реконструкция палеоэкологических условий и седиментологических обстановок формирования, проведена корреляция с другими опорными разрезами Забайкалья.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Для изучения разреза Улан-Жалга был задействован комплекс палеонтологических, палео- и петромагнитных, литолого-минералогических и литохимических методов. В работе использована Международная стратиграфическая шкала, согласно которой граница плиоцена/плейстоцена проходит на уровне 2.588 млн лет (Gibbard, Head, 2020).

После зачистки обнажения по стандартной методике проводилось послышное описание разреза, устанавливались общие особенности седиментогенеза. Особое внимание уделялось сопряженному исследованию морфологических систем и коррелятивных осадочных комплексов территории расположения разреза в рамках морфолито-генетического анализа согласно методическим рекомендациям (Симонов, 1972).

Палеонтологический материал был собран методом послышной промывки осадков разреза с использованием флотационной установки, оснащенной тремя последовательно расположенными ситами с диаметром ячеек (сверху вниз) 3.0, 1.0 и 0.5 мм. Полученный концентрат высушивался и дальнейшие исследования ископаемых остатков проводились по стандартной методике (Громов, 1957; Агаджанян, 2008).

Палеомагнитные исследования были выполнены в палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН (Новосибирск) на криогенном магнитометре 2G Enterprise 755R по методике (Таухе, 2010). Ориентированные образцы в количестве 99 штук, отобранные с шагом от 5 до 25 см (в среднем 15 см) в стандартные (7 см³) пластиковые контейнеры, были подвергнуты ступенчатому размагничиванию переменным магнитным полем до 70–90 мТл (13–15 шагов) с помощью установки, встроенной в криогенный магнитометр. Интерпретация результатов проводилась с помощью программного комплекса Remasoft-3.0 (Agico, Чехия), использу-

ющего стандартные алгоритмы (Zijderveld, 1967; Kirschvink, 1980).

Петромагнитные характеристики отложений традиционно анализировались по основным группам: 1) концентрационно-зависимые параметры: нормированная по массе магнитная восприимчивость ферромагнетиков (k_{fer}) и парамагнетиков (k_p), намагниченность насыщения ферромагнетиков (J_{fer}), остаточная намагниченность насыщения (J_{rs}); 2) гистерезисные характеристики (коэрцитивная сила V_c , остаточная коэрцитивная сила V_{cr}) и коэрцитивные (магнитная “жесткость”) параметры ($HIRM = (J_{rs} - J_r - 300)/2$, где $J_r - 300$ – намагниченность насыщения в обратном поле 300 мТл); 3) структурно-чувствительные отношения V_c/V_{cr} и J_{rs}/J_{fer} (доменное состояние магнитных зерен) и k_{fer}/J_{rs} (“эффективный” размер магнитного зерна). Все магнитные параметры получены по петлям гистерезиса, измеренным с помощью коэрцитивного спектрометра J -meter производства КФПУ (Казань) (Jasonov et al., 1998). Параметры k_{fer} , J_{fer} , V_c рассчитывались с учетом парамагнитного фона. Интерпретация петромагнитных параметров проведена по общепринятым методикам (Evans, Heller, 2003). Гранулометрические исследования мелкозернистых фракций (<700 мкм) отложений были выполнены на лазерном анализаторе размеров частиц Microtrac X100 (ИНГГ СО РАН). Диспергирование образцов проводилось путем ультразвуковой обработки. Результаты получены в виде содержания 60 фракций (размером от 704 до 0.026 мкм) в объемных процентах по каждому образцу. Результаты измерений для статистического анализа объединяются по классу крупности обломков и частиц в песчаную фракцию (>100 мкм), крупноалевритовую (50–100 мкм), мелкоалевритовую (10–50 мкм), глинистую (10–2 мкм) и илистую (<2 мкм) согласно классификации (Раукас, 1981). Классификация осадков по гранулометрическому составу проводилась согласно номенклатуре (Верзилин, 1995), адаптированной для рыхлых отложений (Зольников, 1998). Для каждого образца определялись моды распределения и рассчитывались: средний размер зерна $D_{ср}$ как средневзвешенное значение, медианный размер (md), степень сортировки ϕ методом логарифмических моментов (Градзинский и др., 1980). Дополнительно использовались расчетные параметры:

$D_{ср}$ – средний размер зерна, рассчитанный как средневзвешенное значение (Градзинский и др., 1980);

F – динамический фактор, представляющий собой отношение количества физического песка (сумма фракций >50 мкм) к количеству физической глины (сумма фракций <50 мкм) в образце. Параметр характеризует условия осадконакопления: при $F > 1$ преобладает привнос обломочного

материала из ближних и средних источников посредством волочения и сальтации (~до десятка км), что, скорее всего, имеет место в высокодинамичной среде при сильных порывистых ветрах; при $F < 1$ поступление материала сокращается, и он поступает в виде воздушных аэрозолей, в основном из дальних источников, преобладают постседиментационные преобразования осадков.

Геохимические исследования включали определение содержаний редких и рассеянных элементов, в том числе элементов группы РЗЭ (редкоземельные элементы), в частной выборке проб характеризующей основные литологические разности разреза (62 образца); выполнены методом ICP-MS (ИГХ СО РАН, г. Иркутск) с относительной погрешностью 5–10% по методике (Panteeva et al., 2003); определение содержаний основных породообразующих элементов (153 образца) выполнено рентгенофлуоресцентным методом в ЦКП “Геодинамика и геохронология” (ИЗК СО РАН). Результаты анализа содержаний оксидов пересчитаны на прокаленную бескарбонатную навеску, а затем на молярную массу для расчета основных петрохимических параметров. Для общей характеристики отложений проведен анализ распределения по разрезу основных литохимических индикаторов интенсивности процессов выветривания и почвообразования (петрохимические модули: ГМ – гидролизатный, ТМ – титановый, НМ – натриевый, КМ – калиевый, ЩМ – щелочной, НКМ – нормированная щелочность, АМ – алюмокремниевый; Юдович, Кетрис, 2000; Маслов, 2005)¹, коэффициента интенсивности химического выветривания $CI_A = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) \times 100$ (Nesbitt, Young, 1982), индекса зрелости осадков $ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$ (Cox et al., 1995).

Палеоклиматические условия формирования разреза установлены с помощью ряда геохимических маркеров, отражающих особенности фракционирования элементов группы РЗЭ, и некоторых геохимических показателей: показателя кальцификации почв $(CaO + MgO) / Al_2O_3$ (Retallack, 2001); коэффициента окисления почвенного материала $(Fe_2O_3 + MnO) / Al_2O_3$ (Калинин и др., 2009).

Основные критерии, по которым оценивались спектры РЗЭ четвертичных отложений разрезов, заимствованы из работ (Балашов, 1976; Taylor, McLennan, 1985; Irber, 1999; Шатров, 2007; Иванова и др., 2020), в частности:

$\Sigma(PZ\text{Э} + Y)$ – суммарное содержание РЗЭ и иттрия, зависящее как от состава размываемых по-

¹ ГМ = $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$; ТМ = TiO_2 / Al_2O_3 ; НМ = Al_2O_3 / Na_2O ; КМ = K_2O / Al_2O_3 ; ЩМ = Na_2O / K_2O ; НКМ = $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$; АМ = Al_2O_3 / SiO_2 .

род, так и от фракционирования лантаноидов в зоне гипергенеза;

$\Sigma Ce / \Sigma Y$, где ΣCe : (La–Eu), ΣY : (Gd–Lu, Y); это индикатор климата, определены значения этого коэффициента: <2.5 – аридный; 2.5–4.0 – семигумидный-семиаридный, >4 – гумидный (Шатров, 2007). Коэффициент отражает интенсивность процессов выветривания на суше: при гумидном литогенезе более интенсивно разрушаются полевые шпаты, акцессорные минералы, содержащие церий, что приводит к увеличению отношения (Балашов, 1976);

величина цериевой аномалии, выраженная как $Ce^* = 3Ce_n / (2La_n + Nd_n)$ (Taylor, McLennan, 1985), являющаяся индикатором окислительно-восстановительных условий осадкообразования (составы редких земель нормируются на состав лантаноидов в NASC (Gromet et al., 1984) или на состав хондрита (Taylor, McLennan, 1985));

величина европиевой аномалии, $Eu^* = 2Eu_n / (Sm_n + Gd_n)$ (Балашов, 1976) (составы редких земель нормируются на состав лантаноидов в NASC (Gromet et al., 1984)), являющаяся индикатором поступления глубинного вещества в осадки. Среднее для осадочных пород фанерозоя – 0.61–0.72 (Балашов, 1976), для постархейских осадочных пород – 0.65 (Taylor, McLennan, 1985);

отношения La/Yb, La/Sm – индикаторы фациальных условий осадконакопления (Иванова и др., 2020) (составы редких земель нормируются на состав лантаноидов в NASC (Gromet et al., 1984));

$\Sigma LPZ\text{Э} / \Sigma TPZ\text{Э}$ – степень фракционирования легких и тяжелых лантаноидов, где LPZЭ – La–Pr–Nd, TPZЭ – Er, Tm, Yb, Lu; индикатор процесса образования педогенных карбонатов;

тип тетрадного эффекта t (Irber, 1999; Иванова и др., 2020):

$$t_i = \sqrt{\frac{v_1 v_4}{v_2 v_3}}, \text{ где } i = 3; 4; v_1 - v_4 - \text{нормированные по}$$

NASC содержания редкоземельных элементов в соответствующей тетраде. Значения t меньше 0.8 маркируют тетрадный эффект W-типа, а больше 1.1 – тетрадный эффект M-типа.

В минералогическом анализе 31 образца, отбор которых производился из средней части каждого слоя, установленного при документировании разреза в 2017 г., были задействованы гранулометрические фракции 2.0–1.0, 1.0–0.5, 0.5–0.25, 0.25–0.1, 0.1–0.05 мм. Частицы соответствующей размерности были выделены в результате промывания и рассеивания материала на ситах. Процедура предварялась кипячением проб в растворе соляной кислоты (5% HCl) с определением общей карбонатности. В ходе минералогического анализа минералы разделяли в бромформе с удельным весом 2.9 г/см³ на легкую и тяжелую фракции (подфракции), а затем просматривали в

препаратах под микроскопом. При этом использовались иммерсионные жидкости с показателями преломления 1.63 (тяжелая фракция), 1.54 и 1.53 (легкая фракция). В легкой и тяжелой фракциях каждой пробы определялось 500 минеральных зерен.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЗРЕЗА

Разрез Улан-Жалга (51°29'40.75" с.ш., 107°20'18.11" в.д.) расположен на северной окраине пос. Тарбагатай, в приустьевой части долины р. Куйтунка, правого притока р. Селенга (рис. 2). Обнажение приурочено к подошве южного выступа педиментированного останцового массива Омудевский с относительной высотой 300 м. Поверхность долинного педимента здесь имеет крутой наклон (до 20°) и поднимается почти к вершинному поясу, где водораздельное пространство венчают сильно выветрелые гранитные денудационные останцы — горы руинного типа. Продукты разрушения скалистых торцов, участвуя в склоновых процессах, спускаются на верхнюю часть педимента, где образуют обширные каменные поля. Тыловой шов педимента при этом хорошо морфологически выражен. Ниже по склону в педиментированную поверхность вложена система сухих падей и оврагов, обеспечивающих в том числе транзит грубообломочного материала с приводораздельных участков в днище долины. Овражное расчленение склонов долины р. Куйтунка происходит, видимо, с самых ранних этапов ее формирования. Об этом свидетельствует наличие на склонах долины многочисленных разновозрастных погребенных тальвегов.

Основание долинного педимента имеет гласисную форму и сложено полихронной и полифациальной толщей четвертичных золово-делювиальных песков, лессовидных супесей и суглинков, грубообломочных селевых отложений, подстилаемых красноцветными глинами субаэральной обстановки формирования. Днище долины р. Куйтунка занято широкой аллювиальной равниной, по которой меандрирует русло водотока, подрезая уступами основания педиментов. В одном из таких эрозионных уступов высотой 30 м вскрываются отложения разреза Улан-Жалга. Хорошей обнаженности разреза способствует заложенная в подошве уступа постоянно обновляемая карьерная выработка, рассеченная системой молодых оврагов.

Аналогичную геоморфологическую позицию имеют и другие опорные разрезы квартала Забайкалья — Тологой и Засухино, расположенные к северу от Улан-Жалги в 30 и 80 км соответственно. Таким образом, основания местных долинных педиментов — гласисы — составляют пояс аккумулятивных форм рельефа в надтеррасовом уровне

днищ речных бассейнов Забайкалья с особыми седиментационными условиями формирования осадочных толщ широкого генетического ряда и возрастного интервала. Как в разрезах Тологой и Засухино, так и в разрезе Улан-Жалга фиксируется стратиграфическая последовательность накопленных сходного геологического возраста.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Первоначально по результатам работ 2017 г. в разрезе Улан-Жалга был выделен 31 слой (Ербаева и др., 2019). Дальнейшими исследованиями, проведенными в 2018 г., была вскрыта осыпь, перекрывавшая среднюю часть разреза, что позволило выделить дополнительно в разрезе 3 слоя, 2 из которых — погребенные почвы. Кроме этого, на основе детального петромагнитно-гранулометрического анализа отложений были уточнены границы и мощности ряда слабо выраженных горизонтов педогенеза, не зафиксированных в разрезе на первых этапах исследований. В результате в уточненном разрезе выделено 35 слоев (рис. 3), которые объединяются по своим свойствам в 5 пачек.

Ниже приводится послышное описание разреза (снизу вверх).

Нижний плейстоцен

Пачка 1 (слои 1—8). Красноцветная лессово-почвенная последовательность — переслаивание вишнево-коричневых лессовидных суглинков и супесей с красновато-коричневыми суглинками погребенных почв и тонкими линзами гравелисто-песчаных делювиальных накоплений. Собранные в данной пачке ископаемые остатки полевок родов *Borsodia* и *Allophaiomys* свидетельствуют о формировании отложений на ранних этапах раннего плейстоцена. Кровля пачки имеет четкий, но крайне неровный контакт с резкой сменой литологических свойств отложений, фиксируя стратиграфический перерыв с размывом.

Слой 1. Глина вишнево-коричневая, очень плотная, волнисто-слоистая, с тонкими линзами и прослоями гравия и песков. Облессованные делювиальные отложения. Граница градиентная. Видимая мощность 0.4 м.

Слой 2. Глина красновато-коричневая, очень плотная, однородная, с тонкими короткими карбонатными прослоями. В слое найдены остатки представителей рода *Borsodia*, *Episiphneus*, *Allophaiomys* и др. Встречены изолированные зубы *Mimomys*. Граница градиентная. *Погребенная почва*. Мощность 0.7—0.8 м.

Слой 3. Супесь палево-серая, белесая за счет очень сильной окисленности, с линзовидной слоистостью, с мелкими пятнами омарганцева-

ния, мелкопористая, криотурбированная в кровле слоя. Граница градиентная. Мощность 0.5–0.6 м.

Слой 4. Глина красновато-коричневая, очень плотная, массивная, слабо гумусированная. Граница градиентная. *Погребенная почва*. Мощность 0.6–0.8 м.

Слой 5. Супесь палево-серая, белесая за счет очень сильной окисленности, с линзовидно-прерывистой слоистостью, обусловленной процессами криогенного течения, с мелкими пятнами омарганцевания, мелкопористая. Найдены остатки *Borsodia*, *Episiphneus*, *Allophaiomys*, *Spermophilus* и др. Граница градиентная. Мощность 0.6–0.8 м.

Слой 6. Суглинки красновато-коричневые, плотные, массивные, гумусированные. Граница градиентная. *Погребенная почва*. Мощность 0.6–0.8 м.

Слой 7. Супесь палево-серая, белесая за счет окисленности, криотурбированная в кровле слоя, с линзовидно-прерывистой слоистостью, с мелкими пятнами омарганцевания, мелкопористая. Граница градиентная. Мощность 0.2–0.3 м.

Слой 8. Суглинки красновато-коричневые, плотные, массивные, гумусированные. Граница градиентная. *Погребенная почва*. Мощность 0.2–0.3 м.

Пачка 2 (слой 9). Толща плохо сортированных гравийных отложений с включениями щебня, гальки и слабо окатанных валунов, интерпретируемая как линза пролювиальных отложений, заполняющая погребенный тальвег, вложенный в эродированную поверхность красноцветных образований раннего плейстоцена.

Слой 9. Гравийник красновато-серо-коричневый (характерный красноватый оттенок отложениям слоя придают многочисленные обломки каляшпатовых гранитов), с линзовидной слоистостью, очень плохо сортированный, пылеватый, с включениями преимущественно базальтовых и гранитных глыб, щебня, гальки и слабо окатанных валунов, с линзами разнозернистых песков. Залегают гравийник в виде крупной линзы, вложенной в лессово-почвенные образования. Граница резкая, с разрывом, в виде глубоких эрозионных вложений в подстилающие осадки. Отложения временных потоков (селевые накопления). Видимая мощность до 7 м.

Пачка 3 (слои 10–27). Ритмичное переслаивание буро-коричневых и красноватых погребенных почв (менее насыщенных, слегка осветленных тонов в

сравнении с отложениями пачки 1) и горизонтально залегающих, выдержанных по простиранию карбонатных супесей и суглинков. Циклично построенная лессово-почвенная последовательность.

Слой 10. Супеси буро-коричневые, с гравием, с плохо выраженной, прерывистой пологоволнистой слоистостью. Граница хорошо выраженная, пологоволнистая. На основе петромагнитно-гранулометрических данных по всей мощности слоя установлено слабо выраженное проявление процессов педогенеза. Мощность 0.9–1.0 м.

Слой 11. Супеси палево-серые, с линзами и прослоями плохо сортированных гравийников с песчаным заполнителем. Из отложений слоя извлечены остатки представителей родов *Ochotona* и *Prolagagus*. Граница плохо выраженная. Мощность 0.7–0.8 м.

Слой 12. Карбонатные супеси плотные, буро-коричневые, белесые за счет окисленности в виде крупных кружевных разводов и пятен, интенсивно солифлюцированные. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. *Погребенная почва* (горизонт педокомплекса?). Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 13. Суглинки плотные, однородные, красновато-светло-коричневые. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. На основе петромагнитно-гранулометрических данных в кровле слоя установлено проявление процессов педогенеза (горизонт педокомплекса?). Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona bazarovi*, *Spermophilus tologoicus*, *Allophaiomys* sp. Мощность 0.3–0.4 м.

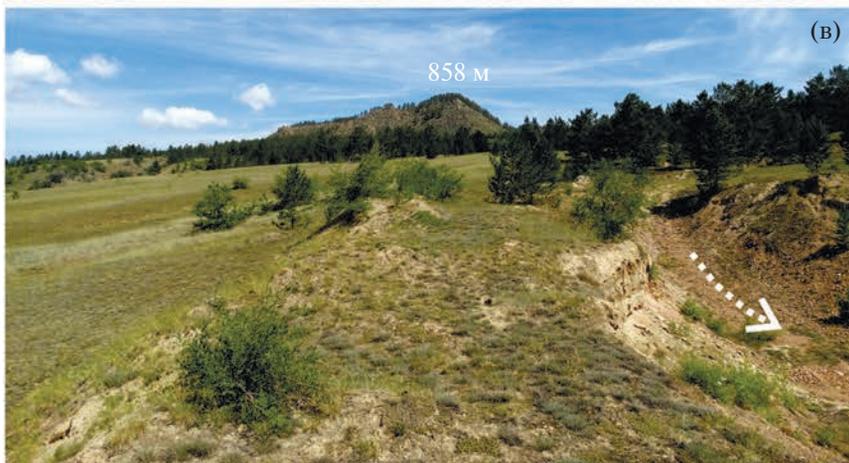
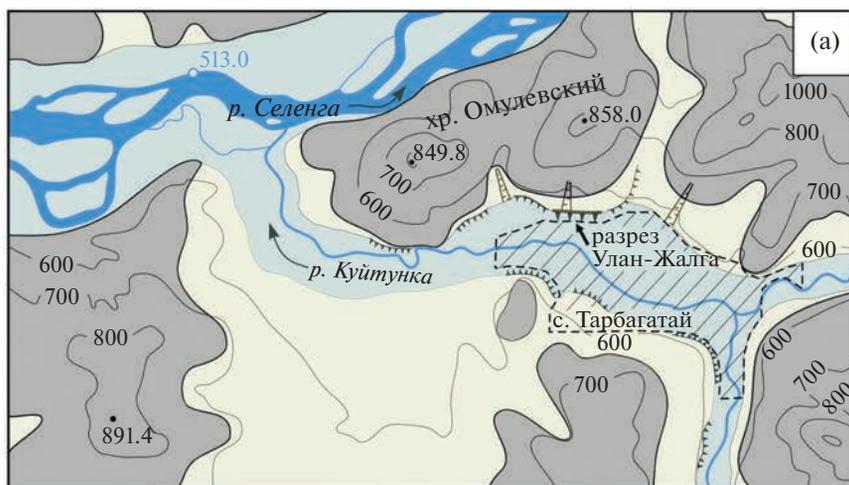
Слой 14. Супесь серовато-светло-коричневая, однородная, очень плотная, неслоистая. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. На основе петромагнитно-гранулометрических данных в кровле слоя установлено проявление процессов педогенеза (горизонт педокомплекса?). Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona tologoica*, *Spermophilus tologoicus*, *Episiphneus youngi*, *Allophaiomys* sp. и др. Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 15. Супеси коричневатые-серые, однородные, очень плотные, неслоистые. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. Мощность 1.1–1.3 м.

Слой 16. Суглинки красновато-светло-коричневые, плотные, однородные. Из отложений слоя извлечены остатки *Sorex* sp., *Ochotona* sp., *Spermophilus* cf. *tologoicus*, *Episiphneus* sp., *Cricetulus* sp.,

Рис. 2. Основные элементы геолого-геоморфологического строения территории расположения разреза Улан-Жалга (а) и вид на долину р. Куйтунка (б, в).

(б) — общий вид с севера-запада на долину р. Куйтунка; на переднем плане в эрозионном уступе, подрезающем основание долинного педимента, обнажаются отложения разреза; (в) — вид с юга на поверхность педимента, над которым возвышается останцовый скальный — тор (абс. выс. 856 м), венчающий хр. Омудевский; справа на фотографии — вершина оврага, врезанного в поверхность гласисной части долинного педимента и спускающегося к разрезу Улан-Жалга. Фото авторов.



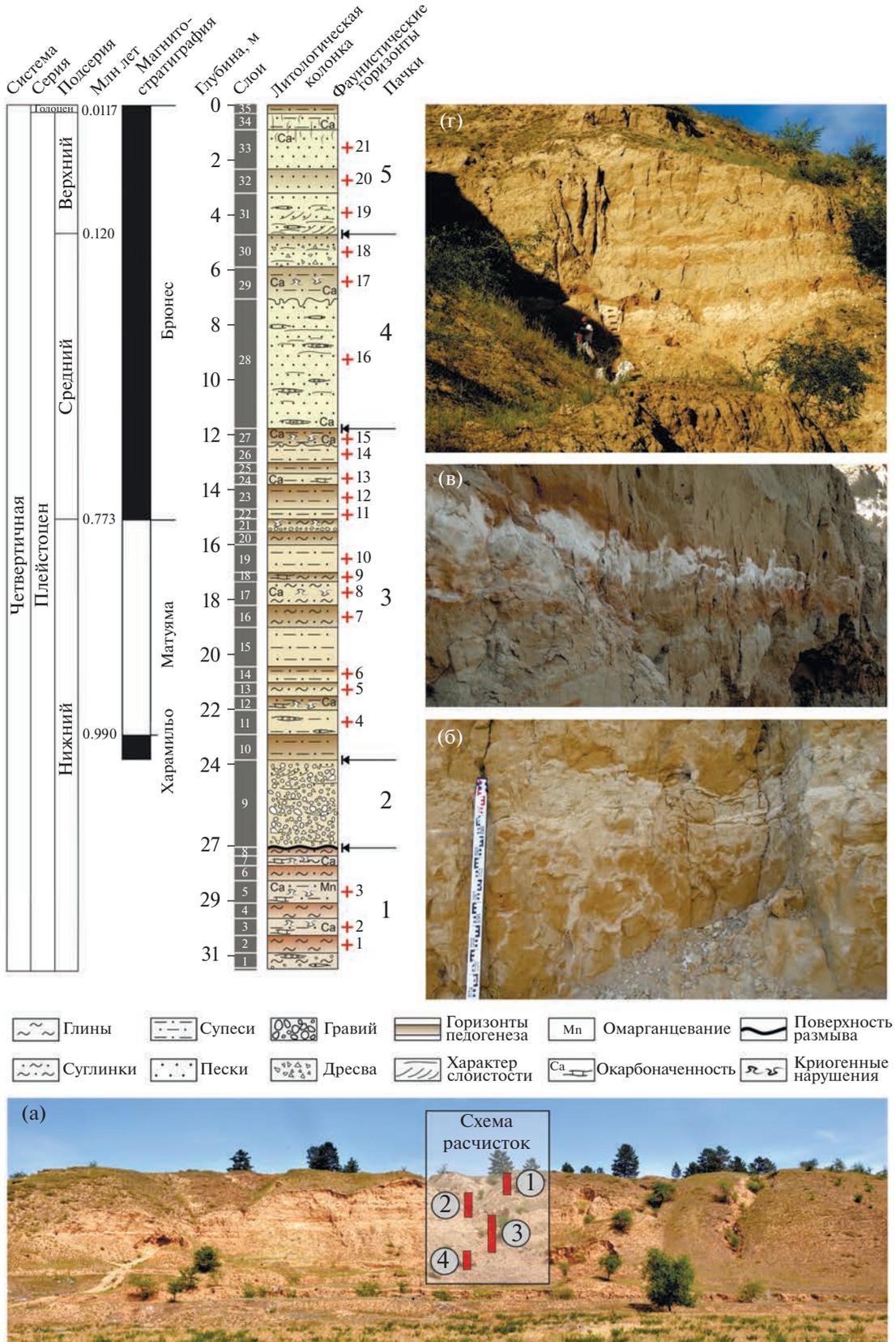


Рис. 3. Литолого-стратиграфическое строение разреза Улан-Жалга (слева); его общий вид с юга (а); вид толщи 3 средней части разреза (г), сложенной лессовидными супесями и суглинками и погребенными почвенными горизонтами; характер криогенных нарушений слоя 29 (б), верхний плейстоцен, и слоя 17 (в), нижний плейстоцен. Фото авторов.

Allophaiomys sp. Граница четкая, пологоволнистая. *Погребенная почва*. Мощность 0.4–0.5 м.

Слой 17. Суглинки светло-серые (почти белые), очень плотные, макропористые, интенсивно обызвесткованные, практически карбонатного состава, с линзовидными внедрениями коричневых почв из перекрывающего слоя, а также с разнообразными кружевными криотекстурами, в том числе в виде языков пламени. Из отложений слоя извлечены остатки *Sorex* sp., *Ochotona bazarovi*, *Ochotona tologoica*, *Spermophilus tologoicus*, *Allactaga* sp., *Prolagurus pannonicus*, *Allophaiomys pliosaenicus*, *Episiphneus youngi*, *Cricetulus* sp. Нижняя граница очень неровная, карманообразная, порой разлинзованная, существенно нарушенная криогенными процессами. Мощность 0.5–0.6 м.

Слой 18. Суглинки красновато-светло-коричневые, плотные, однородные, гумусированные. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona bazarovi*, *Ochotona ex gr. zasuchini*, *Spermophilus tologoicus*, *Episiphneus youngi*, *Lasiopodomys* sp. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. *Погребенная почва*. Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 19. Супеси однородные, плотные, неслоистые, серовато-светло-коричневые. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona bazarovi*, *Ochotona ex gr. zasuchini*, *Spermophilus tologoicus*, *Cricetulus barabensis*, *Cricetinus cf. varians*, *Eolagurus* sp., *Terricola* sp., *Allophaiomys pliosaenicus*, *Episiphneus youngi*, *Lasiopodomys cf. mandarinus*. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. Мощность 0.7–0.8 м.

Слой 20. Суглинки плотные, однородные, красновато-светло-коричневые, гумусированные. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. *Погребенная почва*. Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 21. Суглинки плотные, однородные, красновато-светло-коричневые, с мелкими пятнами омарганцевания, окаربоначенные, солифлюцированные, гумусированные. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. В нижней части слоя прослеживается по всему обнажению тонкий прерывисто-разлинзованный горизонт гравийных галечников. *Погребенная почва*. Мощность 0.3–0.4 м.

Средний плейстоцен

Слой 22. Супеси палево-серые, однородные, плотные. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona* sp., *Meriones* sp., *Ellobius* sp., *Dipus* sp. *Cricetulus* sp. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. Мощность 0.5–0.6 м.

Слой 23. Супеси серовато-светло-коричневые, однородные, плотные, неслоистые, окаربоначенные в верхней части слоя, гумусированные. Граница пологоволнистая, плохо выраженная. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona*

gureevi, *Myospalax wongi*, *Cricetulus* sp. *Погребенная почва*. Мощность 1.3–1.4 м.

Слой 24. Супеси палево-серые, белесые, однородные, окаربоначенные (в виде псевдомицелия). Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona gureevi*, *Urocitellus gromovi*, *Myospalax wongi*, *Lasiopodomys* sp. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 25. Супеси светло-коричневые, однородные, плотные, гумусированные. Граница пологоволнистая, плохо выраженная. *Погребенная почва*. Мощность 0.2–0.3 м.

Слой 26. Супеси палево-серые, однородные, плотные. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona gureevi*, *Ochotona* sp., *Urocitellus gromovi*, *Eolagurus simplicidens*. Граница пологоволнистая, плохо выраженная. Мощность 0.5–0.8 м.

Слой 27. Супеси коричневатопалево-серые, гумусированные, однородные, плотные, белесые за счет сильной окаربоначенности, интенсивно криотурбированные. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona gureevi*. Граница плохо выраженная, с карманами в подстилающие отложения. *Погребенная почва*. Мощность 0.4–0.6 м.

Пачка 4 (слои 28–30). Супеси палево-серые, окаربоначенные, вмещающие плохо развитую погребенную почву, практически лишенную органического материала. Эоловые образования с делювиальной проработкой. Характерной чертой отложений является наличие интенсивных криогенных деформаций. По видовому составу фауны мелких млекопитающих данная толща датируется средним плейстоценом.

Слой 28. Пески палево-серые, пылеватые, плохо сортированные, с линзами гравелистых песков, включениями мелкого щебня. В нижней части слоя наблюдается окаربоначенность. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona cf. gureevi*, *Tamias* sp., *Cricetulus* sp., *Myospalax wongi*. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. Мощность 4.8–5.2 м.

Слой 29. Супеси однородные, палево-светло-коричневые, белесые за счет сильной окаربоначенности в виде пятен, линз и крупных разводов, плотные, пористые, с наличием кротовин, интенсивно криотурбированные, в кровле гумусированные. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona cf. gureevi*, *Urocitellus cf. gromovi*, *Eolagurus simplicidens*, *Myospalax wongi* и др. Граница плохо выраженная, с глубокими внедрениями в виде разнообразной формы линз и карманов в подстилающие отложения. *Погребенная почва*. Мощность 1.0–1.5 м.

Слой 30. Палево-серые пески пылеватые, разнотернистые, с плохо выраженной волнистой слоистостью, с включением дресвы. Из отложений слоя извлечены остатки *Eolagurus cf. luteus*, *Ochotona ex gr. gureevi-aurica*, *Alexandromys fortis*.

Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. На основе петромагнитно-гранулометрических данных в кровле слоя установлено слабо выраженное проявление процессов педогенеза. Мощность 1.0–1.2 м.

Верхний плейстоцен и голоцен

Пачка 5 (слои 31–35). Разнозернистые пески и лессовидные супеси. Субаэральные (эолово-делювиальные) накопления. В отложениях пачки встречены немногочисленные костные остатки *Lasiopodomys brandti*, *Ochotona daurica* и *Urocitellus undulatus*, характерных представителей фауны позднего плейстоцена.

Слой 31. Пески разнозернистые, палевые, волнисто-слоистые, плохо сортированные, с небольшими линзами мощностью 5–15 см хорошо сортированных крупнозернистых песков, где отмечаются элементы косой эоловой слоистости, рыхлые (в той мере, что плохо держат стенку расчистки), характерно наличие включений гравия, дресвы, щебня. Граница пологоволнистая, плохо выраженная. Мощность 1.4–1.5 м.

Слой 32. Пылеватые разнозернистые палево-серые пески неслоистые, слабо гумусированные. Из отложений слоя извлечены остатки *Lasiopodomys brandti*. Граница градиентная, плохо выраженная. На основе петромагнитно-гранулометрических данных по всей мощности слоя установлено слабо выраженное проявление процессов педогенеза. Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 33. Пылеватые разнозернистые палево-серые пески практически неслоистые, с линзами гравелистых плохо сортированных песков, в верхней части слоя коричневатые и окаربоначенные в виде пятен и разводов. Редкие остатки *Alexandromys fortis*. Граница слоя нечеткая. Мощность 2.3–2.5 м.

Слой 34. Супесь палево-серая, плотная, белесая за счет окаربоначенности, лессовидная, с элементами вертикальных столбчатых отдельностей. Граница пологоволнистая, плохо выраженная. Мощность 0.5–0.7 м.

Слой 35. Супесь светло-коричневая, с многочисленными корневыми включениями, слабо гумусированная. Граница плохо выраженная, градиентная. *Современная почва*. Мощность 0.1–0.3 м.

В целом представленные образования характеризуются выдержанным, преимущественно согласным залеганием основных плоскостей наложения. Исключение составляет нижняя часть разреза, где линза селевых накоплений слоя 9 залегает на эродированной поверхности подстилающих осадков. Кроме того, в подошве двух погребенных почв верхней части разреза (слои 27 и 29) выявлены ярко выраженные криогенные инволюции. Следы незначительных мерзлотных нарушений обнару-

жены в слоях 3, 5, 7, 12, 17 и 21. Все выделенные слои четко прослеживаются и коррелируются по обнажению, характеризуются практически субгоризонтальным залеганием при слабом наклоне (в первые градусы) под склон долины. При этом дневная поверхность имеет более крутой наклон.

В литологическом составе выделенных пачек наблюдаются различия. Пачки 4 и 5 сложены существенно опесчаненными осадками, в отличие от пачек 1 и 3, которые представлены отложениями более мелкозернистых фракций. Различаются эти образования также и своими цветовыми особенностями. Красноватыми оттенками характеризуется нижняя часть разреза, представленная осадками раннего плейстоцена. Наиболее насыщенными красноватыми тонами выделяется пачка 1. Пачка 2, сложенная гравийником, также окрашена в красноватый цвет, но за счет высокого содержания обломков калишпатовых гранитов. Вышележащая пачка 3 характеризуется менее насыщенными красновато-светло-коричневыми тонами. Осадки среднего и верхнего плейстоцена, слагающие верхнюю часть разреза, имеют палево-серые оттенки в межпочвенных горизонтах и светло-коричневато-серые тона в погребенных почвах.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Палеонтологические исследования позволили выделить в разрезе 21 фаунистический горизонт. Горизонты приурочены к 4 пачкам выявленных осадков всего плейстоцена: раннего, среднего и позднего. Костные остатки, принадлежащие мелким млекопитающим, представленные фрагментами черепа, нижнечелюстных костей, изолированными зубами и костями посткраниального скелета, встречаются по всему разрезу, однако наиболее обильны они в пачках 3 и 4, а в пачках 1 и 5 количество остатков мелких млекопитающих значительно меньше.

Наиболее древняя фауна установлена в нижней части разреза в пачке 1. Костеносные горизонты в этой пачке приурочены к слоям 2, 3 и 5. Сообщество мелких млекопитающих этого временного интервала сложено видами додогольской фауны, для которой характерно присутствие *Borsodia laguriformes*, *Allophaiomys deucalion*, *Ochotona bazarovi*, *Episiphneus youngi* и др. Фауна отражает один из этапов раннего плейстоцена, она следует за итанцинской фауной Западного Забайкалья, являющейся фауной начального, древнего этапа раннего плейстоцена, о чем свидетельствует присутствие редких остатков поздней корнезубой полевки *Mimomys cf. reidi*. В пачке 3 установлено наибольшее обилие костных остатков и наибольшее биоразнообразие мелких млекопитающих. Фаунистический материал, известный из последовательных горизонтов, отражает два последую-

щих этапа в развитии фауны мелких млекопитающих раннего плейстоцена.

За додогольской фауной следует кудунская фауна (слои 11–17), для которой характерно присутствие прогрессивной формы *Allophaiomys plio-saenicus*, *Spermophilus tologoicus*, древней пищухи *Ochotona tologoica*, появление представителей рода *Prolagurus*. Дальнейшее развитие фауны позвоночных в регионе привело к изменениям в составе сообщества мелких млекопитающих; ряд видов исчезает, в частности пищуха *Ochotona tologoica* и полевка *Prolagurus rannonicus*. Появились новые таксоны – *Ochotona zasuchini*, *Eolagurus*, *Terricola*, *Lasiopodomys* и др., которые являются реперными для засушинской фауны, характеризующейся заключительный этап в развитии фауны раннего плейстоцена.

В пачке 4 разреза представлена фауна среднего плейстоцена, также обильная и разнообразная по видовому составу, как и фауны пачки 3. Она содержит представителей фауны тологойского комплекса и иволгинской фауны.

Слои пачки 5 содержат незначительное количество таксонов как по видовому составу, так и обилию костных остатков. Фауна включает характерных представителей сообщества мелких млекопитающих позднего плейстоцена: *Lasiopodomys brandti*, *Ochotona daurica* и *Urocitellus undulatus*.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По результатам размагничивания переменным магнитным полем (рис. 4) установлено, что в большинстве образцов из пачек 3, 4 и 5 естественная остаточная намагниченность (NRM) представляет собой сумму двух компонентов: низкокоэрцитивного (LCC), разрушающегося в полях от 10 до 30 мТл, и высококоэрцитивного, который, как правило, является характеристическим компонентом (ChRM). Значительная часть направлений LCC группируется вокруг направления современного магнитного поля места отбора и, по-видимому, представляет собой вязкую намагниченность. ChRM демонстрирует прямую и обратную полярность: пачки 5 и 4 намагничены полностью прямо, а в пачке 3 присутствуют обе полярности.

В образцах из пачки 1 не наблюдается регулярного направления стабильного компонента, и он не является характеристическим (рис. 4). Эти образцы из дальнейшего рассмотрения были исключены.

По преобладающему направлению ChRM интервал разреза с 10 по 35 слоев делится на три части – верхнюю, до глубины 15 м, которая имеет преимущественно прямую полярность (магнитозона N2), среднюю – от 15 до 23 м, характеризующуюся в

основном обратной полярностью (магнитозона R1), и нижнюю – от 23 до 24 м (магнитозона N1) (рис. 5).

Для единичных направлений ChRM образцов из магнитозон N1 и N2 доверительные интервалы невелики, а распределение ChRM достаточно компактно (рис. 5), для магнитозоны R1 доверительные интервалы существенно выше и разброс направлений больше, что говорит о неполном выделении первичного компонента в процессе магнитной чистки. Тем не менее полярность образцов определяется вполне уверенно, а тест обработки (McFadden, McElhinny, 1990) положительный и соответствует классификации “С” (угол между направлениями прямой и обратной полярности составляет 11° при величине критического угла 15.1°).

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Если исключить из рассмотрения крупнозернистые селевые отложения (пачка 2), то по результатам лазерной гранулометрии устанавливается двучленное строение остальной части разреза. В нем выделяется нижняя преимущественно алевритовая (пачки 1 и 3) и верхняя преимущественно песчаная толщи (пачки 4 и 5), граница между которыми проходит на глубине ~12 м (рис. 6).

В верхней толще разреза содержание песчаной фракции в грубозернистых горизонтах увеличивается до 50–90% за счет снижения алевритовой (до 10–40%) и глинистой (до 0–5%) фракций. Эти осадки в соответствии с номенклатурой, используемой в работе, представляют собой в основном алевропески (D_{ср} 100–180 мкм), и лишь два горизонта (слои 28 и 31) сложены песками с D_{ср} > 200 мкм. Динамический фактор F здесь существенно больше 1, а в песках достигает первых сотен. Агрегированность в песках и алевропесках не превышает 10%.

В горизонтах ископаемых почв верхней песчаной толщи концентрация песка снижается (до 20%) и возрастает содержание глинистой (до 20%) и алевритовой (до 60%) фракций. Таким образом, в соответствии с номенклатурой, используемой в работе, ископаемые почвы представлены преимущественно пескоалевропелитами. Средний размер зерна здесь снижается, но в целом превышает 100 мкм. Динамический фактор, как правило, меньше единицы. Агрегированность в почвенных горизонтах по сравнению с вмещающими супесчано-песчаными пачками возрастает до 40%.

В отложениях нижней толщи разреза преобладают фракции алевритовой размерности (до 70%) при подчиненном содержании песчаной фракции (до 20%), глинистая фракция составляет 15–20%. Средний размер зерен в этой части составляет около 55 мкм, за исключением пачки 2. Отло-

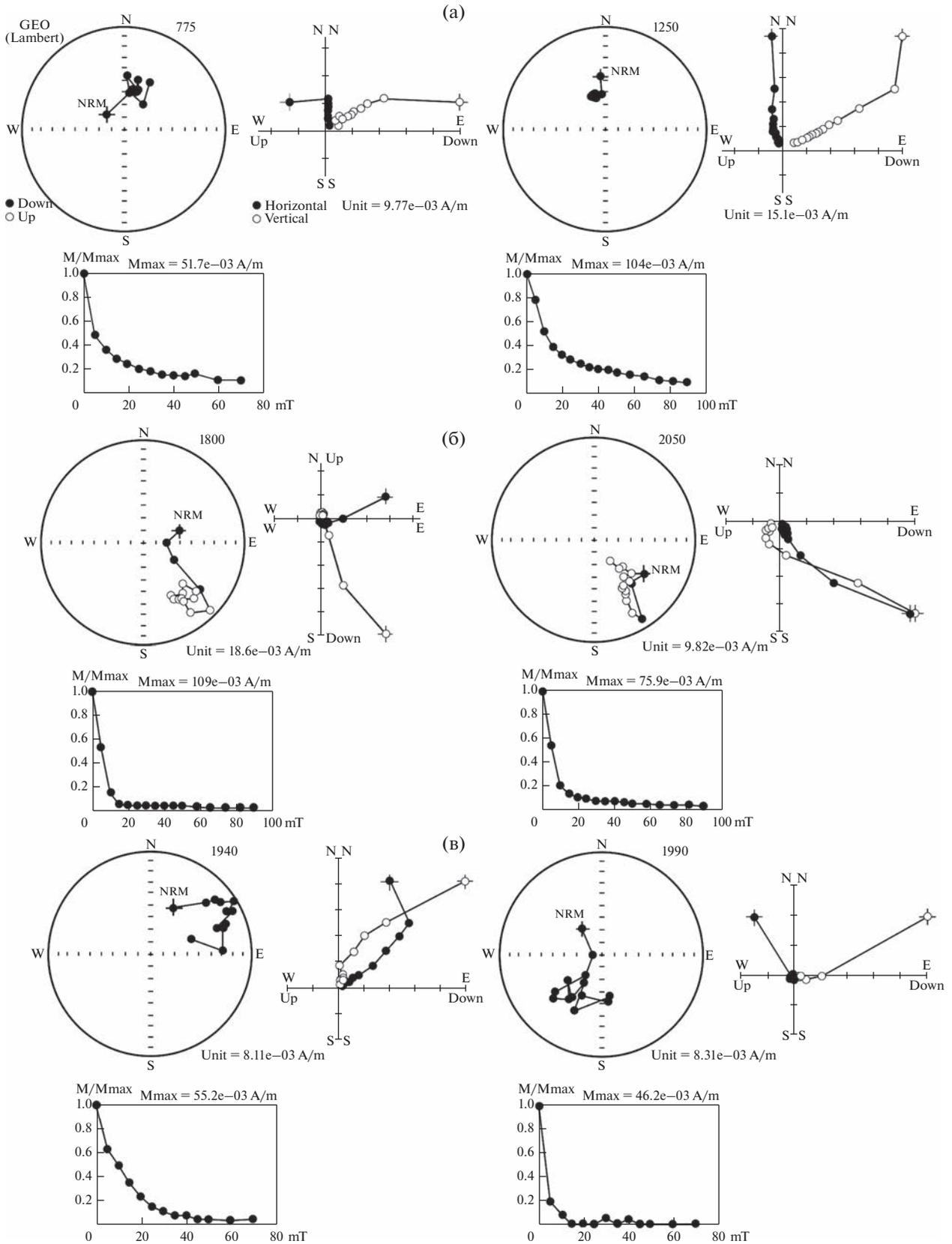


Рис. 4. Типичные результаты размагничивания образцов разреза Улан-Жалга. (а) – образцы прямой полярности из пачек 4 и 3; (б) – образцы обратной полярности из пачки 3; (в) – образцы с аномальным направлением из пачки 5. Номер образца соответствует его глубине в разрезе.

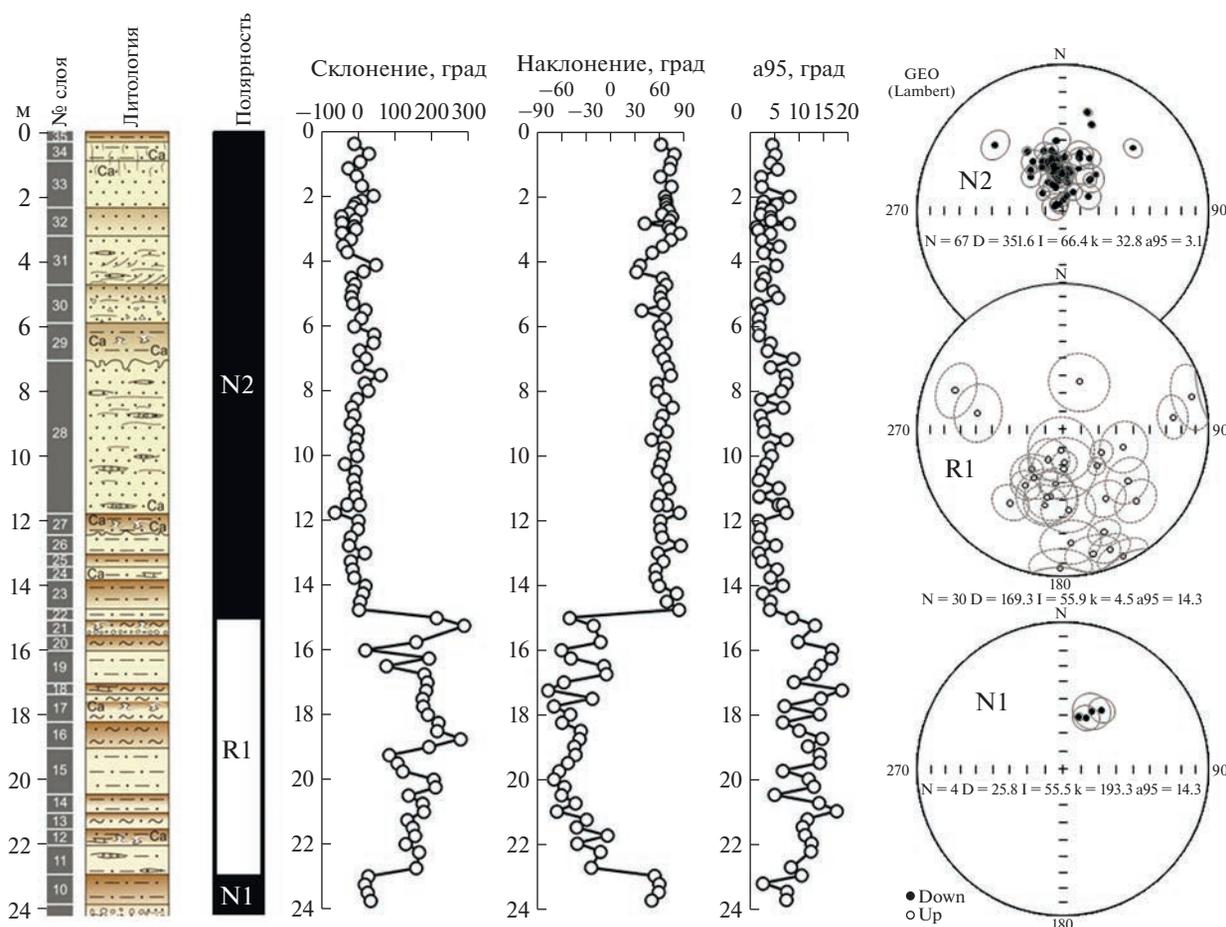


Рис. 5. Палеомагнитная характеристика разреза Улан-Жалга (пачки 3–5). Черный цвет – прямая полярность, белый цвет – обратная полярность. N – число образцов, D – склонение ($^{\circ}$), I – наклонение ($^{\circ}$), k – кучность, a95 – доверительный интервал ($^{\circ}$). Условные обозначения см. рис. 3.

жения пачки 1 отличаются от таковых пачки 3 увеличением количества мелкого алеврита, глинистой и илистой фракций, за счет уменьшения фракций песка и крупного алеврита, и большей агрегированностью (в среднем 43%). Динамический фактор в пачках 1 и 3, за исключением отдельных прослоев, меньше единицы. Тем не менее, в отличие от отложений верхней песчаной толщи, гранулометрический состав нижней алевритовой толщи можно считать практически постоянным, с очень небольшими колебаниями содержания размерных фракций, отклоняющихся от среднего значения. Это самое существенное различие этих двух толщ. По соотношению фракций, большая часть алевритовой толщи представлена песчанистыми алевропелитами или легким суглинком. Несмотря на близкие значения гранулометрических характеристик, по вариациям динамического фактора F в пачках 1 и 3 нижней алевритовой толщи разреза фиксируется 16 погребенных почвенных горизонтов. В них степень агрегированности колеблется в пределах 40–70%, содержание

илистой фракции 3.5–6.5%; тогда как во вмещающих почвы отложениях степень агрегированности уменьшается до 10–30%, содержание илистой фракции – до 1–3.5%.

Различия фракционного состава отложений отражаются в гранулометрических спектрах (рис. 7). Пески и супеси характеризуются унимодальным распределением с модой в области песчаных фракций (104–249 мкм), разброс мод отражает широкий спектр гранулометрических типов. Отложения ископаемых почв демонстрируют бимодальные и унимодальные спектры с основным пиком в области крупноалевритовых фракций (62–88 мкм) и дополнительным пиком в области глинистых фракций (6.5–9 мкм). Наиболее близки к логнормальным распределениям спектры песчаных отложений.

Гранулометрические спектры отложений в пачках 1 и 3, в отличие от пачек 4 и 5 верхней части, в основном бимодальны (рис. 7). Основной пик смещен в область мелкоалевритовой фракции (31–62 мкм), второстепенный пик находится

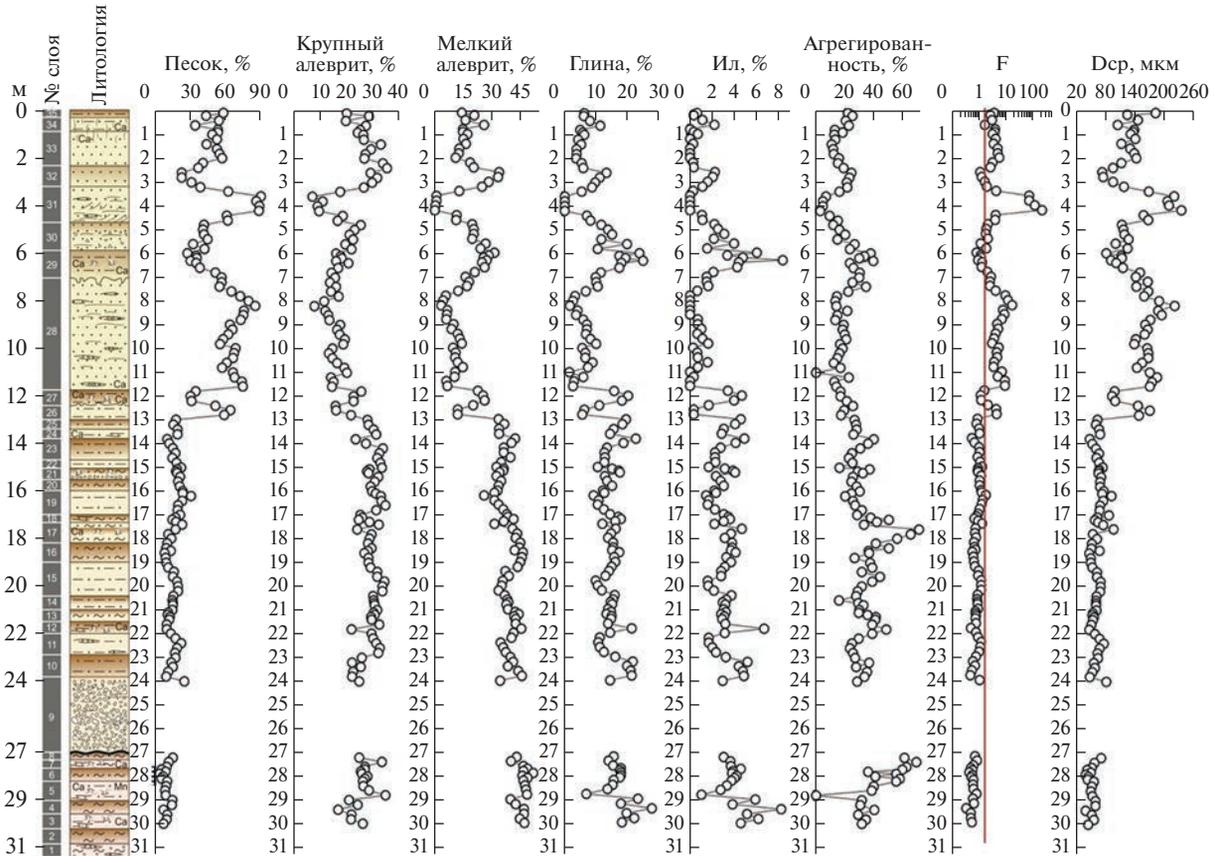


Рис. 6. Гранулометрический состав отложений разреза Улан-Жалга. Красная линия показывает значение $F = 1$. Условные обозначения см. рис. 3.

в области песчаных фракций (209–592 мкм). Таким образом, нижняя часть разреза, за исключением пачки 2, сложена осадками с двумя хорошо выраженными популяциями зерен: это зерна алевритовой размерности и средне- и крупнозернистый песок.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Суммарное содержание минералов тяжелой фракции в отложениях разреза снижается сверху вниз и в целом составляет 1–4% для слоев 24–34 и 0.3–0.7% для слоев 1–23. Преобладающими минералами данной фракции являются магнетит, гематит-мартит, амфиболы (роговая обманка), сфен, апатит, циркон.

По минеральному составу легкой фракции разрез также отчетливо подразделяется на две толщи. Прежде всего, это демонстрируют вариации содержания кварца и полевых шпатов (рис. 8а). Для верхней толщи разреза характерно преобладание кварцевой составляющей (до 75%). С глубины 12 м вниз по разрезу доля кварца заметно уменьшается, вплоть до 25–30%, при этом содержание полевого шпата возрастает до 60%. Кроме того,

глубже 12 м в составе легкой фракции увеличивается до 20% содержание глинистых минералов.

Слюда представлена биотитом, измененным в разной степени. Карбонаты – кальцит обломочный и агрегатный, представляющий пылеватые частицы в ассоциации с глинистыми минералами. Обломочная часть фракций от 2.0 до 0.5 мм представлена слабцементированными алевритами и песчаниками кварц-полевошпатового, полевошпатово-кварцевого состава с глинисто-карбонатным цементом. В единичных случаях отмечены обломки гранитов и вторично измененных пород основного состава. Полевые шпаты существенно пелитизированы. Степень окатанности минералов тяжелой фракции – 2–3 класс. Преобладающая степень окатанности всего материала – 2 класс. Причем в верхней части разреза с глубины 12 м степень окатанности зерен увеличивается, а общее содержание обломков пород, напротив, падает.

Положение фигуративных точек состава образцов на диаграмме Шутова (рис. 8б) в полях аркозов и полевошпатовых граувакк отвечает породам, образованным в процессе разрушения различных горных пород при слабом химическом выветривании и малом переносе. По мере усиле-

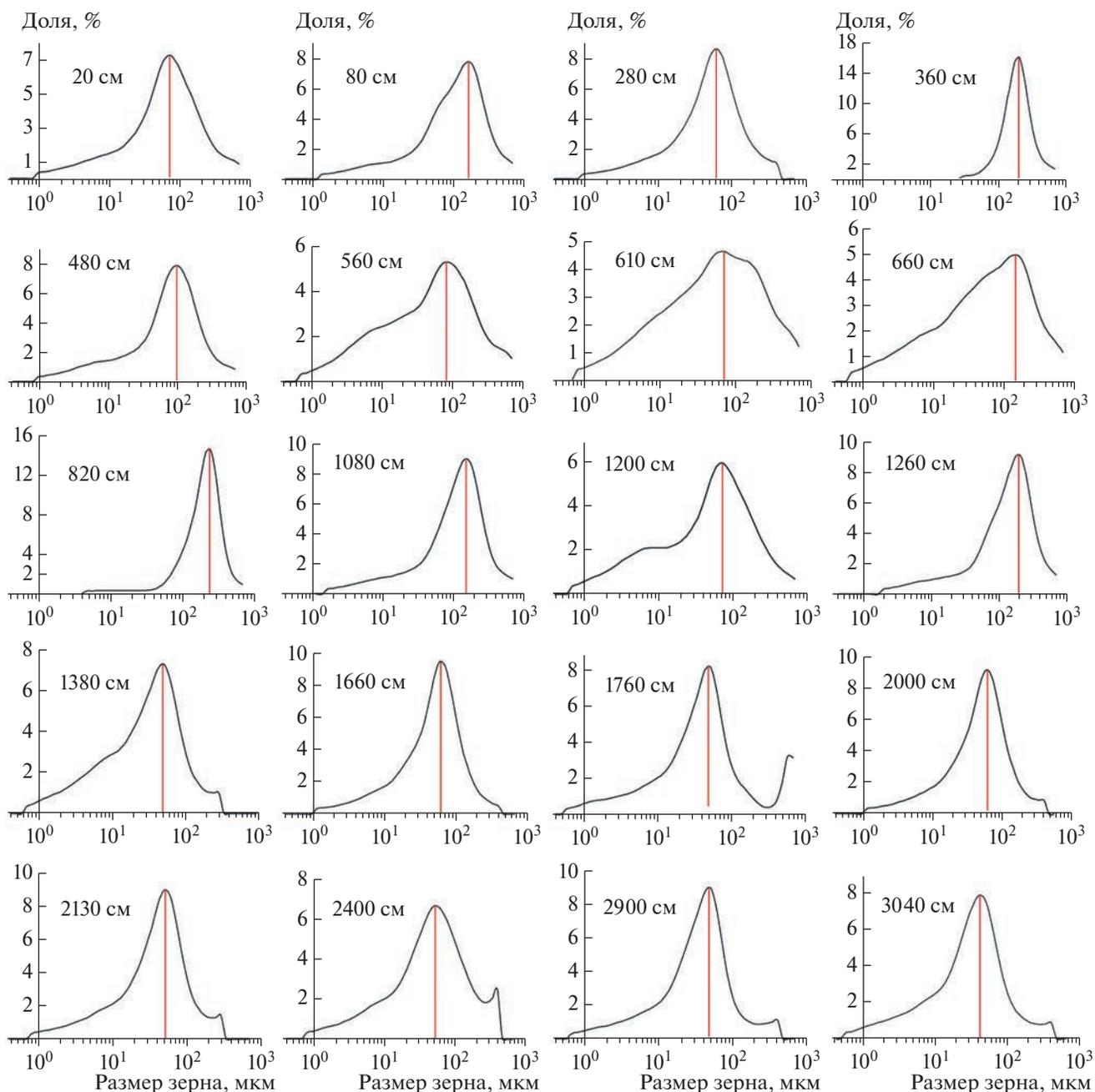


Рис. 7. Гранулометрические спектры выборки репрезентативных образцов из разреза Улан-Жалга.

ния выветривания и переноса осадки обогащаются кварцем, а их точки смещаются вверх вдоль стороны полевые шпаты—кварц, как это показано на диаграмме (рис. 8б). Наиболее зрелыми являются осадки верхней части разреза — слои 28, 30 и 31.

ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Концентрационно-зависимые петромагнитные параметры ($k_{\text{фег}}$ и $k_{\text{раг}}$), так же как и грануло-

метрические характеристики, указывают на двухчленное строение разреза Улан-Жалга (рис. 9). Концентрация ферромагнитных частиц в пачках 4 и 5 в 1.5 раза выше, чем в пачках 1 и 3, а парамагнитных минералов, наоборот, в 2 раза ниже. Вклад парамагнетиков в общую магнитную восприимчивость для песчаной толщи менее 2%, а для глинистой достигает 6%. Относительное содержание магнитомягких минералов (параметр S) в целом уменьшается снизу вверх по разрезу. Амплитуды изменений всех этих параметров более

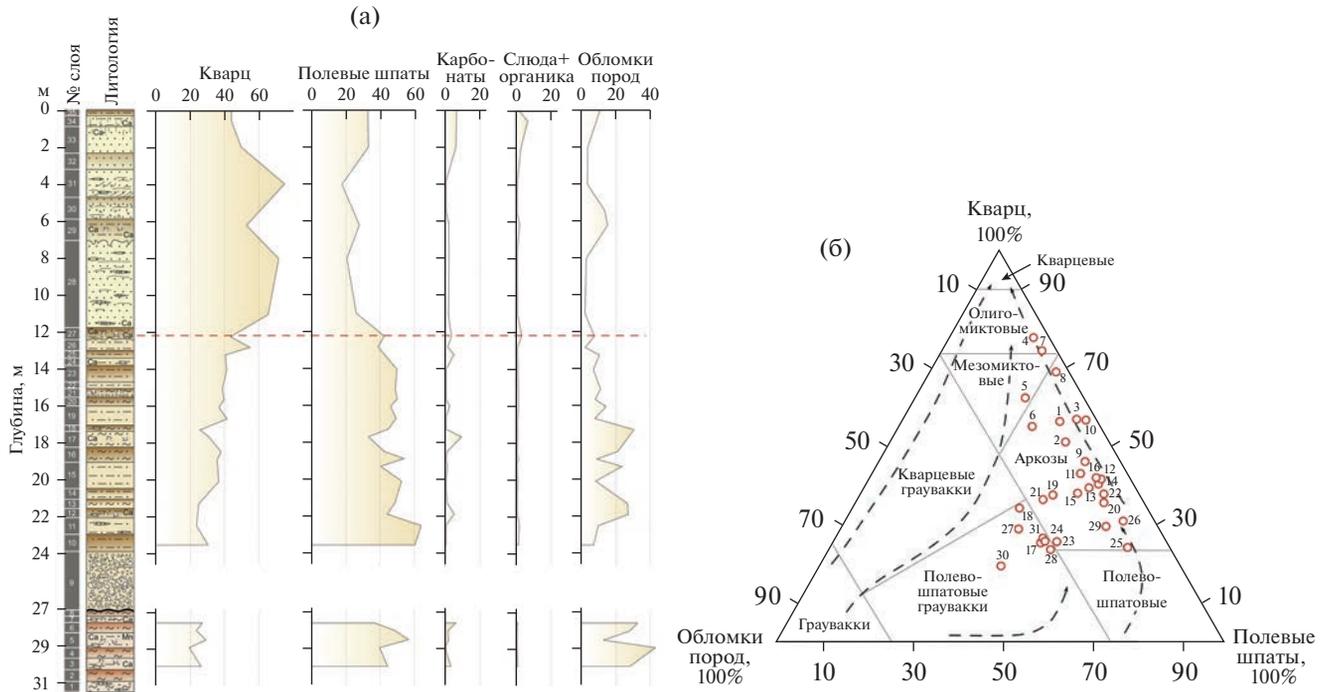


Рис. 8. Минеральный состав (%) легкой фракции отложений разреза Улан-Жалга.

(а) – распределение доминирующих минералов легкой фракции в отложениях разреза Улан-Жалга, пунктирной линией показана граница смен основных минералогических ассоциаций на глубине 12 м; (б) – состав отложений различных слоев разреза на диаграмме В.Д. Шутова, номера слоев показаны цифрами. Условные обозначения см. рис. 3.

выражены в пачках 4 и 5, чем в пачках 1 и 3 (рис. 9), что свидетельствует о больших вариациях условий осадконакопления в верхней части разреза.

В пачках 4 и 5 горизонты ископаемых почв отмечаются некоторым ростом величины парамагнитной восприимчивости и относительного содержания магнитожестких минералов. Среди песчаных и супесчаных горизонтов по магнитным характеристикам выделяется только самый грубозернистый горизонт (слой 31). В пачках 1 и 3 концентрационно-зависимые магнитные характеристики практически не отражают литологию разреза (рис. 9).

Такие различия петромагнитных параметров предопределили отдельный анализ поведения петромагнитных параметров для пачек 1 и 3 и пачек 4–5.

Изменения концентрационно-зависимых параметров не дают отчетливой картины для всех пачек (1, 3–5), кроме горизонтов с повышенным содержанием песчаной фракции, которые характеризуются увеличением магнитной восприимчивости и содержания магнитомягких минералов с одновременным снижением парамагнитной восприимчивости (рис. 9).

Напротив, параметры, характеризующие эффективный размер магнитного зерна и присутствие магнитожестких минералов, чутко реагируют на изме-

нение литологии осадков, хотя амплитуда их изменений для пачки 3 и пачек 4–5 различается. На рис. 10 показано изменение параметров доменного состояния (V_{SG}/V_S), размера магнитного зерна (k_{fer}/J_{rs}) и параметров магнитной жесткости (V_S и $HIRM$). Кривые для песчанистой и алевритистой толщ приводятся в различном масштабе. Очевидно, что в горизонтах ископаемых почв в обеих толщах размер зерна в целом уменьшается, а магнитная жесткость возрастает. Последнее можно рассматривать как показатель относительного увеличения влажности во время формирования ископаемых почв.

На диаграмме Дея–Данлопа (рис. 11) осадки пачек 4 и 5 находятся преимущественно в многодоменном (МД) состоянии, тогда как осадки пачек 1 и 3 характеризуются в основном псевдооднодоменным состоянием. Исключение представляют только несколько образцов с многодоменным состоянием, приуроченных главным образом к границам стратиграфических подразделений. Учитывая, что псевдооднодоменные частицы представляют собой смесь однодоменных (ОД) и многодоменных зерен (Dunlop, 2002), в большинстве осадков из пачек 1 и 3 содержание ОД частиц достигает 25%, в пачке 4 – 10%, а в пачке 5 ОД зерен нет вообще. Это свидетельствует о том, что изменения размеров магнитных и немагнитных зерен подчиняются одним и тем же закономерностям.

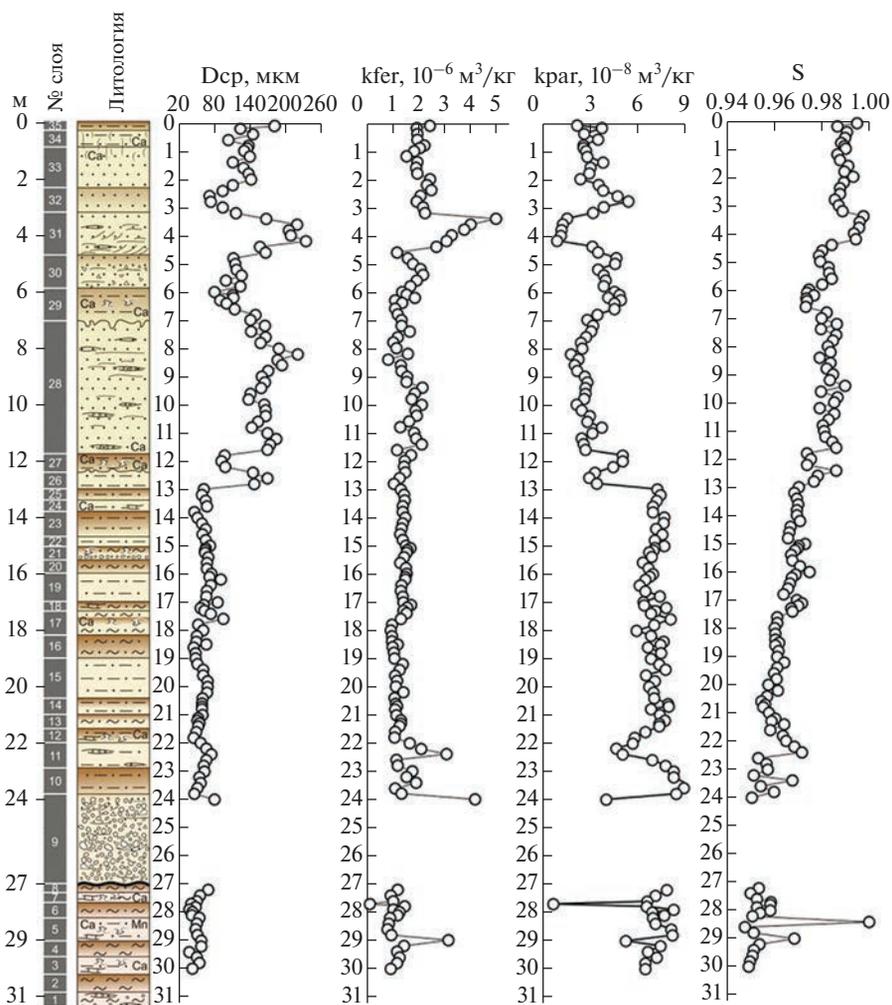


Рис. 9. Литолого-петромагнитная характеристика отложений разреза Улан-Жалга: изменение по разрезу среднего размера зерен (D_{cp}), ферромагнитной части магнитной восприимчивости (k_{fer}), парамагнитной части магнитной восприимчивости (k_{par}) и параметра магнитной жесткости (S). Условные обозначения см. рис. 3.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

При расчете статистических геохимических характеристик отложения обнаруживают низкие, до умеренных, вариации состава. Они характеризуются широким диапазоном содержания SiO_2 (медиана 62.2%), от 45.9 до 72.7% при низких (8.7%) вариациях. Содержания Al_2O_3 также мало вариабельны, медианное содержание составляет 14.2%. Содержания оксида титана высокие, медиана составляет 0.8%. Содержания CaO , MnO и MgO варьируют в достаточно широких пределах, при этом медианные содержания составляют 4, 0.1 и 1.9% соответственно. Изученные отложения характеризуются низкими содержаниями Na_2O , K_2O и P_2O_5 . Потери при прокаливании (ППП) варьируют от 0.3 до 15.6%.

Между ППП и общим CaO существует прямая корреляционная связь ($r = 0.94$), что позволяет предположить зависимость ППП от содержания

карбонатов. Распределение микроэлементов мало вариабельно.

Диаграммы средних содержаний породообразующих элементов по горизонтам почв (рис. 12) показывают, что почвы верхней толщи разреза отличаются по составу от почв нижней части разреза, что указывает на различия в условиях их образования.

Вариации петрохимических модулей АМ, ГМ, ГМ, НКМ (рис. 13) показывают синхронное распределение и подтверждают различия в минеральном и гранулометрическом составе отложений, слагающих верхнюю (0–12 м) и нижнюю (12–31 м) толщи разреза. Низкие значения АМ и ГМ являются показателями незрелости материала в источнике сноса. Значения НКМ > 0.40 указывают на присутствие в отложениях большого количества полевых шпатов. Несмотря на различный гранулометрический состав слоев, первичный материал

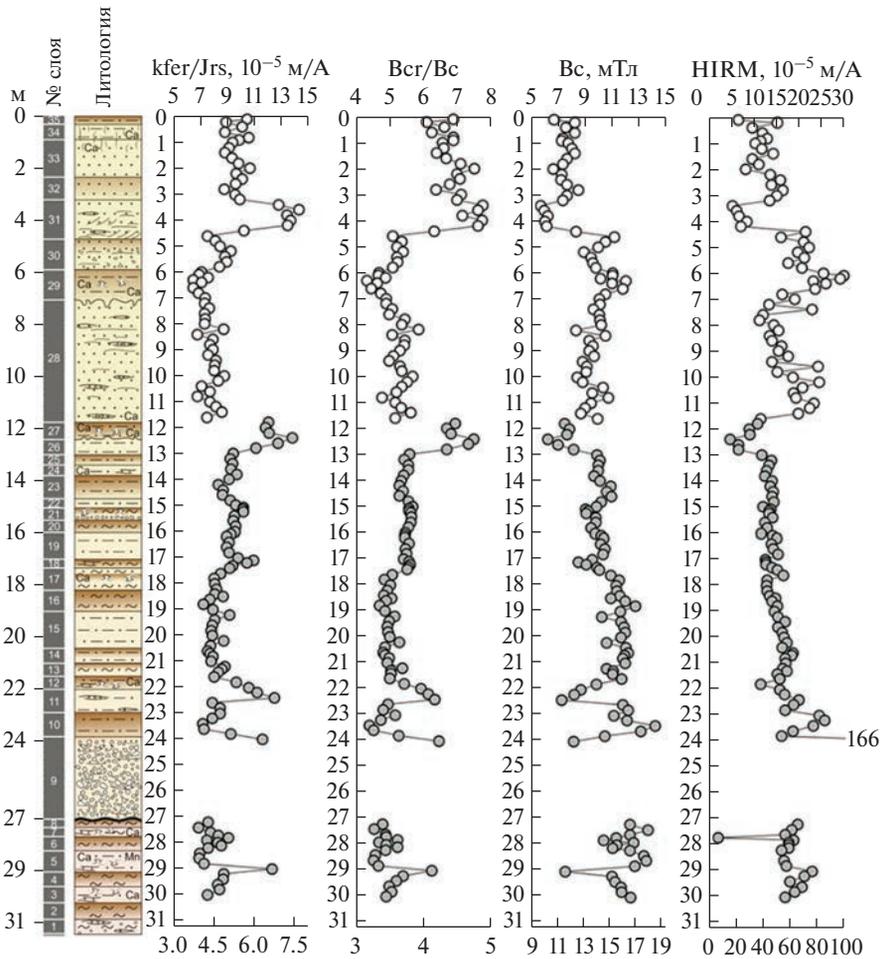


Рис. 10. Поведение петромагнитных параметров по разрезу Улан-Жалга: изменение параметров доменного состояния (V_{cr}/V_c), размера магнитного зерна (k_{fer}/J_{rs}) и параметров магнитной жесткости (V_c и HIRM). Для серых кружков масштаб приведен в нижней части панелей. Условные обозначения см. рис. 3.

по степени зрелости значительно не различался; это можно объяснить тем, что материал был из одного источника, но транспортировался разными способами. Между титановым и железным модулем (ТМ и ЖМ) наблюдается прямая корреляция ($r = 0.94$), а между НКМ и ГМ — отрицательная ($r = -0.6$); это свидетельствует о том, что отложения, формирующие разрез, не подвергались многократному переотложению (Юдович, Кетрис, 2000).

Накопление почвенных карбонатов, о котором свидетельствует повышение значений коэффициента кальцификации почв $(CaO + MgO)/Al_2O_3$ (Retallack, 2001) (рис. 14), свойственно всем установленным в разрезе палеопочвам, но в максимальной степени проявилось при формировании горизонтов палеопочв на уровне 17–19 и 22 м. Изменения коэффициента интенсивности окисления $(Fe_2O_3 + MnO)/Al_2O_3$ по разрезу (рис. 14) показывают, что повышенные его значения отвечают нижней части разреза, максимальное значение этого ко-

эффициента соответствует горизонту палеопочв на уровне 23–24 м.

Показатель индекса интенсивности химического выветривания (CIA) изменяется по разрезу в пределах 30–58, а значения индекса зрелости осадков (ICV) — в интервале 0.8–2.4 (рис. 14), что может свидетельствовать о поступлении в область седиментации незрелого материала продуктов выветривания кислых и основных магматических пород. Условной границей разделения более зрелых и менее зрелых глинистых пород является значение 1. Значения индекса зрелости осадков больше 1 указывают на преобладание в отложениях неглинистых силикатных минералов. С другой стороны, высокие значения ICV могут быть результатом высокого содержания гематита, иллита, вторичного карбоната и аутигенного альбита, то есть результатом ранних диагенетических изменений. Вариации индекса КМ (рис. 13), являющегося индикатором соотношения глинистых минералов и полевых шпатов в породах источни-

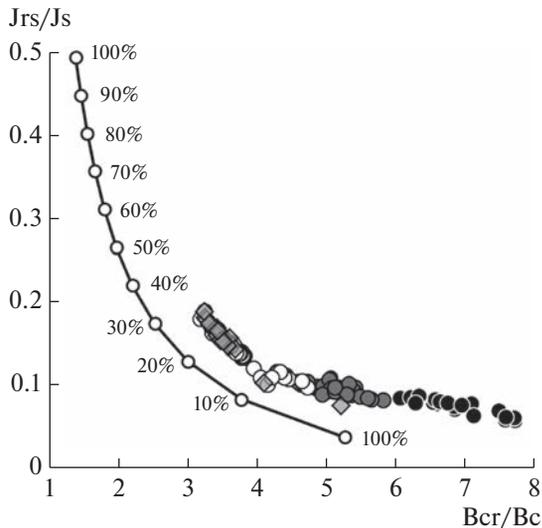


Рис. 11. Оценка доменного состояния по (Day et al., 1977; Dunlop, 2002) образцов из разреза Улан-Жалга. Серые ромбы – пачка 1, белые кружки – пачка 3, серые кружки – пачка 4, черные кружки – пачка 5. Черная линия с точками – теоретическая кривая (Dunlop, 2002), цифры у кривой – процентное содержание однодоменных частиц в ансамбле зерен.

ка сноса (Cox et al., 1995), для всех изученных отложений лежат в диапазоне глинистых минералов (<0.3), то есть содержание калия в них контролируется присутствием иллита и мусковита. Иллит химически стабилен, поэтому породы, образовавшиеся в результате рециклинга, содержат больше иллита и, соответственно, больше калия.

Таким образом, существует противоречие: наблюдаемые значения ICV и корреляции ТМ–ЖМ, НКМ–ГМ указывают на петрогенные породы, а значения КМ – на рециклинг. Соответственно, химический состав образцов из изученных разре-

зов сильно зависит от постседиментационных преобразований и определяется изменением палеоклиматических условий и ряда других факторов.

Спектры распределения РЗЭ для всех образцов четвертичных отложений однотипны, характеризуются избытком легких лантаноидов, при относительном дефиците тяжелых. По сумме РЗЭ и иттрия породы верхней (0–12 м) и нижней частей разреза различаются: для пород верхней части содержания лежат в диапазоне 140–220 мкг/г, для нижней – в диапазоне 200–350 мкг/г (рис. 14). Такие содержания соответствуют невысоким скоростям осадконакопления (Балашов, 1976) и согласуются с изменением гранулометрических и минералогических характеристик отложений. Цериевая аномалия слабо отрицательная, в среднем составляет 0.96. Европейская аномалия варьирует от 0.86 до 1.26, положительные (больше 1) ее значения могут свидетельствовать о присутствии плагиоклаза в отложениях разреза. Максимальные значения Eu^* отмечены в отложениях горизонтов 31 и 28. Тетрадный эффект лантаноидов, рассчитанный для третьей (Gd, Tb, Dy, Ho) тетрады (t_3) близок к М-типу (Иванова и др., 2020). Обычно тетрадный эффект М-типа указывает на ассоциацию РЗЭ с твердой фазой (Masuda et al., 1987), т.е. ведущую роль в процессе фракционирования РЗЭ играли сорбционные процессы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные палеонтологические данные позволяют обосновать возраст выделенных в разрезе Улан-Жалга пачек. Присутствие в первой пачке бесцементной корнезубой полевки рода *Borsodia*, которая является важнейшим элементом додогольской фауны (Erbajeva, Alexeeva, 2000; Алексеева, 2005), дает основание датировать слои 1–8 пер-

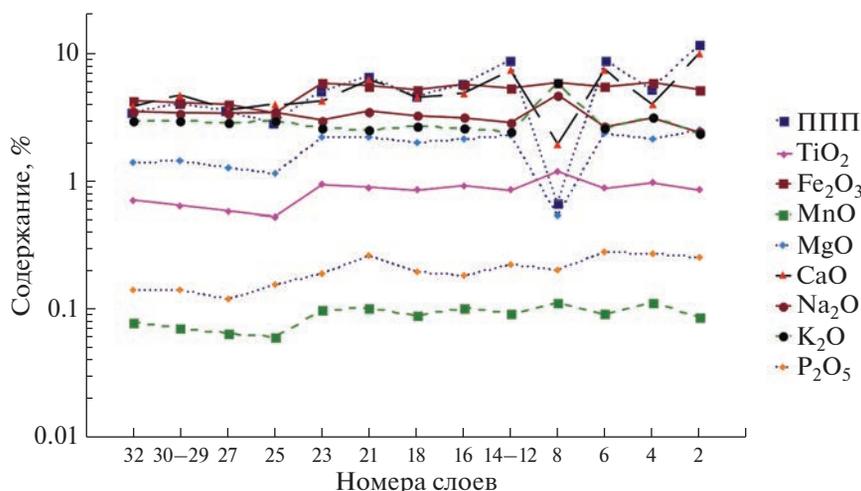


Рис. 12. Средние содержания породообразующих элементов (петрогенные оксиды и ППП) в горизонтах ископаемых почв.

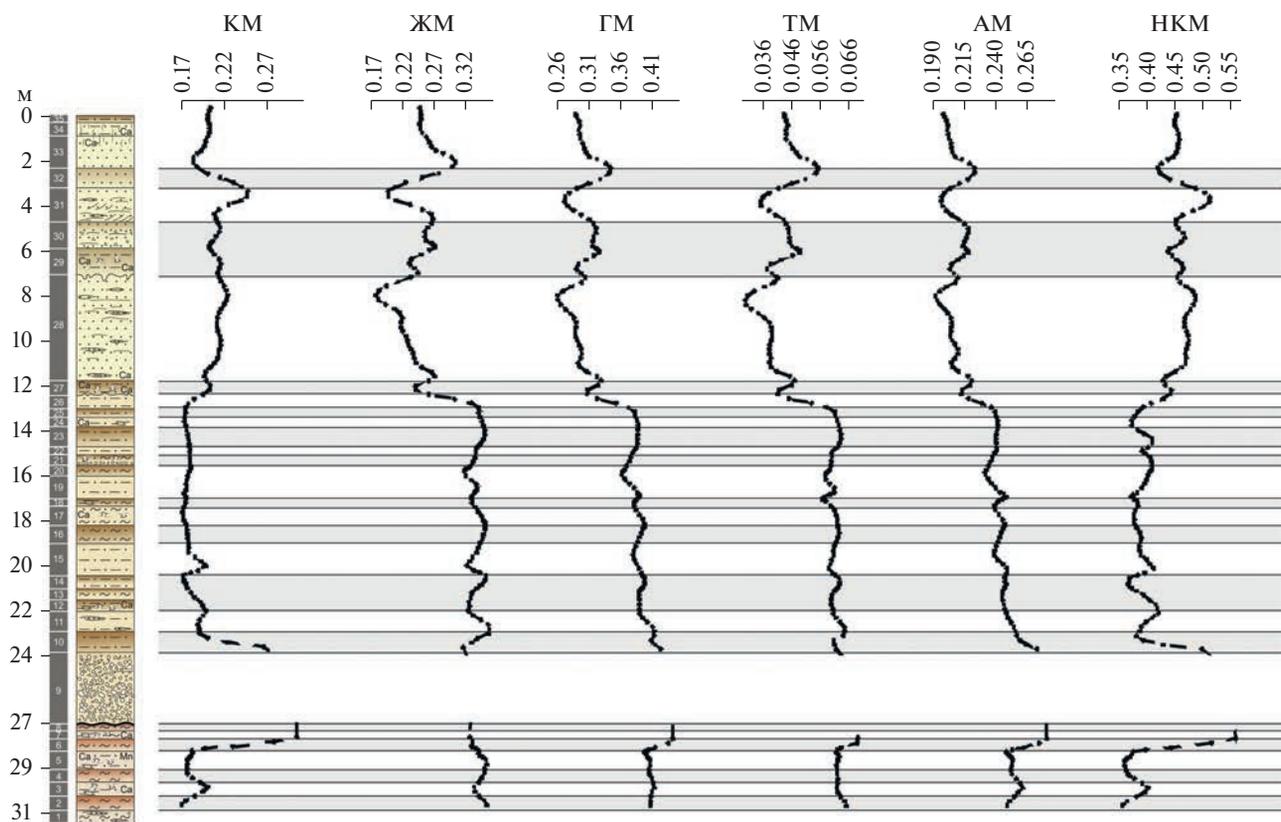


Рис. 13. Изменение петрохимических модулей по разрезу. Условные обозначения см. рис. 3.

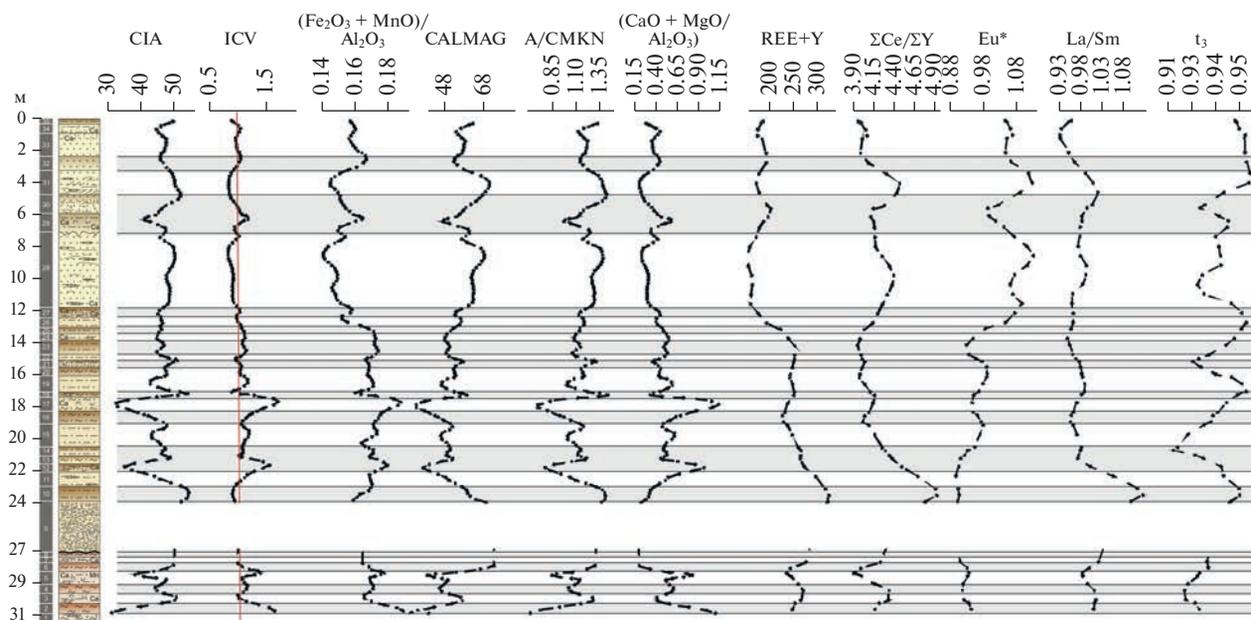


Рис. 14. Изменение геохимических показателей по разрезу. Условные обозначения см. рис. 3.

вой половиной раннего плейстоцена и свидетельствует о наличии открытых степных ландшафтов при семиаридном умеренно теплом климате. По видовому составу фауна третьей пачки отнесена к кудунской и засухинской фаунам (Алексеева, 2005), а наличие в них реперных видов родов *Allophaiomys*, *Terricola* и *Prolagurus* свидетельствует о ее раннеплейстоценовом возрасте, в частности о заключительном этапе этого временного интервала. В четвертой пачке присутствуют характерные виды тологойского фаунистического комплекса: *Eolagurus simplicidens* Young, *Myospalax wongi* Young, *Ochotona gureevi* (Erbajeva). Исчезают представители родов *Allophaiomys*, *Prolagurus* и *Episiphneus*, которых сменяют представители новых родов *Eolagurus*, *Myospalax* и *Lasiopodomys*. Присутствие в фауне представителей тологойского фаунистического комплекса Забайкалья (Erbajeva, Alexeeva, 2000) позволяет отнести отложения пачки 4 к среднему плейстоцену. Во временном интервале смены третьей пачки осадками четвертой, вероятно, произошли значительные изменения в природной среде и, соответственно, в биоте. Видовой состав фауны и характер слагающих осадков свидетельствуют о том, что климат этого временного интервала изменился в сторону иссушения по сравнению с предшествующим периодом и в палеоландшафтах доминирующими становятся сухие степи, полупустынные и пустынные участки. В пятой пачке найдены остатки *Lasiopodomys brandti* Radde – обитателя холодных полярных степей, являющегося характерным видом сообщества мелких млекопитающих позднего плейстоцена в Забайкалье.

Палеомагнитные данные в комплексе с палеонтологическими определениями позволяют оценить время формирования разреза Улан-Жалга в абсолютном исчислении. Фаунистические реперы дают основания для идентификации магнитозон R1 и N2 как аналогов хронов Матуяма и Брюнес соответственно. Вероятным аналогом магнитозоны N1 является субхрон Харамильо. При такой трактовке накопление пачки 3 началось ~1 млн лет назад, а граница между нижним и средним плейстоценом (граница Матуяма/Брюнес) проходит на глубине 15 м, что согласуется с последовательной сменой фаунистических комплексов.

Главными породообразующими минералами в изученных фракциях (2.0–1.0, 1.0–0.5, 0.5–0.25, 0.25–0.1, 0.1–0.05 мм) отложений разреза являются кварц, полевой шпат, карбонаты кальция, магнетит, гематит-мартит и амфиболы. Причем их суммарное содержание устойчиво меняется от кровли разреза к его основанию: в верхней части заметно доминирует кварц, а в нижней – полевой шпат. Эта смена минеральной ассоциации происходит на глубине 12 м. Тяжелая фракция демонстрирует прямую корреляцию с содержанием кварца в от-

ложениях разреза. Ее доля вслед за кварцем существенно возрастает в верхней части разреза. В этом направлении также возрастает и степень окатанности зерен песчано-алевритовой размерности при обратно пропорциональном уменьшении доли обломков пород, происходит общее огрубление гранулометрического состава отложений. Все это фиксирует смену климатических условий седиментогенеза: формирование верхней толщи разреза, очевидно, происходило на фоне усиления динамики ветровых процессов с поступлением эоловых песков.

Вариации индекса химического выветривания CIA по разрезу в пределах 23.8–58.6 (рис. 14) свидетельствуют о поступлении незрелого материала невыветрелых пород. В качестве границы для разделения отложений, накапливавшихся в условиях холодного/теплого климата, принято значение CIA = 70 (Nesbitt, Young, 1982). Таким образом, формирование отложений разреза происходило в целом в сравнительно холодных аридных/семиаридных обстановках при слабо развитых процессах выщелачивания. Низкие значения CIA свойственны обогащенным карбонатами слоям 29, 17, 12, 5 и 1. Максимальные значения CIA отмечены в слоях палеопочв 6, 18, 31.

При изучении аридных обстановок определяется также индекс CALMAG – индикатор тесной связи с влажностью, в частности со среднегодовым количеством осадков (Юдович, Кетрис, 2000). Значения CALMAG показывают большую варибельность и изменяются по разрезу в интервале 23.33–79.84. Максимальные значения соответствуют слоям 6, 10, 28, 31; они снижаются к слою 1, для которого характерны минимальные величины; это свидетельствует о падении уровня гумидности среды (об уменьшении количества осадков во время формирования отложений). Индекс зрелости осадков I_{CV} изменяется по разрезу от 0.8 до 2.3; для слоев 25–1 значения более высокие, чем для слоев 26–35. Соответственно, роль эоловых процессов в формировании слоев 25–1 была выше, чем при формировании слоев 26–35. Значения I_{CV} > 1 характерны для незрелых отложений с малым количеством глинистых минералов, максимальные значения (2 и 2.3) отмечены в слоях 9 и 14. Индекс A/CMKN – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO})$ – показывает распределение значений, соответствующее характеру распределения CALMAG. Его значения изменяются от 0.5 до 1.6. Поскольку возрастание значений данного индекса связано с активностью процессов выщелачивания, можно предположить, что накопление отложений слоев 6, 10, 28, 31 происходило в условиях постепенного уменьшения увлажненности палеосреды и снижения влияния химического выветривания. Минимальные значения A/CMKN для слоев 2, 5, 12, 17 предполагают их накопление

в более аридной обстановке при минимальной степени гумидности, с возрастанием ее при формировании слоев 3, 6, 13, 18. С представленной динамикой изменения среды хорошо согласуется распределение значений индекса карбонатности $(CaO + MgO)/Al_2O_3$. Кривая его значений обратно пропорциональна кривой A/СМКН. Он варьирует по разрезу от 0.14 (в основании слоя 6) до 1.74 (в слое 17); повышенные значения фиксируются в слое 12, верхней части слоя 2, 5 и 15, что свидетельствует о наибольшей окисленности отложений и их накоплении в наиболее аридных условиях.

Фракционирование ЛРЗЭ, СРЗЭ и ТРЗЭ в осадках могло быть связано с различными соотношениями присутствующих Fe- и Mn-оксидов (гидроксидов) и карбонатов. Легкие РЗЭ сорбируются преимущественно и быстрее на поверхности гидроокислов, по сравнению с тяжелыми РЗЭ, особенно с увеличением pH раствора (De Baar et al., 1988). Образование карбонатов приводит к преимущественной сорбции ТРЗЭ, обогащению осадка тяжелыми редкими землями и уменьшению коэффициента $\Sigma Ce/\Sigma Y$, что в нашем случае могло происходить при недостатке влаги — в аридных условиях.

В раннем диагенезе отложений, происходившем в криогенных условиях, при повышении щелочности поровых растворов и их высокой ионной силе, глинистая фракция могла обогащаться СРЗЭ, которые проявляют способность сорбироваться на поверхности глинистых частиц или вступают в реакции ионного обмена с катионами щелочных и щелочноземельных металлов, находящихся в гексагональных углублениях межслоевых промежутков в структурах глинистых минералов. Низкие значения La/Sm свидетельствуют, таким образом, о накоплении СРЗЭ. Уменьшение значений тетрадного эффекта t_3 в ряде горизонтов (3, 5, 7, 17 и 21) с криогенными текстурами может быть свидетельством криогенных условий их образования, так как этот параметр отражает фракционирование СРЗЭ (Иванова и др., 2020).

Распределение показателя La/Sm по разрезу позволяет выделить участки профиля, затронутые криогенезом. Для отложений этих уровней характерны минимальные значения коэффициентов засоления, высокие — окисленности, а также низкие значения коэффициентов выщелачивания и окисления, положительная европиевая аномалия, повышенные $\Sigma Ce/\Sigma Y$, пониженные La/Sm.

Условия седиментогенеза. Четкое подразделение исследуемой последовательности осадков разреза Улан-Жалга на две части (толщи) по всем гранулометрическим, геохимическим, петромагнитным и минералогическим данным подразумевает два этапа седиментогенеза с разными условиями. Ниж-

няя толща (12–31 м) представляет собой переслаивание ископаемых почв и лессовидных суглинков, близких по характеристикам к почвам. Преобладающие значения $F < 1$ в этой части разреза указывают на слабую интенсивность ветровой деятельности, что свидетельствует о поступлении материала в виде воздушных аэрозолей (лессов) в основном из дальних источников. Одновременно широкое развитие имели постседиментационные преобразования осадков *in situ*, основными из которых являлись почвообразовательные процессы (в этой части разреза выделяется до 16 горизонтов ископаемых почв). Самая нижняя часть отложений (пачка 1, 27–31 м) с наибольшим количеством глинистого материала, вероятно, образовалась в условиях наиболее высокой теплообеспеченности. Здесь наблюдается самая большая концентрация глинистой и илистой фракций, повышенная агрегированность частиц, наибольшее содержание парамагнитных и магнито жестких минералов, снижение эффективного размера магнитных зерен и их песевдодоменное состояние. Наличие магнито жестких минералов гематита-мартита подтверждается данными минералогических исследований. Все это в комплексе свидетельствует о широком развитии вторичных процессов, в частности почвообразовательных, сопровождавшихся формированием вторичных минералов, в том числе и мелких магнитных зерен, что характерно для более теплого и влажного климата (Evans, Heller, 2003).

При этом периоды почвообразования, соответствующие климатическим оптимумам, сменялись похолоданиями, о чем свидетельствуют следы криогенных процессов, отмеченные в слоях 3, 5, 7, 12, 17, 21, 27 и 29. Грубообломочные образования слоя 9 (пачка 2) являются линзообразным вложением пролювиальных отложений в глинистые субаэральные осадки нижней толщи разреза и не связаны с климатическими циклами. Подобные отложения и сейчас активно формируются на поверхности педимента.

Верхняя часть разреза (пачки 4 и 5) формировалась в других, более суровых климатических условиях. Здесь отмечены три ископаемых почвы с типичными “почвенными” гранулометрическими характеристиками и вмещающие пачки супесчаного состава, интенсивно криотурбированные. По значениям динамического фактора $F \gg 1$ накопление песчаных осадков данной части разреза происходило в высокодинамичной воздушной среде при сильных порывистых ветрах, при этом преобладало поступление обломочного материала из ближних и средних источников сноса посредством волочения и сальтации (~до десятка км). Это отражается и в изменениях минерального состава песчано-алевритовой фракции отложений: в пачках 4 и 5 увеличивается общая доля кварца и тяжелой фракции, улучшается сте-

пень окатанности зерен, а процентное содержание обломков пород падает.

В почвенных горизонтах динамический фактор F варьирует от 0.8 до 2.7, что говорит о снижении ветровой активности в интервалы почвообразования по сравнению с супесчаными горизонтами. Об этом же свидетельствует снижение среднего размера зерна и среднего эффективного размера магнитного зерна в ископаемых почвах. Тем не менее магнитные зерна в палеопочвах находятся в многодоменном состоянии, так же как и в песчано-супесчаных отложениях пачек 4 и 5. Таким образом, в ансамбле магнитных частиц этих палеопочв содержание магнитных зерен микронного и субмикронного размера невелико, хотя в развитых почвах Сибири зерна, как правило, находятся в псевдооднодоменном состоянии (Матасова и др., 2003), то есть содержат заметное количество мелких частиц.

Наиболее развитой почвой в пачках 4 и 5 является слой 29. Совокупный анализ всех гранулометрических параметров позволяет рассматривать интервал, включающий эту ископаемую почву, подстилающий (слой 28) и перекрывающий (слои 30 и 31) ее слои, как комплекс отложений без существенных перерывов в осадконакоплении. Слои 32–34 до современной почвы также могут представлять единый цикллит, между ним и нижележащим цикллитом возможен перерыв. По сравнению с пачками 1 и 3, формирование пачек 4 и 5 происходило дискретно, со стратиграфическими перерывами и в целом в более холодных и динамичных условиях среды.

Гранулометрические данные прямо указывают на климатическую природу различий в формировании верхней и нижней частей разреза Улан-Жалга. Этот тезис независимо подтверждается и остальными приведенными в настоящей работе данными.

Петромагнитные исследования показали, что концентрационно-зависимые петромагнитные характеристики мало информативны для диагностики литотипов, тогда как параметры размера магнитного зерна и магнитной жесткости позволяют четко дифференцировать горизонты разного литологического состава. Более того, поведение всех петромагнитных характеристик подтверждает двучленное строение разреза Улан-Жалга. В пачках 4 и 5 концентрация магнитных минералов выше, магнитная жесткость ниже, размер магнитных зерен крупнее, и они находятся в многодоменном состоянии, тогда как в пачках 1 и 3 наблюдается снижение концентрации магнитных минералов, повышение их магнитной жесткости, уменьшение размеров магнитного зерна и смена многодоменного магнитного состояния на псевдооднодоменное. Граница между этими двумя пачками

проходит, так же как и по результатам других методов, на глубине 12 м.

Сходное поведение гранулометрических и петромагнитных параметров наблюдается и в опорном разрезе Тологой, расположенном в 30 км к юго-западу от разреза Улан-Жалга, который охватывает тот же стратиграфический интервал, но имеет при этом хоть и близкий, но все же несколько иной литологический состав (Матасова и др., 2020). Более того, строение обоих разрезов с одинаковым характером поведения магнитных параметров (содержание парамагнитных минералов, доменное состояние и магнитная жесткость) позволяет предполагать климатическую обусловленность изменений петромагнитных характеристик, общую для обоих разрезов.

Сопоставление разрезов Тологой и Улан-Жалга. Действительно, разрез Улан-Жалга обнаруживает много общего с Тологойским (рис. 15) — важнейшим опорным разрезом позднего кайнозоя Байкальского региона, где прослеживается последовательность отложений от позднего плиоцена до голоцена. При схожем литолого-стратиграфическом строении мощность этих двух разрезов практически совпадает — около 30 м. В разрезе Улан-Жалга выявлено 5 пачек осадков плейстоцена. В разрезе Тологой установлен три толщи: нижняя Тологой 1 (поздний плиоцен и первая половина раннего плейстоцена), средняя Тологой 2 (вторая половина раннего плейстоцена) и верхняя Тологой 3 (средний и поздний плейстоцен). В разрезе Улан-Жалга прослеживается преимущественно лессово-почвенная последовательность с существенным значением делювиальной проработки отложений. Осадки разреза Тологой имеют преимущественно делювиальное происхождение с существенным вкладом эоловых процессов (Ivanova et al., 2019; Матасова и др., 2020). Здесь, как и в разрезе Улан-Жалга, прослеживается чередование континентальных осадков и ряда погребенных почвенных горизонтов, количество последних значительно меньше, чем в Улан-Жалга. Для рассматриваемых разрезов Тологой и Улан-Жалга характерно уникальное разнообразие и представительность ископаемых остатков мелких млекопитающих. Практически на одинаковой глубине в разрезах фиксируется граница хронов Матуяма/Брюнес: в разрезе Улан-Жалга на уровне 15 м, а в разрезе Тологой на уровне 12 м (рис. 15). Изменения гранулометрических и петромагнитных характеристик в толщах разрезов также демонстрируют весьма сходные тренды: верхние части разрезов имеют песчано-алевритовый состав, а нижние — алевритово-глинистый. Оба разреза характеризуются идентичными геоморфологическими позициями и даже относительной высотой и экспозициями расположения уступов, на которых обнажены разрезы. Все эти данные свидетельствуют о сходных темпах и условиях осадконакопления.

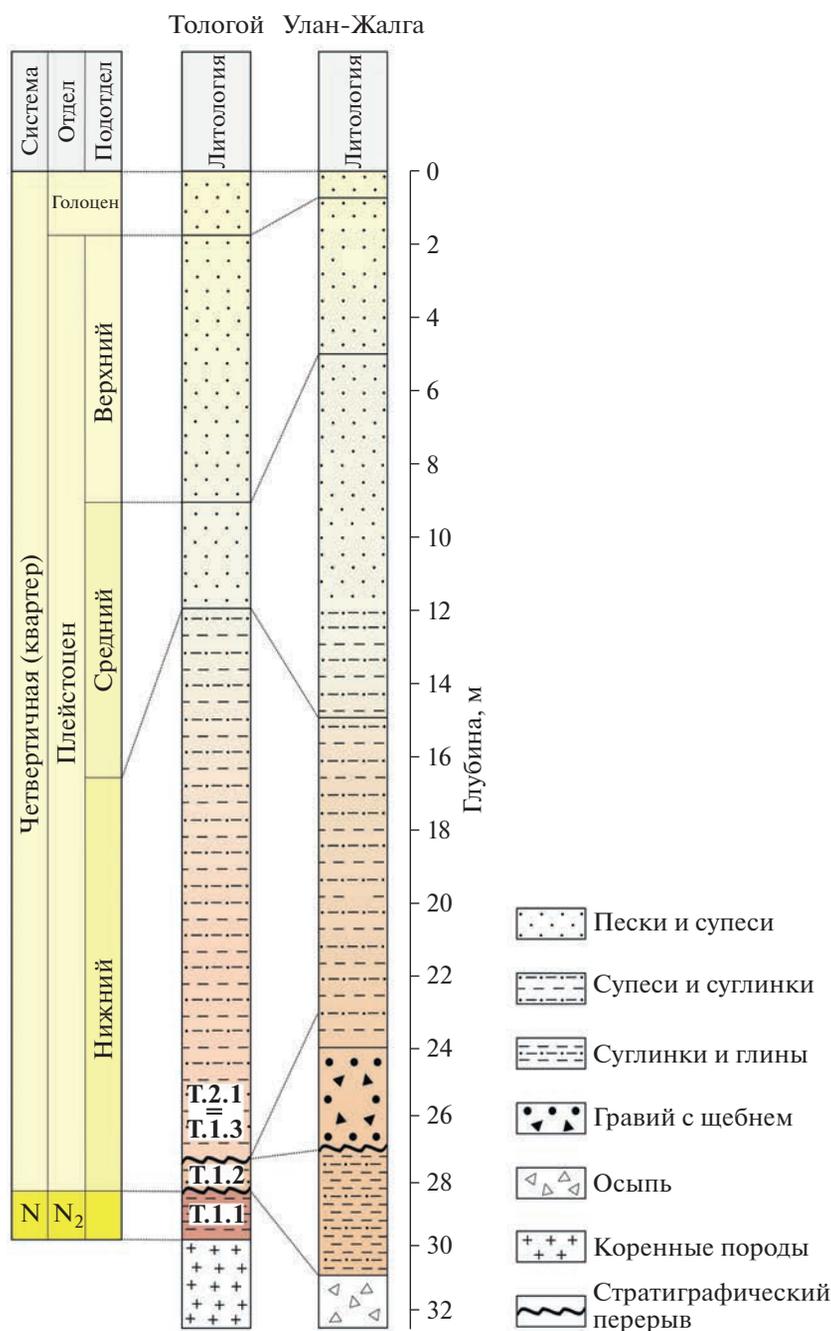


Рис. 15. Схема корреляции сводных разрезов квартера Тологой и Улан-Жалга в Байкальском регионе. На литологической колонке разреза Тологой показана стратиграфическая позиция горизонтов разреза Тологой 1.1 (Т. 1.1), Тологой 1.2 (Т. 1.2), Тологой 1.3 (Т. 1.3) и разреза Тологой 2.1 (Т. 2.1). Литологическое строение разрезов Тологой 1 и 2 представлено в обобщенном виде.

Однако наблюдаются и некоторые различия. В основании разреза Тологой 1 вскрываются позднеплиоценовые образования, залегающие непосредственно на коренных породах (Тологой 1.1). Основание разреза Улан-Жалга сложено красноцветными опесчаненными суглинками с карбонатными стяжениями (пачка 1), а подошва его скрыта под осыпью. Необходимо отметить, что маломощный горизонт подобных красноцветов с

карбонатными стяжениями залегает в Тологойском разрезе с резким размывом над красноцветными глинами позднего плиоцена (Тологой 1.1) — горизонт Тологой 1.2. Этот горизонт содержит остатки мелких млекопитающих раннего плейстоцена, принадлежащих додогольской фауне, выявленной в основании разреза Улан-Жалга, в пачке 1. При этом мощность осадков пачки 1 разреза Улан-Жалга значительно больше, чем гори-

зонта T1.2 в разрезе Тологой (рис. 15). Следует отметить, что горизонт Тологой 1.2 в разрезе Тологой 1 перекрывается палево-серой тонкой супесью горизонта Тологой 1.3, которая вскрывается в основании средней толщи разреза Тологой 2 (горизонт Тологой 2.1), подошва которой не прослежена. Однако бурением установлено, что мощность этих палево-серых супесей может достигать более 10 м.

В отложениях горизонтов Тологой 1.3 и Тологой 2.1 встречены костные остатки, принадлежащие *Spermophilus tologoicus*, *Ochotona cf. tologoica* и *Lasiopodomys cf. mandarinus*, что позволяет считать их одновозрастными. Эти виды мелких млекопитающих найдены также в пачке 3 местонахождения Улан-Жалга, в осадках заключительного этапа раннего плейстоцена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексная интерпретация данных по разрезу Улан-Жалга позволила установить, что слагающие его образования формировались на протяжении раннего, среднего и позднего плейстоцена. Выделенные в разрезе 35 слоев объединяются по фаунистическим комплексам и литолого-фациальным особенностям в 5 пачек, которые, в свою очередь, могут быть объединены в две толщи: нижнюю (слои 1–27, пачки 1–3), сложенную преимущественно алевритовыми лессово-почвенными образованиями с отдельными линзами грубозернистых делювиально-пролювиальных осадков, и верхнюю (слои 28–35, пачки 4–5), выполненную опесчаненными эоловыми отложениями с горизонтами слабо выраженного педогенеза, но с глубокой и повсеместной делювиальной проработкой.

На глубине 15 м в разрезе фиксируется граница хронов Матуяма и Брюнес (0.773 млн лет), а на глубине 23 м – верхняя граница субхрона Харамилью (0.990 млн лет). При этом граница Матуяма/Брюнес совпадает с границей фаунистических комплексов нижнего и среднего плейстоцена.

Формирование разреза отвечает двум этапам осадконакопления, граница между которыми проходит между пачками 3 и 4 (11.8 м) и четко фиксируется петромагнитными, гранулометрическими и геохимическими данными. Изменение петромагнитных и гранулометрических параметров по разрезу имеет климатическую природу и отражает изменения окружающей среды. Наиболее высокой степенью теплообеспеченности характеризовалось формирование самой нижней части разреза (пачка 1). Преобладающие значения $F < 1$ в отложениях всей нижней толщи разреза (за исключением грубообломочной пролювиальной пачки 2) указывают на слабую интенсивность ветровой деятельности, при этом поступление материала осуществлялось в виде воздушных

аэрозолей, в основном из дальних источников. В это время широкое развитие получили педогенные процессы (в пачке 1 выделяется 16 горизонтов ископаемых почв). Верхняя толща разреза формировалась в других, более холодных и сухих условиях с повышенной динамикой эоловых процессов. В палеоландшафтах этого периода доминирующими становятся сухие степи, полупустынные и пустынные участки. Погребенные почвы верхней части разреза менее развиты и сильно нарушены криогенезом. Здесь важно отметить, что циклы почвообразования, соответствующие климатическим оптимумам и фиксируемые во всех хроностратиграфических горизонтах разреза, на всем протяжении истории формирования осадочного архива сменялись похолоданиями, о чем свидетельствуют следы криогенных процессов, отмеченные в слоях 3, 5, 7, 12, 17, 21, 27 и 29.

Таким образом, разрез Улан-Жалга содержит отложения всех основных стратиграфических подразделений плейстоцена, характеризуется разнообразием литолого-фациального строения и палеонтологической многослойностью. Уникальная последовательность из 21 фаунистического горизонта и многочисленных погребенных почв, хорошая степень корреляции палеомагнитной записи с палеонтологическими данными делают природный архив Улан-Жалга ценным объектом для палеогеографического и биостратиграфического анализа, а комплекс полученных результатов позволяет его отнести к числу опорных разрезов для верхнего кайнозоя юга Восточной Сибири. По полноте и детальности климатостратиграфической записи Улан-Жалга не уступает опорному разрезу Тологой, с которым он четко и надежно коррелируется.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (№ 19-17-00216, геологические, геоморфологические, петро- и палеомагнитные, геохимические исследования) и в соответствии с государственными заданиями Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (проект № 0284-2021-0003), Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (проект № FWSG-2021-0003) и Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (№ 122041400214-9). Работы выполнены с использованием оборудования и инфраструктуры Центра коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” Института земной коры Сибирского отделения Российской академии наук по гранту 075-15-2021-682.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К. Комплексные биостратиграфические исследования новейших отложений. Учебно-методическое пособие. Новосибирск: Изд-во НГУ, 2008. 61 с.

- Алексеева Н.В.* Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое. М.: ГЕОС, 2005. 141 с.
- Базаров Д.Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1968. 166 с.
- Базаров Д.Б., Ербаева М.А., Резанов И.Н.* Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1976. 148 с.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
- Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е., Дмитриева Е.Л., Зажигин В.С.* Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1966. 164 с.
- Верзилин Н.Н.* О классификации осадочных пород при литолого-палеогеографических исследованиях // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 11. С. 131–141.
- Гнибиденко З.Н., Ербаева М.А., Поспелова Г.А.* Палеомагнетизм и биостратиграфия некоторых отложений верхнего кайнозоя Западного Забайкалья // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО РАН, 1976. С. 75–95.
- Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р.* Седиментология. М.: Недра, 1980. 640 с.
- Громов И.М.* Некоторые итоги и перспективы изучения ископаемых четвертичных грызунов СССР // Труды ЗИН АН СССР. 1957. Т. 22. С. 90–99.
- Ербаева М.А.* История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М.: Наука, 1970. 132 с.
- Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Хензыхенова Ф.И., Филинов И.А., Намзалова О.Д.-Ц., Нечаев И.О.* Новый опорный разрез плейстоцена Улан-Жалга в Западном Забайкалье // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 3. С. 48–52.
- Зольников И.Д.* Генетические типы и геологическое картирование четвертичных отложений. Методическое пособие. Новосибирск: Изд-во НГУ, 1998. 47 с.
- Зудин А.Н.* Некоторые проблемы транссибирской палеомагнитной корреляции опорных разрезов квартара и региональной стратиграфии // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980. С. 9–118.
- Иванова В.В., Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Алексеева Н.В., Филинов И.А., Кузьмин М.И.* Опорный разрез Тологой (верхний кайнозой, Забайкалье): реконструкция условий и особенностей осадконакопления // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 12. С. 1672–1691.
<https://doi.org/10.15372/GiG2020141>
- Калинин П.И., Алексеев А.О., Савко А.Д.* Лессы, палеопочвы и палеогеография квартара юго-востока Русской равнины. Воронеж: ВГУ, 2009. 139 с.
- Клементьев А.М.* Ископаемая макротериофауна бассейна р. Куйтунки (Западное Забайкалье) // Териофауна России и сопредельных территорий (VIII Съезд териологического общества). Материалы международного совещания, 31 января–2 февраля 2007 г. г. Москва. М.: КМК, 2007. С. 200.
- Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
- Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Зыкина В.С.* Наложение “аляскинской” 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.
- Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Щетников А.А., Ербаева М.А., Филинов И.А.* Новые петро- и палеомагнитные данные по четвертичным отложениям опорного разреза Тологой (Западное Забайкалье) и их палеоклиматическое значение // Физика Земли. 2020. № 3. С. 112–133.
- Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г., Голубева Л.В. и др.* Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1964. 278 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 105).
- Раукас А.В.* Классификация обломочных пород и отложений по гранулометрическому составу. Таллин: Институт геологии АН Эстонской ССР, 1981. 24 с.
- Симонов Ю.Г.* Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во Московского университета, 1972. 251 с.
- Шатров В.А.* Лантаноиды как индикаторы обстановок осадкообразования (на основе анализа опорных разрезов протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2007. 36 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mud-rock chemistry in southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Int. 1977. V. 13. P. 260–267.
- De Baar H.J.W., German C.R., Elderfeld H., van Gaans P.* Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. № 5. P. 1203–1219.
- Dunlop D.J.* Theory and application of the Day plot (M_r/M_s versus H_{cr}/H_c) // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2002. V. 107. Iss. B3. P. 2046–2067.
- Erbajeva M.A., Alexeeva N.V.* Pliocene and Pleistocene biostratigraphic succession of Transbaikalia with emphasis on small mammals // Quaternary Int. 2000. V. 68–71. P. 67–75.
- Evans M.E., Heller F.* Environmental Magnetism. New York: Academic Press, 2003. 299 p.
- Gibbard P.L., Head M.J.* Chapter 30. The Quaternary Period // Geologic Time Scale 2020. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Elsevier, 2020. P. 1217–1257.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L.* The North American Shale Composite: its composition, major, and trace element characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 2469–2482.
- Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 489–508.
- Ivanova V.V., Erbajeva M.A., Shchetnikov A.A., Kazansky A.Yu., Matasova G.G., Alexeeva N.V., Filinov I.I.* Tologoi key section: a unique archive for Pliocene-Pleistocene paleoenvironment dynamics of Transbaikalia, Baikal rift zone // Quaternary Int. 2019. V. 519. P. 58–73.

- Jarvis A., Reuter H.I., Nelson A., Guevara E. Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database. 2008. <http://srtm.csi.cgiar.org>
- Jasonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer // *Geologica Carpathica*. 1998. V. 49. № 3. P. 224–226.
- Kirschvink J.L. The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. Ro. Astron. Soc.* 1980. V. 62. P. 699–718.
- Masuda A., Kawakami O., Oohmoto Y., Takenaka T. Lanthanide tetrad effects in nature: two mutually opposite types, W and M // *Geochem. J.* 1987. V. 21. P. 119–124.
- McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 725–729.
- 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.
- Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*. 2003. V. 58. № 2. P. 341–350.
- Retallack G.J. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. 2nd Ed. Oxford: Blackwell, 2001. 600 p.
- Tauxe L. *Essentials of Paleomagnetism*. Berkeley: University of California Press, 2010. 512 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust; Its Composition and Evolution; An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in paleomagnetism*. Eds. Collinson D.W., Creer K.M., Runkorn S. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254–286.

Рецензенты А.К. Маркова, А.С. Тесаков

Structure and Depositional Environment of the Upper Cenozoic Ulan-Zhalga Reference Section, Western Transbaikalia

A. A. Shchetnikov^{a, b, c, #}, A. Yu. Kazansky^{c, d}, M. A. Erbaeva^e, G. G. Matasova^{a, c}, V. V. Ivanova^{c, f},
I. A. Filinov^{a, c}, F. I. Khenzykhenova^e, O. D.-Ts. Namzalova^e, and I. O. Nechaev^g

^a Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

^b Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

^c Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^d Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^e Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia

^f Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, Saint-Petersburg, Russia

^g Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

[#]e-mail: shch@crust.irk.ru

The results of a comprehensive study of the Upper Cenozoic Ulan-Zhalga reference section in western Transbaikalia are presented. The paleontological, paleomagnetic and rock magnetic, lithological-mineralogical, and geochemical data obtained allowed us to identify and characterize the Lower, Middle, and Upper Pleistocene and Holocene deposits in the section and to reveal the features and conditions of sedimentation. Five members recognized in the section are combined into two sequences: the lower (layers 1–27, units 1–3) and the upper (layers 28–35, units 4–5). The boundary between Matuyama and Brunhes chrons (0.773 Ma) is determined at a depth of 15 m and the upper boundary of the Jaramillo subchron (0.990 Ma) at a depth of 23 m. The Matuyama/Brunhes boundary coincides with the boundary of Lower and Middle Pleistocene faunal complexes. The formation of the section corresponds to two major stages of sedimentation, which boundary is between the units 3 and 4 (depth 11.8 m). Changes in rock magnetic and granulometric parameters over the section has a climatic nature and reflect environmental changes. The formation of the lower part of the section (unit 1), which was accompanied by active pedogenesis, is characterized by the most heat- and moisture-enriched conditions. The upper strata of the section accumulated in colder and drier conditions with increased dynamics of aeolian processes.

Keywords: Transbaikalia, Pleistocene, microtheriofauna, paleomagnetic and rock magnetic analysis, geochemistry of soft sediments, paleoenvironment, lithology