

УДК 551.89;550.93;551.4.06

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ГРИВ ТОБОЛ-ИШИМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

© 2025 г. С. И. Ларин^{1,*}, Н. С. Ларина^{2,**}, В. А. Алексеева^{3,***}, Е. В. Устинова^{1,*}

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

² Тюменский государственный университет, Школа естественных наук, Тюмень, Россия

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия

*e-mail: silarin@yandex.ru

**e-mail: nslarina@yandex.ru

***e-mail: valekseeva@rambler.ru

Поступила в редакцию 09.07.2025 г.

После доработки 16.08.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

Целью работы являлось установление генезиса грив Тобол-Ишимского междуречья — линейно вытянутых, субпараллельных мезоформ рельефа, ориентированных с северо-востока на юго-запад, сформированных на разных элементах древнего рельефа. Эта актуальная проблема — предмет многолетних дискуссий в геоморфологии и палеогеографии. В задачи работы входили: реконструкция условий формирования и установление возраста отложений грив полевыми и аналитическими (гранулометрия, морфоскопия зерен кварца, удельная магнитная восприимчивость, коэффициент криогенной контрастности) методами. В результате работ установлено, что гривы сложены желтовато-бурым, низкосортированным мелким песком с большой долей глинистой и алевритовой компоненты, что свидетельствует об их аккумуляции в единых эоловых условиях. Это подтверждают результаты морфоскопии зерен кварца (доля частиц со следами эолового воздействия составляет от 68–72 до 100%), облекающая параллельная слоистость, постоянные значения удельной магнитной восприимчивости по профилям разрезов грив, одинаковая ориентировка грив, редкая встречаемость палеонтологических остатков. Соотношение котловин выдувания с расположенными к востоку от них гривами и холмами отражает преобладание западных ветров при их формировании. Верхняя часть разрезов грив — покровные лессовидные отложения, с резкой нижней границей перекрывающие нижележащие осадки разного генезиса и возраста. Толщи грив отличаются от меж- и внегривных осадков за счет различной динамики седименто- и гипергенеза. В верхних частях разрезов грив заметно воздействие криогенеза на отложения. Доля зерен кварца со следами криогенного воздействия составляет здесь от 36–68 до 64–96%. При формировании грив климат изменялся от умеренно-влажного до холодного аридного. На фоне низких коэффициентов криогенной контрастности — индикаторов сезонной мерзлоты и положительных средних годовых температур грунта, единичные высокие значения коэффициентов криогенной контрастности — свидетели сплошной мерзлоты, низкой температуры грунтов, существования ландшафтов холодных полупустынь и пустынь. Методом оптико-стимулированной люминесценции из осадков грив получены даты в хроноинтервале от ~34 до ~26 тыс. л. н.

Ключевые слова: грядово-ложбинный рельеф, Западная Сибирь, покровные отложения, поздний неоплейстоцен, морфоскопия, гранулометрия, эоловая аккумуляция, оптико-стимулированная люминесценция, коэффициент криогенной контрастности

DOI: 10.7868/S2658697525060084

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

На юге Западной Сибири широко распространен комплекс морфологически выраженных мезоформ рельефа и слагающих их отложений, представленный своеобразными субпараллельными грядами (местное название — гривы), вытянутыми преимущественно с северо-востока на юго-запад. Вместе с разделяющими их понижениями они образуют своеобразный гривно-ложбинный рельеф на генетически и гипсометрически разнородных поверхностях (рис. 1а, б, в). Наиболее обширные районы его распространения: Бийско-Барнаульский, Барабинский, Притюкалинский, Тоболо-Ишимский, а также обособленный район в Кондинской низине (Волков, 1976).

В пределах Тобол-Ишимского междуречья гривный рельеф наиболее распространен в его южной части. В центральной и восточной части междуречья он имеет площадное развитие. Максимальная абсолютная высота участков гривного рельефа в центральной части междуречья составляет 150–165 м (Белецкая, 1979а; Пилькевич, 1988). Вершины отдельных грив лежат на абсолютных отметках 170–173 м. Гривы различаются по форме и длине. Встречаются прямолинейные, извилистые и серповидные формы грив. Длина их колеблется от 0,8 до 14 км, при ширине от 0,2–0,5 км до 1,5 км и постепенно уменьшается по направлению с юга на север. Относительная высота грив составляет от 3 до 20 м. Вершины грив плосковыпуклые, без

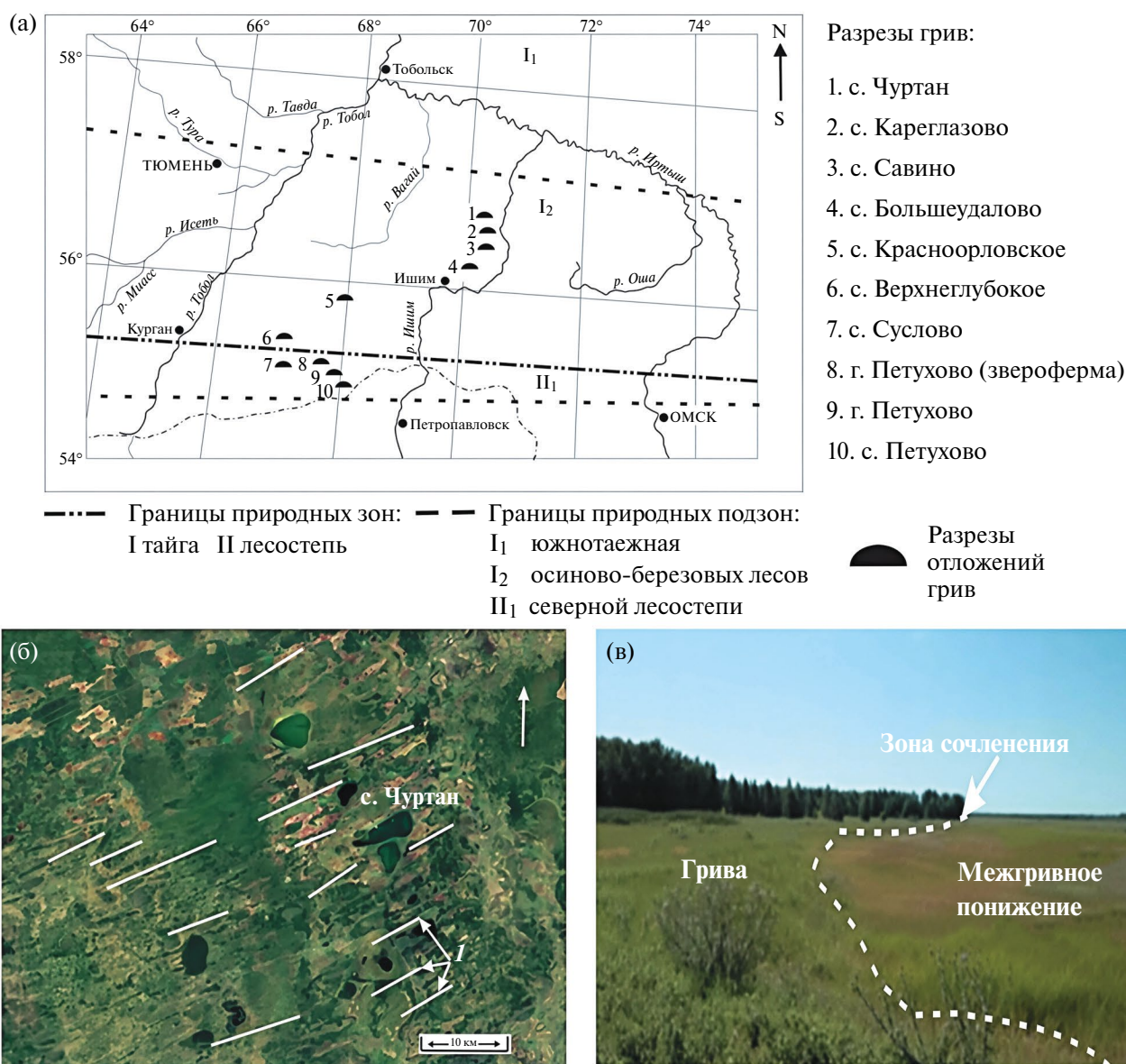


Рис. 1. Гривно-ложбинный рельеф юго-западной части Западной Сибири (Тобол-Ишимское междуречье: картограмма расположения грив (а); на космоснимке Google Earth (I — расположение грив) (б); сочленение гривы и межгривной ложбины, окрестности с. Зотово, Петуховский р-он, Курганская обл. Фотография С.И. Ларина.

четко выраженного гребня. На них встречаются блюдцеобразные или вытянутые вдоль длинной оси западины длиной до нескольких десятков или сотен метров. Число и глубина западин увеличивается с юга на север. Склоны грив пологие, около 5° – 7° вдоль короткой оси и 3° – 5° — вдоль длинной. Длинные оси грив ориентированы преимущественно с запад–юго-запада на восток–северо-восток. Азимут их варьирует от 42° — в долине Ишима до 88° — на Tobол-Ишимском междуречье (Городецкая, 1972). По определениям И.В. Пилькевич (1988) азимуты грив составляют 65° – 85° . Крайние пределы колебаний азимута 156 грив территории Петропавловского Приишмья 50° – 85° , при расчете для каждого гривного района 66° – 76° (Белецкая, 1979а). Н.П. Белецкая отмечает тенденцию уменьшения азимута по мере движения от северной границы (75° – 76°) к южной (69°). Встречаются короткие гривы с ориентировкой в северном направлении. Иногда гривы сливаются своими основаниями, представляя собой параллельные и кулисообразные комплексы грив. Коэффициент формы как отношение ширины к длине, рассчитанный для 564 грив Петропавловского Приишмья, показал постоянство формы грив и их аккумулятивный генезис (Белецкая, 1979а). Межгривные понижения имеют плоское дно, часто осложненное неглубокими котловинами, в которых расположены озера и болота. Ширина межгривных понижений почти всегда больше ширины грив.

Несмотря на большой объем информации о распространении, морфологии, морфометрии, ориентировке и геологическом строении грядовых комплексов, происхождение гряд до сих пор остается актуальной проблемой геоморфологии и палеогеографии юга Западной Сибири и предметом многолетних дискуссий.

Цель исследования — определить генезис грив Tobол-Ишимского междуречья на основе изучения условий формирования и определения абсолютного возраста слагающих их отложений.

Для решения поставленной цели использован комплекс современных полевых и аналитических методов. По стенкам карьеров на глубину до 5–12 м изучены вещественный состав, текстуры, слоистость и структуры осадков грив. Методом оптико-стимулированной люминесценции определен возраст осадков грив. Происхождение гривного рельефа объясняют воздействием флювиогляциальных процессов (Орлов, 1959), взаимодействием тектоники, морозобойной трещиноватости, плоскостного смыва и солифлюкции (Альтер, 1960), субэральными (Мартынов, 1966; Николаев, 1963) или гравитационными процессами (Фиалков,

1964), мерзлотной инверсией (Тарноградский, 1966), воздействием эрозионно-аккумулятивных процессов при повышенном обводнении территории и участии новейших тектонических движений (Городецкая, 1972; и др.), эоловой аккумуляцией в эпохи аридизации климата (Величко и др., 2007; Волков, 1965, 1971; Волков и др., 1969; Зыкина, Зыкин, 2012; Поздняков и др., 2020; и др.), абразионно-аккумулятивными процессами в водной среде на дне водоемов при наличии направленных течений (Белецкая, 1979б), связывают со складчатостью нагнетания, глубинной и глиняной тектоникой осадочного чехла (Генералов, 1981), сдвиговыми тектоническими деформациями (Максимов, 1995), флювиальными катастрофами (Бейзель и др., 2019; Гроссвальд, 1999).

Наиболее популярны “водная” и “эоловая” гипотезы формирования грив. Сторонники “водной” гипотезы (Городецкая, 1972; и др.), отмечают преимущественно горизонтальную слоистость гривных толщ, характерную исключительно для водных осадков и последующее облессование за счет почвообразовательных процессов. Водный генезис гривных толщ, по их мнению, доказывает редкое присутствие обломков хрупких тонкостенных раковин (*Limnaea* — для грив бассейна р. Оми, по В.И. Громову, 1940), местами образующих скопления по плоскостям наслоения осадков, а также однообразные и постоянные по видовому составу комплексы остракод в отдельных районах (Пилькевич, 1988). Гривы, выработанные в древних дочетвертичных плотных неслоистых глинах, они считают скульптурными формами. Сторонники “эоловой” гипотезы (Волков и др., 1969; и др.) обращают внимание на “привязанность” гривного рельефа к покрову лессовидных отложений, правильность чередования гряд с межгрядовыми понижениями, сигаровидную форму, выдержанность размеров и ориентировки гряд, которая не следует контурам древнего рельефа, а с несогласием “наложена” на них. Не согласуется, по их мнению, с размещением грив и современная гидросеть, она разрезает гривные комплексы, либо к ним приспосабливается. Важные особенности — наличие “котловин выдувания”, сопряженных с гривами и холмами серповидной формы, располагающимися непосредственно восточнее озерных котловин, редкая встречаемость палеонтологических остатков и облекающая параллельная слоистость гривных отложений. Большинство грив размещено в виде фронтов из 5–12 грив. Ширина межгривных понижений на участках фронтов равна или чуть больше ширины самих грив. Они начинаются на междуречной равнине, оканчиваются на склоне или дне понижений, котловин

и долин. В современных речных долинах гривы распространены на склонах и террасах, включая вторую надпойменную. В Тобол-Ишимском междуречье многие гривы перегораживают поперек древние ложбины стока субмеридионального простирания, разбивая их на замкнутые понижения (см. рис. 1).

Анализ данных по морфологии, морфометрии, ориентировке, геоморфологическом положении грив и парагенетически связанных с ними форм рельефа, полевые и аналитические данные о составе, слоистости и свойствах отложений грив Тобол-Ишимского междуречья, свидетельствуют об их формировании в условиях активного проявления эоловых процессов. Это совпадает с выводами исследователей (Волков и др., 1969; Зыкина, Зыкин, 2012; Поздняков и др., 2020; и др.) о преимущественно эолово-аккумулятивном генезисе гривного комплекса рельефа. В процессе аккумуляции отложений грив определенную роль играли криогенные факторы.

Решение проблемы происхождения гривно-ложбинного рельефа имеет большое значение для геоморфологии и палеогеографии, поскольку аналогичные реликтовые формы рельефа известны и в других регионах. К ним относят бугры Бэра в Нижнем Поволжье и Прикаспийской низменности (Волков, 1971), мелкобугристые и мелкогрядовые древние эоловые пески низких надпойменных террас юга Средней и Восточной Сибири, бадары и куйтуны в Прибайкалье и Забайкалье (Баженова и др., 1997; Волков, 1976; Иванов, 1966; Олюнин, 1978; и др.), древние эоловые пески и параболические дюны-тукуланы в бассейнах рр. Вилюя и Лены в Якутии (Галанин, 2018; Колпаков, 1983; и др.), “ледовый комплекс” и составляющую его едомную свиту на северо-востоке России (Томирдиаро, 1980).

Грядово-ложбинные ориентированные комплексы известны также в Северной Америке в штатах Южная и Северная Каролина (США) (Markewich, Markewich, 1994; Markewich et al., 2015), на Великих Равнинах (дюны штата Небраска, США) (Baldauf et al., 2019) на юго-востоке США (материковые дюны — гряды *raha*) (Iannicelli, 2003; Prior, 1991; Scholtes, 1951). Авторами настоящей работы в разных аспектах изучены отложения грив Тобол-Ишимского и Ишим-Иртышского междуречий (Алексеева и др., 2022; Ларин, Лаухин, 2014; Ларин и др., 2019, 2020а, 2021, 2024; и др.).

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований в административном плане относится к Тюменской и Курганской областям Российской Федерации, в природном

отношении находится в пределах подтаежной и лесостепной части Тобол-Ишимского междуречья на юго-западе Западно-Сибирской равнины (см. рис. 1).

Подтаежный тип ландшафта Тобол-Ишимского междуречья характеризуется преобладанием мелколиственных березовых лесов с травянистым или гипново-травяным напочвенным покровом, местами с елью сибирской. Здесь развиты низинные травяно-кустарниковые болота с сограми и рядами, много озер. В сочетании с луговыми полянами (еланями) и осоковыми болотами в долинах рек встречаются липово-березовые травяные сообщества на дерново-подзолистых почвах. На покровных карбонатных суглинках формируются дерново-подзолистые почвы, иногда со вторым гумусовым горизонтом.

Среднегодовая температура изменяется незначительно по территории от $+0.7^{\circ}\text{C}$ в Тюмени до -0.1°C в Балахлее. Самый холодный месяц в году январь, иногда февраль. Средняя температура января в Викулово -18.8°C . Средняя температура июля по широте изменяется незначительно: в Тюмени $+17.8^{\circ}\text{C}$, в Викулово $+18.6^{\circ}\text{C}$. Годовое количество осадков 350–400 мм. Основное их количество (около 70%) выпадает в теплое время года, с апреля по октябрь (Физико-географическое ..., 1973).

Лесостепной тип ландшафта характеризуется сложной структурой с чередованием разной степени засоленности лесных, лугово-степных, солончаково-луговых природных комплексов, займищ, рямов, озер, кочкарных осоково-ивняковых болот и сосновых боров по песчаным террасам. Главные магистральные рр. Иртыш, Тобол и Ишим носят транзитный характер и почти не имеют крупных притоков. Эта территория отличается гидроморфностью, замкнутым стоком в связи с исключительной равнинностью территории, плоско-западинным микрорельефом и засушливостью климата, а также наличием солоноватых, иногда высокоминерализованных хлоридно-натриевых или содовых озер и малых рек. Генезис небольших по размерам плоскостных озер, связывают с суффозионно-просадочными процессами, палеотермокарстом или дефляцией. Под березовыми колками и межколочными лугово-степными ландшафтами сформировались солоды и выщелоченные черноземы. Среднегодовая температура изменяется с северо-запада на юго-восток от $+0.5^{\circ}\text{C}$ до $+0.7^{\circ}\text{C}$. Среднемесячная июльская температура $+18.6^{\circ}\text{C}$, средняя январская -18.9°C . Годовое количество осадков составляет 320–350 мм, с выпадением их главным образом в теплое время года (Физико-географическое ..., 1973).

Для решения поставленной цели были изучены десять разрезов отложений грав в пределах Тобол-Ишимского междуречья (см. рис. 1, 2–4, табл. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для реконструкции генезиса, возраста и условий формирования отложений грав использован комплекс полевых геолого-геоморфологических

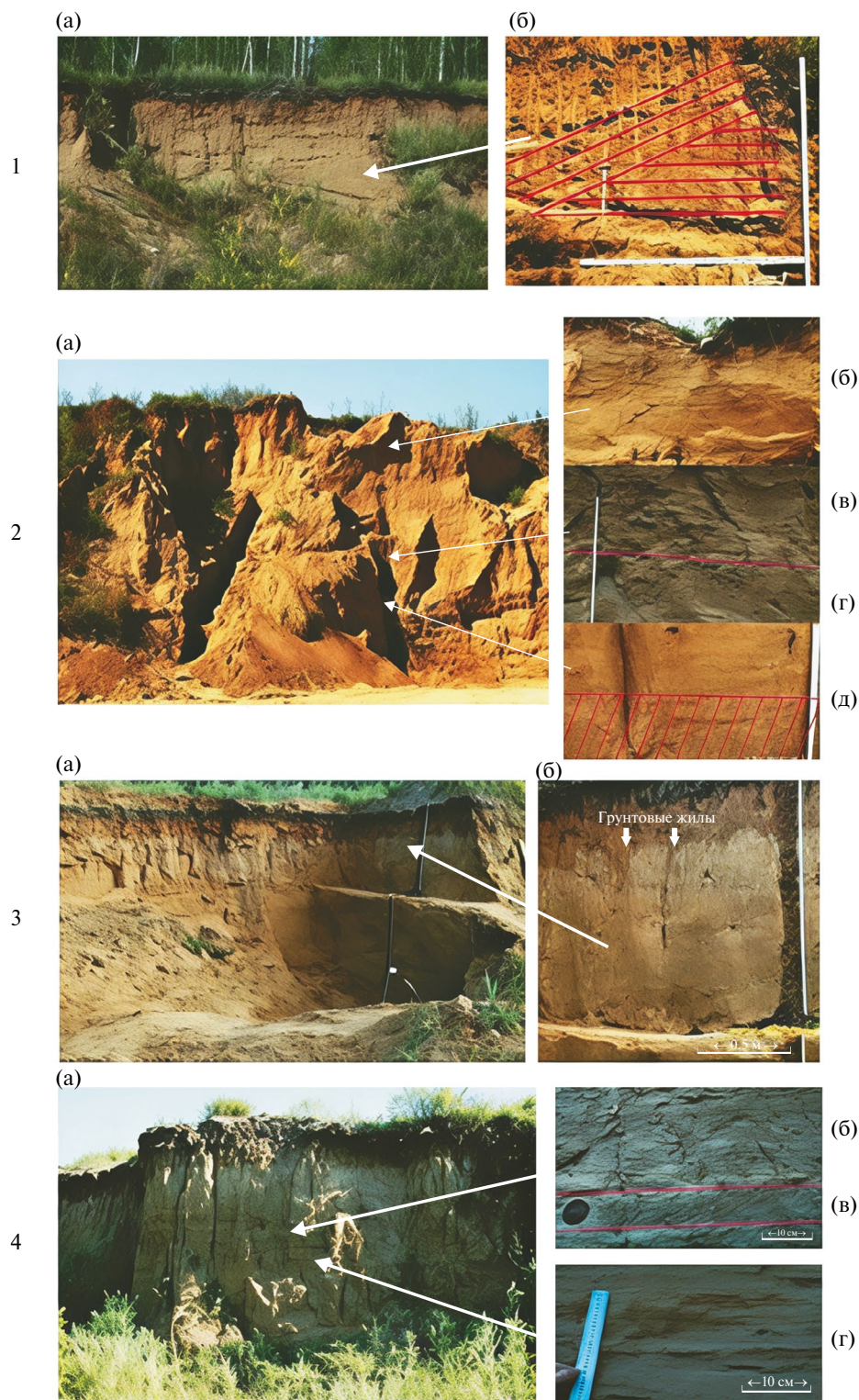


Рис. 2. Разрезы отложений грав и морфологические типы слоистости. 1 — с. Чуртан, а — общий вид разреза, б — фрагмент разреза с косой эоловой слоистостью. 2 — с. Карглазово, а — общий вид разреза; типы и разновидности слоистости: б — волнисто-горизонтальная; в — параллельная горизонтальная; г — параллельная субгоризонтальная; д — косая. 3 — с. Суслово: а — общий вид разреза; б — грунтовые жилы на стенке разреза. 4 — с. Петухово: а — общий вид разреза; типы и разновидности слоистости: б — волнисто-горизонтальная; в — косая; г — параллельная наклонная.

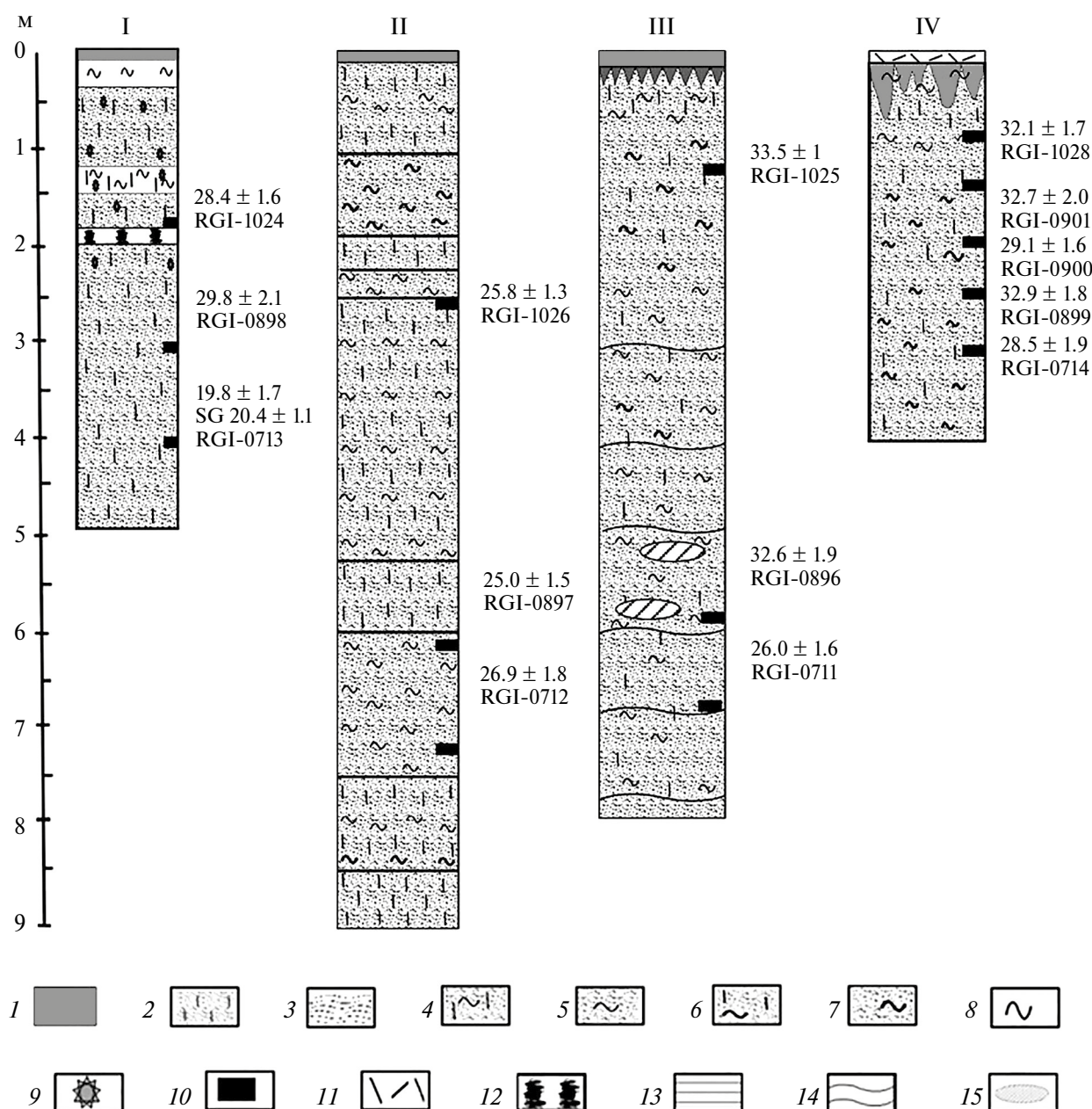


Рис. 3. Геологическое строение грив Тобол-Ишимского междуречья по данным гранулометрии. Разрезы отложений грив: I — Чуртан; II — Кареглазово; III — Большеудалово; IV — Красноорловское. Литология: 1 — современная почва; 2 — алеврит песчаный; 3 — песок мелкозернистый; 4 — песок алевритово-глинистый; 5 — песок глинистый; 6 — песок алевритисто-сильноглинистый; 7 — песок сильноглинистый; 8 — глина песчано-алевритовая; 9 — карбонатные конкреции; 10 — места отбора проб; 11 — антропогенный слой; 12 — следы палеопочвы. Текстуры: 13 — горизонтальная; 14 — волнистая; 15 — линзовидная; 25.8 ± 1.3 — положение ОСЛ-дат в разрезе и их возраст, тыс. л. н. *Примечание:* названия фракций в разрезах отложений грив I–IV даны по номенклатуре песчаных алевритовых и глинистых осадков (по В.Т. Фролову, 1993).

(шурфовки, зачистки, послойное описание) и лабораторно-аналитических методов.

Гранулометрический состав отложений изучен ситовым методом и методом пипетки (Воронин, 1986). Фракция менее 0.01 мм отделена отмучиванием. Вес фракции и процентное содержание в образце определялись после просушки. Обработка данных гранулометрического анализа

проводилась в соответствии с принятыми методиками (Кузнецов, 2007; и др.; Фролов, 1992). Графическое выражение результатов анализа сделано в виде нормированных линейных диаграмм с накоплением (в программе MS Excel 2010) и в виде треугольных диаграмм (в программе Origin 2021). По данным гранулометрического состава методом пипетки

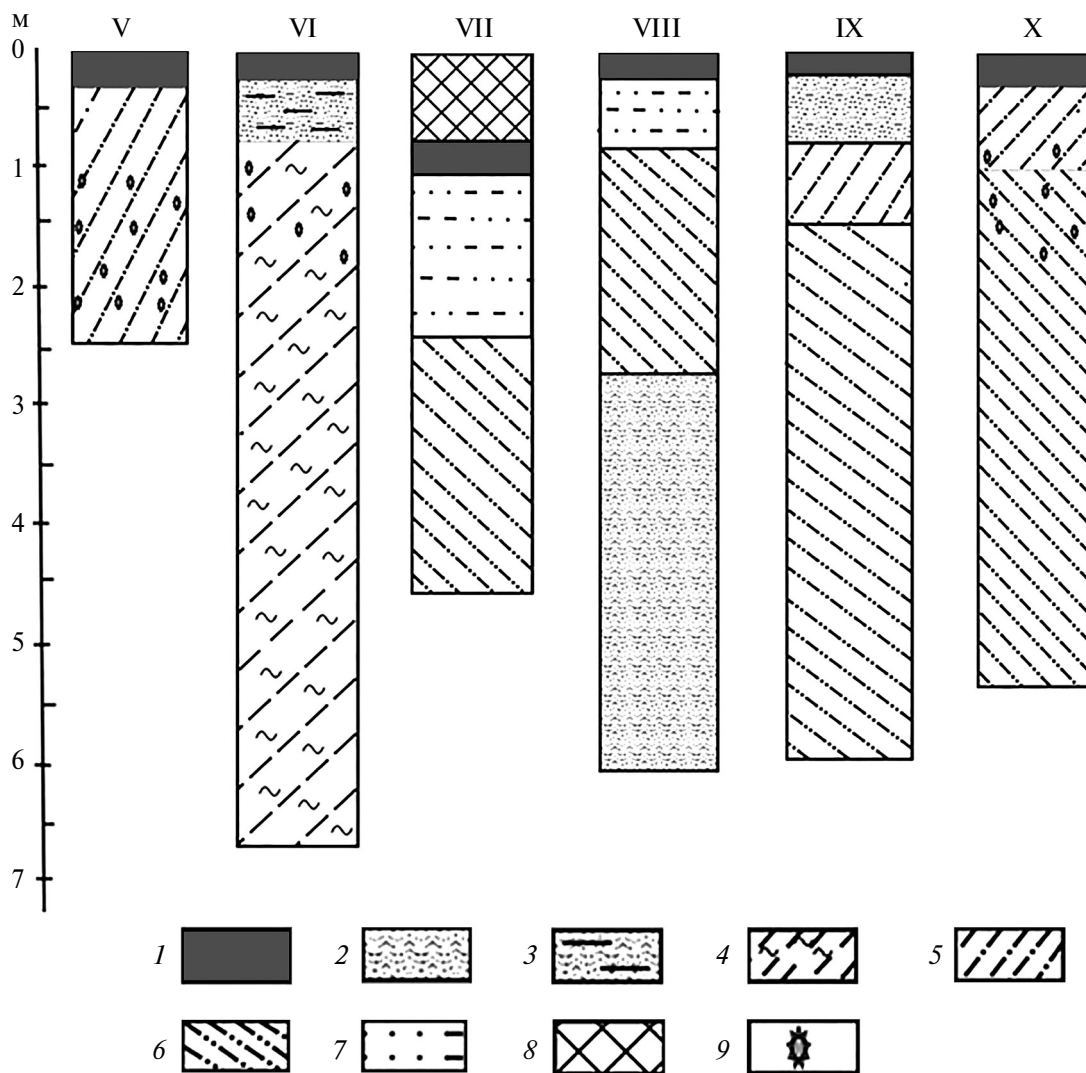


Рис. 4. Геологическое строение грив Тобол-Ишимского междуречья по данным полевых описаний. Разрезы отложений грив: V — Савино; VI — Верхнеглубокое; VII — Суислово; VIII — г. Петухово (звероферма); IX — г. Петухово; X — с. Петухово. Литология: 1 — современная почва; 2 — песок; 3 — песок глинистый; 4 — супесь; 5 — легкий суглинок; 6 — средний суглинок; 7 — тяжелый суглинок; 8 — антропогенный слой; 9 — карбонатные конкреции.

построены кумулятивные кривые с полулогарифмической шкалой, по которым были получены основные статистические показатели [медиана Md , квартили Q_1 (25%) и Q_3 (75%), а также децили 10, 60 и 90%]. Название фракций отложений дано по номенклатуре песчаных, алевритовых и глинистых осадков (Фролов, 1993). Для оценки степени сортировки осадка использован коэффициент П.Д. Траска (Trask, 1932) $So = \sqrt{(Q_3/Q_1)}$, где So — коэффициент сортировки, Q_3 и Q_1 — размер частиц квартили 75 и 25% соответственно и коэффициент асимметрии $Sk = (Q_1 \cdot Q_3)/Md^2$, где Sk — коэффициент асимметрии, Q_3 и Q_1 — размер частиц квартили 75 и 25% соответственно, Md^2 — квадрат размера частиц медианы (квартиль 50%). Коэффициенты эксцесса и неоднородности осадков не могли быть рассчитаны ввиду отсутствия на кумулятивной кривой частиц децили 10% и значительного содержания во всех изученных

образцах частиц глинистой фракции (более 10%). По значениям коэффициента сортировки, отложения разделены на хорошо сортированные ($So < 2$), средне сортированные ($So = 2-3$) и низко сортированные ($So > 3$) (Фролов, 1993). Коэффициент асимметрии: если $Sk > 0$, в образце преобладает мелкая фракция (мода $Mo >$ медианы Md), если $Sk < 0$, преобладает крупная фракция (мода $Mo <$ медианы Md).

Метод морфоскопии зерен кварца использован для характеристики и условий транспортировки отложений. Образцы для анализа подготавливались по методике (Алексеева, 2005), напылялись золотом в качестве токопроводящего материала. Форма и характер поверхности частиц, изучались для фракции среднего (0.25–0.5 мм) песка. Был использован сканирующий электронный микроскоп SEM TESCAN VEGA 3 LMU при ускоряющем высоком напряжении 15–30 keV,

Таблица 1. Разрезы отложений грив, изученные в пределах Тобол-Ишимского междуречья

№ п/п	Разрез	Географические координаты разреза	Морфометрия грив		
			Длина, км	Ширина, км	Абсолютная / Относительная высота, м
1	с. Чуртан	56°42'37.8" с.ш., 70°34'15.8" в.д.	2.9	0.7–0.8	72/7
2	с. Кареглазово	56°18'29.1" с.ш., 70°26'49.4" в.д.	1.3	0.5–0.6	85/12
3	с. Савино	56°11'29.3" с.ш., 69°31'22.2" в.д.	1.5	0.6	109/5–9
4	с. Большеудалово	56°11'14.19" с.ш., 69°21'24.4" в.д.	1.0	0.8	105–109/17
5	с. Красноорловское	55°58'25.4" с.ш., 68°00'59.6" в.д.	0.8–1.0	0.4	143/9
6	с. Верхнеглубокое	55°17'41.0" с.ш., 66°30'04.1" в.д.	1.4	0.4	149/20
7	с. Суслово	55°11'37.6" с.ш., 67°31'24.3" в.д.	3.0	0.6–1.1	148/8
8	г. Петухово, звероферма	55°01'58.6" с.ш., 67°54'57.9" в.д.	3.3	0.6–1.4	143/11
9	г. Петухово	55°02'38.0" с.ш., 67°55'56.5" в.д.	2.8	0.6–0.7	148/14
10	с. Петухово	55°06'03.0" с.ш., 67°56'49.3" в.д.	1.0	0.6	138/13

в режиме SE (Secondary Electron Image) и высоком вакууме (HV) с увеличением от 300–400 раз (целые зерна) до 1500–2000 раз (фрагменты зерен, отдельные элементы поверхности). Из каждого образца исследовалось по 25 случайно отобранных зерен кварца. Комбинация признаков морфоскопии песчаных зерен использовалась для определения их генезиса (Алексеева, 2003, 2005; Krinsley, Doornkamp, 2011; Mahaney, 2002). Основные критерии выделения морфогенетических групп по морфологии кварцевых зерен: общие морфологические особенности (форма и характер рельефа поверхности зерна), элементы поверхности, образованные в результате механического воздействия на зерна (сколы, ступени, поверхности расколов, царапины, желобки, V-образные микроуглубления, мелкочапчатый микрорельеф и др.), текстуры, имеющие химическое происхождение (следы травления, скопления прилипших частиц, кремневая пленка и др.). Окатанность зерен кварца оценивалась визуально, по 5-балльной шкале. Для каждого образца вычислялся коэффициент окатанности по формуле А.В. Хабакова (1946), которая характеризует среднюю окатанность зерен в выборке.

В качестве количественного показателя степени участия криогенеза в формировании отложений грив принят *коэффициент криогенной контрастности* (ККК), учитывающий распределение кварца и полевых шпатов по гранулометрическому спектру (Конищев, Рогов, 1994): $ККК = (Q_1/F_1)/(Q_2/F_2)$, где Q_1/F_1 — содержание кварца и полевых шпатов во фракции крупной пыли 0.01–0.05 мм; Q_2/F_2 — содержание кварца и полевых шпатов во фракции тонкого песка 0.05–0.1 мм. Значения $ККК > 1$ показывают определяющую роль криогенных факторов в комплексе гипергенных процессов. $ККК < 1$ указывает на формирование отложений в условиях относительно теплого климата с подчиненной ролью криогенных процессов. Значения ККК генетически связаны со средней годовой температурой поверхности пород (Конищев, 1997), поэтому по ККК определены значения температурного режима грунтов за период формирования гривных толщ, выявлены ландшафты-аналоги и реконструированы палеомерзлотные условия. При интерпретации мерзлотных условий использована классификация Э.Д. Ершова (2002).

Содержание кварца и полевых шпатов фракций осадков 0.05–0.01 мм и 0.05–0.1 мм изучено *методом рентгеновской дифрактометрии* на дифрактометре Bruker D2 Phaser (CuK α -излучение). Рентгеновская диагностика минералов проводилась с использованием сопоставления в базах порошковых данных ICDD PDF2 и COD, полуколичественный фазовый анализ выполнялся с использованием пакета DIFFRAC.EVA.

Для проведения палеоклиматических исследований определены значения удельной магнитной восприимчивости (χ) образцов горных пород и почв из 10 разрезов грив. Мощность изученных гривных толщ составила 5–12 м, интервал отбора проб 10–20 см. Аналитические исследования выполнены в ЦКП ИФХиБПП РАН, г. Пущино (Московская обл.) с использованием Kappabridge KLY-2.

Абсолютный возраст гривных толщ и коррелятных им отложений в Тобол-Ишимском междуречье определен *методом оптически-стимулированной люминесценции* (ОСЛ) в лаборатории ОСЛ Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург) по фракциям кварца 90–180 и 180–250 мкм, протокол измерений SAR со стандартной погрешностью измерения (1σ) на автоматизированной системе ТЛ/ОСЛ датирования RISO TL/OSL Reader DA-20 C/D. Мощность дозы определялась с использованием низкофонового спектрометра гамма-излучения на основе кристалла из чистого германия CANBERRA BE3825. Процедура датирования образцов включала определение палеодозы и мощности дозы. Трубы с образцами вскрывались в помещении с красным светодиодным освещением. Внешняя часть пробы (около 3–5 см с обеих сторон стальной или пластиковой трубы диаметром 5–6 см) отбиралась для определения мощности дозы, оставшаяся внутренняя часть — для определения палеодозы. Мощность дозы измеренных образцов находится в диапазоне 0.94 ± 0.04 – 2.32 ± 0.08 Грей/тыс. лет. Образец из разреза отложений гривы у с. Чуртан, с глубины 4.22–4.27 м (RGI-0713), где мощность дозы достигает 2.05 ± 0.08 Гр/тыс. лет был измерен по навескам и по отдельным зернам кварца (SG). Навеска включала 200–300 зерен кварца, поэтому измеренная палеодоза средняя по всем зернам навески. При измерении по отдельным зернам палеодоза рассчитывалась для каждого зерна, которое дает люминесцентный сигнал. В дюнных песках измеренные значения мощности дозы минимальны и составляют от 0.94 ± 0.04 до 1.26 ± 0.05 Грей/тыс. лет. Рассчитанные палеодозы находятся в диапазоне значений от 12.2 ± 0.9 до 53.5 ± 2.4 Гр.SAR. При этом палеодозы гривных толщ составляют

от 40.4 ± 1.7 до 53.5 ± 2.4 Гр.SAR. В дюнных песках значения палеодозы минимальны и составляют от 12.2 ± 0.9 до 16.6 ± 0.6 Грей/тыс. лет. Максимальное значение палеодозы наблюдается в основании делювиального шлейфа 52 ± 4 Гр.SAR.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Территория Тобол-Ишимского междуречья почти сплошным плащом покрыта палево-желтыми покровными лессовидными образованиями, которые с резкой нижней границей перекрывают нижележащие осадки различного генезиса и возраста (Волков и др., 1969). Резкая граница свидетельствует о частичном сносе материала перед началом аккумуляции. В подошве покровных отложений выявлены погребенные трещины усыхания, первично-грунтовые жилы и псевдоморфозы по ледово-грунтовым жилам, полости которых заполнены эолово-криогенным (Ларин и др., 2020б) субстратом, тождественным нижней части покрова. Зияющие трещины и жилы в геологическом отношении достаточно эфемерные образования и не могли долго сохраняться, поэтому формировались одновременно с началом накопления покровной толщи.

Наблюдения в открытых выработках (стенки карьеров, канавы) показывают, что осадки грив, являясь частью покровного комплекса, имеют лессовидный облик, повышенную пористость, карбонатность (Волков и др., 1969; Ларин и др., 2015; и др.). Изучение покровных отложений грив Тобол-Ишимского междуречья показало их генетическую самостоятельность и принадлежность по типу структуры к миктитам — плохо сортированным породам с преобладанием рыхлых песчано-алевритовых кварц-полевошпатовых и глиняных зерен скелета породы, сцементированных тонкими колломорфными пленками глины (Волков и др., 1969). Этими исследователями на основании матовой поверхности зерен кварца с вмятинами и железистыми примазками, высокой степени окатанности кластических зерен в грубоалевритовой фракции 0.1–0.05 мм, ограниченного содержания бора во фракции <0.001 мм в подошве толщи, однообразного минерального состава осадков по всей площади Тобол-Ишимского междуречья, высказано мнение об эоловом генезисе отложений грив. Высокая степень карбонатности, низкое содержание в них органического вещества, возрастание зрелости глинистых образований от подошвы покрова к его кровле, наличие друзочек гипса и пелитоморфных известково-мергелистых стяжений и ряд других данных, позволило предположить,

что покровные осадки грив формировались в условиях аридного или близкого к нему климата (Волков и др., 1969).

Результаты ОСЛ-датирования отложений грив Тобол-Ишимском междуречья (Ларин и др., 2024), свидетельствуют об их аккумуляции за период около 8 тыс. лет в интервале от 33.5 ± 1.5 (RGI-1025; гл. 1.21–1.27 м) до 25.8 ± 1.3 тыс. л. н. (RGI-1026; гл. 2.79–2.85 м), т.е. в финале МИС-3 и преимущественно во время МИС-2 (см. рис. 3). Исключение составляет относительно молодая дата 19.8 ± 1.7 тыс. л. н. и SG 20.4 ± 1.1 тыс. л. н., с одинаковым индексом (RGI-0713), взятая на глубине 4.22–4.27 м из разреза отложений гривы у с. Чуртан. Формирование покровного делювиального шлейфа, спускающегося с коренного правого борта второй надпойменной террасы в долине р. Ишим началось около 22 ± 2 тыс. л. н. (RGI-0920; гл. 2.33–2.38 м). Верхняя часть разреза перевеянной песчаной толщи на левобережье р. Ик в Иковско-Илецком сосновом бору и приречные дюны, сформировавшиеся в результате перевеявания песчаного аллювия первой надпойменной террасы возле д. Подгорное на правобережье р. Тобол, коррелируют с финальной стадией накопления ельцовского лёсса в Новосибирском Приобье (ОСЛ даты: 17.6 ± 0.9 (RGI-0925; гл. 2.65–2.7 м), 17.4 ± 1.0 (RGI-0924; гл. 1.38–1.44 м), 16.5 ± 1.0 (RGI-0923; гл. 2.65–2.70 м), 16.8 ± 0.9 (RGI-0922; гл. 4.77–4.82 м) тыс. л. н.).

Приречные песчаные дюны, сформировавшиеся возле с. Озерное (Озернинский сосновый бор) на левобережной первой террасе р. Тобол, фиксируют более молодую по возрасту ранне-лоценовую фазу активизации эоловых процессов (ОСЛ-даты: 9.7 ± 0.8 тыс. л. н. (RGI-0921; гл. 1.88–1.93 м) и 12.1 ± 0.9 тыс. л. н. (RGI-1027; гл. 0.75–0.80 м)).

Гранулометрический анализ осадков из изученных разрезов отложений грив Тобол-Ишимского междуречья (см. табл. 1, рис. 5, 6) показывает их преимущественно песчаный состав с большой долей глинистой и алевритовой компоненты (по номенклатуре В.Т. Фролова, 1993). Поскольку значения коэффициента сортировки осадков $So > 3$, коэффициента асимметрии $Sk > 0$, поэтому в соответствии с принятыми градациями они относятся к низкосортированным, с преобладанием мелкой фракции (мода $Mo >$ медианы Md). Конкретное содержание отдельных гранулометрических фракций по вертикальному профилю разрезов нигде не выходит за указанные пределы (см. рис. 6). Например, в разрезе гривы возле с. Кареглазово снизу вверх последовательно сменяются песок глинистый — сильноглинистый — алевритисто-сильноглинистый — сильноглинистый — алевритово-глинистый (Алексеева и др., 2022). Весь разрез гривы у с. Чуртан сложен песком алевритисто-сильноглинистым, в самой верхней части алевритом песчанистым сильноглинистым. Грива у с. Савина полностью

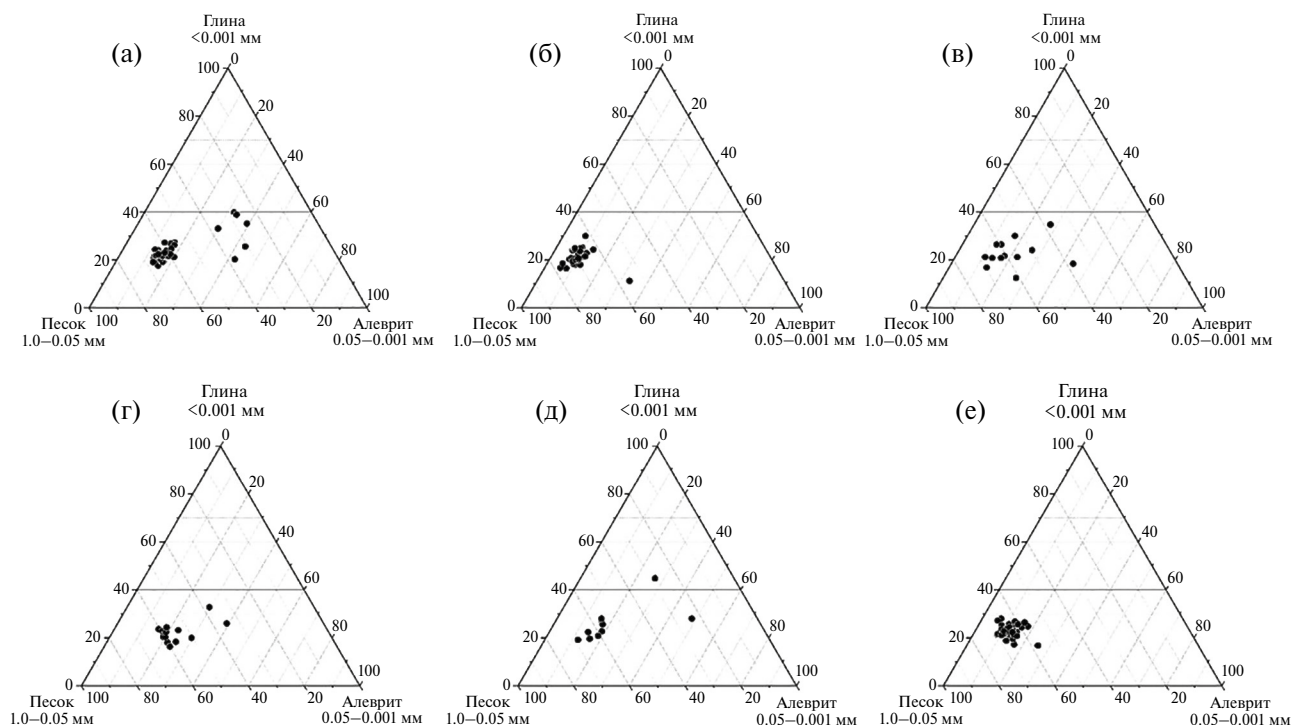


Рис. 5. Треугольные диаграммы гранулометрических спектров отложений грив Тобол-Ишимского междуречья: Чуртан (а), Кареглазово (б), Савино (в), Большеудалово (г), Красноорловское (д), Верхнеглубокое (е).

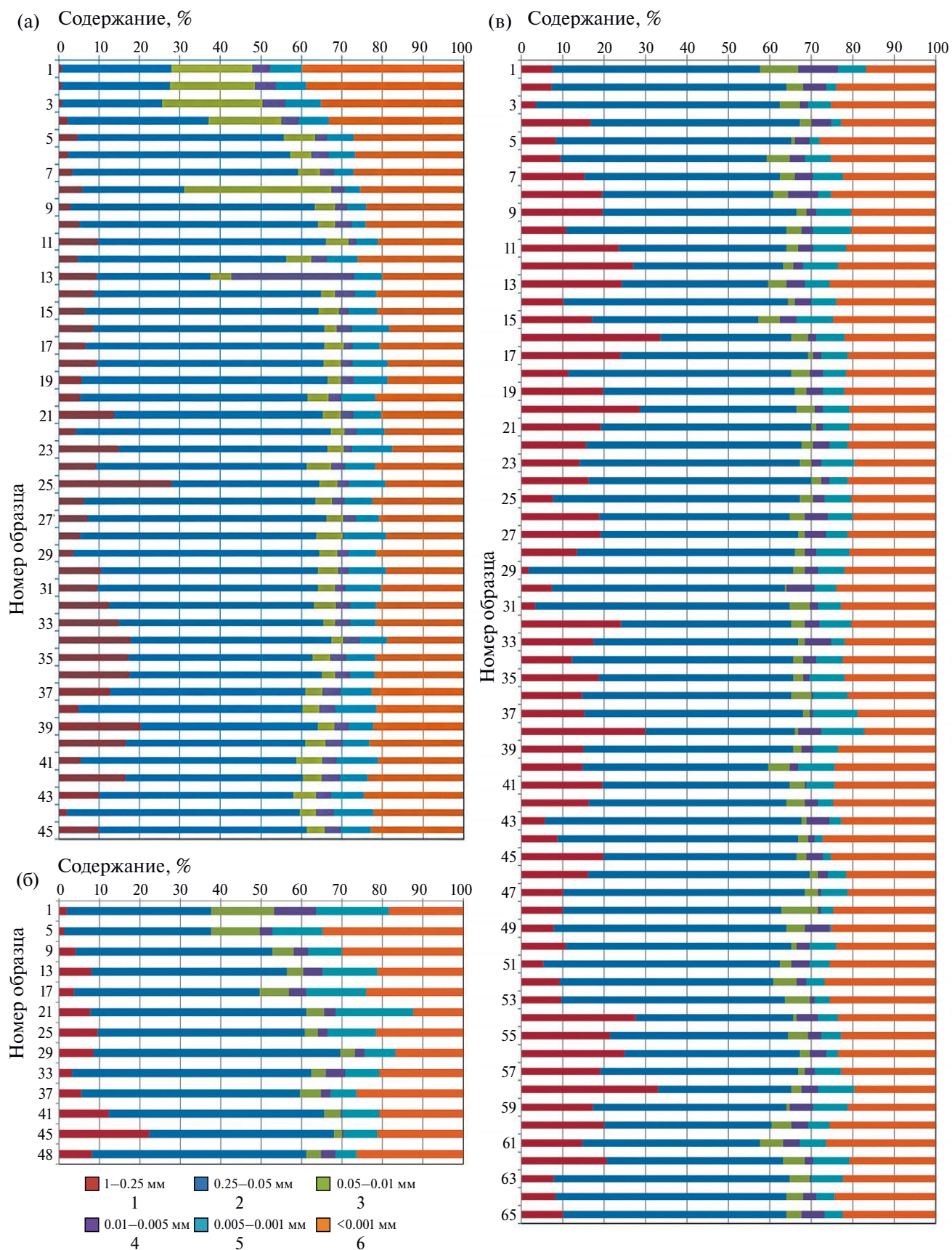


Рис. 6. Гранулометрический состав отложений по вертикальному профилю разрезов глив: с. Чуртан (а), с. Савино (б), с. Верхнеглубокое (в).

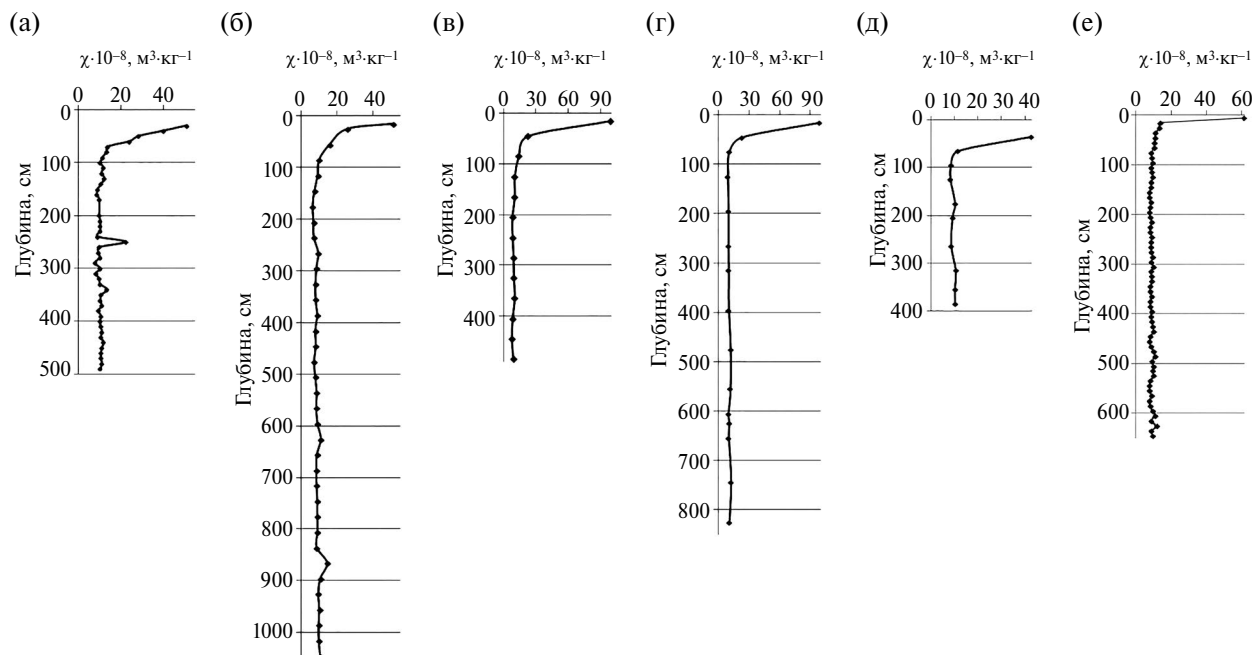


Рис. 7. Распределение удельной магнитной восприимчивости (χ) по разрезам отложений грив: Чуртан (а), Кареглазово (б), Савино (в), Большеудалово (г), Красноорловское (д), Верхнеглубокое (е).

сложена песком алевритисто-сильноглинистым, с прослоем алеврита глинисто-песчаного, в приповерхностной части песком алевритово-глинистым. Грива у с. Верхнеглубокое также полностью сложена песком алевритисто-сильноглинистым, песком сильноглинистым и алевритово-глинистым. Аналогичный состав фракций и в других разрезах.

В целом сходный гранулометрический состав (мелкий глинистый песок и алеврит песчаный глинистый), в совокупности с другими характерными особенностями гривных толщ (цвет, особенности сортировки материала и т.д.), отражает однородные условия седиментации на всей площади распространения гривного рельефа, что возможно только в результате эоловых процессов.

Распределение удельной магнитной восприимчивости (χ) образцов горных пород и почв по вертикальным профилям разрезов грив, подтверждает однородность условий формирования отложений (рис. 7).

Средние значения χ по профилю отложений грив (без почв) находятся в диапазоне от $8.9 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ до $10.6 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ (Ларин и др., 2022). Значения χ по профилю разрезов, ниже современных почв, имеют вид “прямой” с очень небольшими отклонениями значений в сторону увеличения или уменьшения от условной средней линии. Фактические значения χ по профилям отдельных разрезов отложений грив, ниже уровня современных почв, изменяются в относительно небольшом

диапазоне от $7.1 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ до $12.2 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. В приповерхностных частях разрезов грив, соответствующих современным почвам, величины удельной магнитной восприимчивости по сравнению с породой резко возрастают, поскольку здесь в ходе почвообразовательного процесса происходит новообразование ферромагнитных минералов. Поэтому максимальные значения χ наблюдаются на глубинах 0.1–0.3 м: $98.9 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ (Савина, гл. 0.1–0.2 м), $98.6 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ (Большеудалово, гл. 0.1–0.2 м), $51.0 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ (Чуртан, гл. 0.3 м), $50.9 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ (Кареглазово, гл. 0.1–0.2 м), $42.6 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ (Красноорловское, гл. 0.3–0.4 м), $13.8 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ (Верхнеглубокое, гл. 0.1–0.2 м).

Морфоскопия зерен кварца свидетельствует о доминировании зерен кварца со следами переноса в эоловых потоках (Алексеева и др., 2022; Ларин и др., 2019, 2021а, б). В разрезе отложений гривы у с. Чуртан (рис. 8, 9) доля зерен со следами эолового воздействия достигает 88–100%. Здесь полностью отсутствуют угловатые элювиальные зерна без следов транспортировки. Доля зерен, преобразованных в ходе водного переноса, составляет от 4 до 12%, отсутствуя в самом верхнем из изученных образцов. Доля частиц со смешанными чертами переноса в водной и воздушной средах — от 4–8 до 16%. Коэффициент окатанности частиц (по А.В. Хабакову, 1946) — 57–55%.

Особенности морфологии зерен кварца хорошо видны при их увеличении под электронным

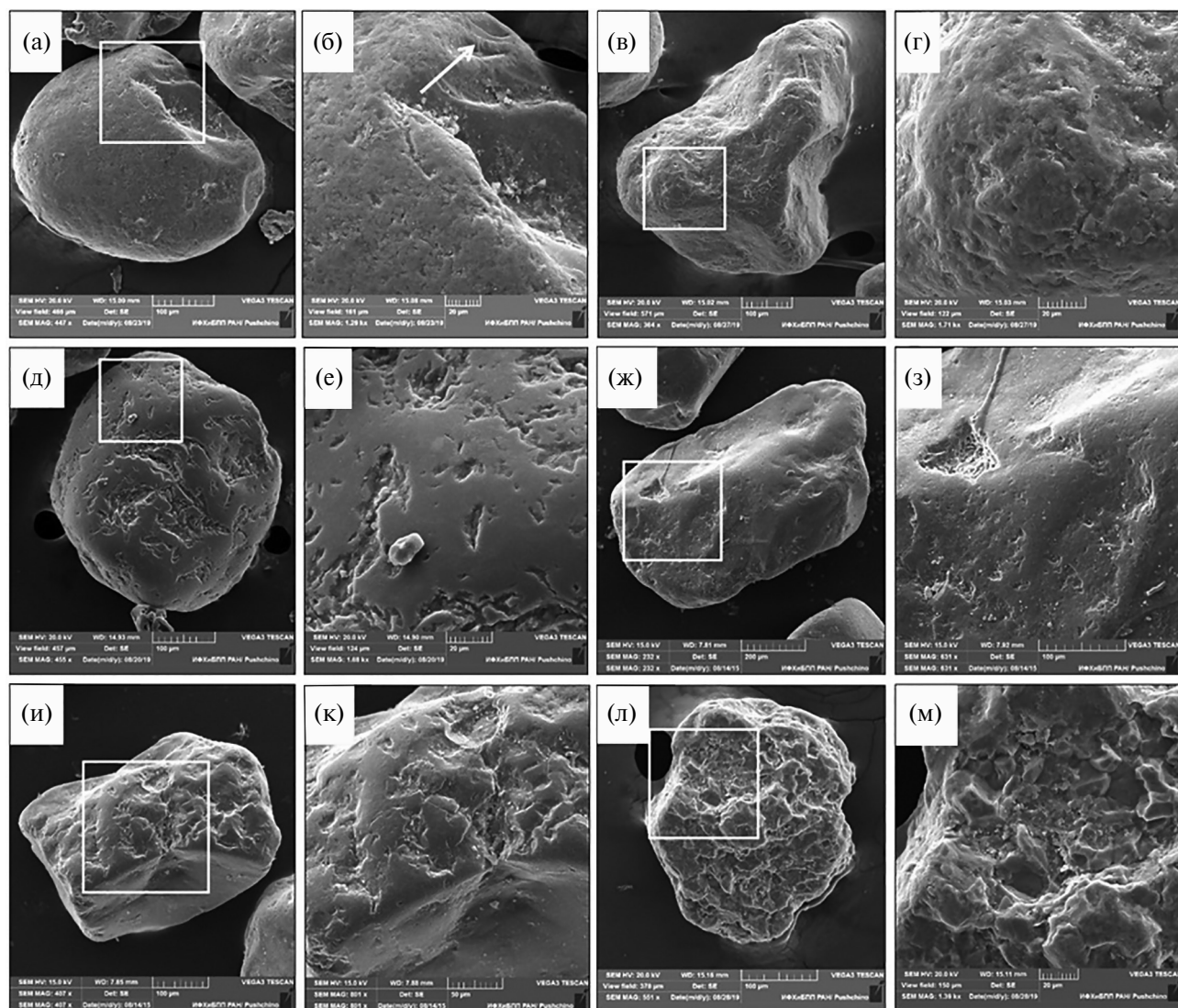


Рис. 8. Морфоскопия кварцевых зерен из отложений разреза Чуртан, фракция 0.25–0.5 мм: (а) хорошо окатанное зерно, III класс окатанности, преобразованное в условиях эолового переноса и впоследствии испытывавшее криогенное преобразование ($\times 447$); (б) увеличенный фрагмент зерна (а) ($\times 1290$); (в) зерно угловато-окатанной формы, II класс окатанности, частично преобразованное в условиях эолового переноса ($\times 364$); (г) фрагмент зерна (в) ($\times 1850$); (д) хорошо окатанное зерно, III класс окатанности, преобразованное в условиях интенсивного водного переноса ($\times 455$); (е) увеличенный фрагмент зерна (д) ($\times 1680$); (ж) зерно угловато-окатанной формы, II класс окатанности, частично преобразованное в условиях водного переноса ($\times 232$); (з) фрагмент зерна (ж) ($\times 631$); (и) зерно угловато-окатанной формы со следами химического травления ($\times 407$); (к) фрагмент зерна (и) ($\times 801$); (л) угловато-окатанное зерно, II класс окатанности, с бугристо-ямчатой поверхностью, с сильными постседиментационными преобразованиями ($\times 551$); (м) фрагмент зерна (л) ($\times 1390$).

микроскопом. На рис. 8б в правой верхней части зерна наблюдается крупный унаследованный скол со следами осаждения аморфного кремнезема, в самой верхней части — серия относительно свежих аркообразных сколов, возможно криогенного генезиса. На выпуклых частях зерна на рис. 8г видно развитый мелкопластинчатый микрорельеф, поверхность в целом покрыта пленкой кремнезема. Гладкая (“блестящая”) поверхность на рис. 8е осложнена серповидными желобками и царапинами, проработанными постседиментационными процессами

химического травления. На поверхности зерна на рис. 8ж наблюдаются унаследованные сколы и понижения различной конфигурации. Фрагмент зерна на рис. 8з демонстрирует V-образные микроуглубления разного размера и плотности, в левой верхней части зерна наблюдается вскрытая полость газово-жидких включений, заполненная продуктами осаждения аморфного кремнезема. В нижней части зерна на рис. 8и наблюдается крупный скол, отделивший фрагмент от исходного зерна. На рис. 8к видна граница между исходной поверхностью со следами

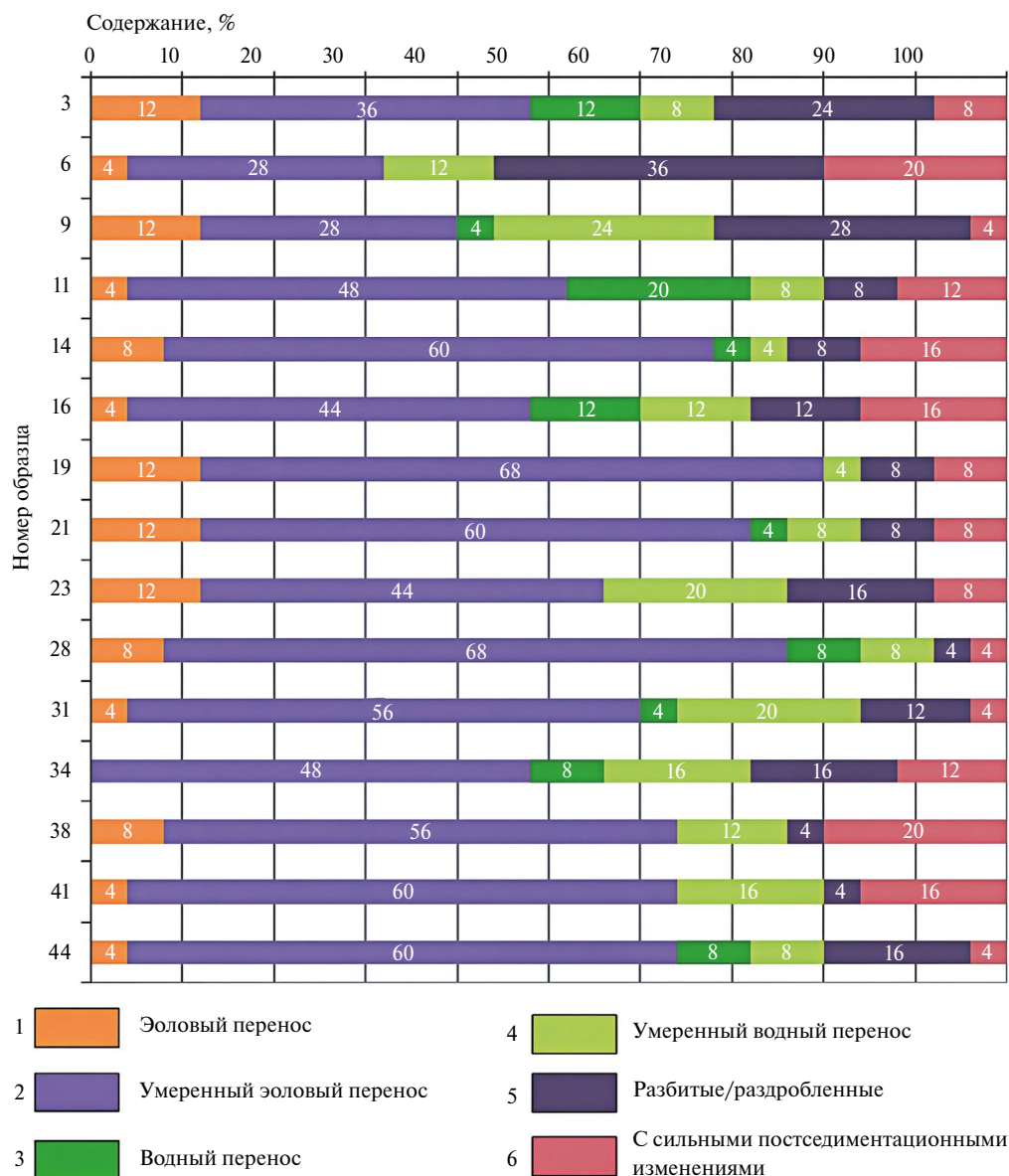


Рис. 9. Соотношение кварцевых зерен различных морфогенетических групп в образцах из разреза Чуртан, фракция 0.25–0.5 мм.

химического травления и гладкой поверхностью скола. Сильно “изъеденная” растворением поверхность зерна на рис. 8м покрыта пленкой осаждения кремнезема, скрывающей исходные текстуры поверхности.

В разрезе Большеудалово основную часть изученной выборки составляют полуокатанные зерна со следами эолового переноса: минимальное содержание 56% отмечается для образца № 22, в среднем составляя 76–96% (среднее значение для всего разреза 82%). Угловатые зерна с острыми ребрами и углами элювиального облика, без следов обработки в потоковых средах отсутствуют. Доля зерен, в значительной степени претерпевших эоловый перенос, колеблется от 0–4% до 12–16%, в среднем по разрезу составляя 7%. Полуокатанные зерна со следами водного транспорта встречаются единично

в отдельных образцах (в среднем по разрезу 4%, достигая максимального значения 24% в образце № 22). Разбитые/раздробленные зерна также спорадически встречаются по разрезу (от 0 до 4–8%, немного увеличиваясь в верхней части разреза до 8–16%). Зерна с сильно выветрелой поверхностью также встречаются в единичных количествах; их доля увеличивается в нижней части разреза до 8–16%.

В разрезе Кареглазово (Алексеева и др., 2022) доля зерен с эоловой обработкой составляет от 68–72 до 88–96% (в среднем 84%), изредка до 48% (образец № 31). Угловатые зерна элювиального облика редки (от 0 до 4–8%), иногда достигая 12–16% (3–4 зерна из 25), в среднем 3%. В нижней части разреза такой тип зерен отсутствует. Доля зерен со следами водной (аллювиальной или озерной) обработки, в сред-

нем 13%, достигая 20–28% (до 44% в образце № 31) в верхней части разреза. Значительную часть выборки от 16–20 до 80–92% (в среднем по разрезу 46%) составляют угловато-окатанные и окатанные зерна со следами эолового переноса. Разброс наблюдается также в доле частиц со смешанными текстурами поверхности (водный и эоловый перенос): от 4–8 до 52–64% (в среднем по разрезу 38%).

В разрезе Красноорловское, доля зерен со следами эоловой обработки составляет от 68–72 до 88–92%. Доля зерен со следами водной (аллювиальной или озерной) обработки в среднем составляет 8%, в одном образце (№ 33) достигает 20%. Угловатые зерна элювиального облика практически отсутствуют. Содержание угловато-окатанных и окатанных зерен со следами эолового переноса колеблется от 12–24 до 52–64% (в среднем по разрезу 36%), причем содержание угловато-окатанных кварцевых зерен составляет от 28–32 до 68–72% (в среднем по разрезу 47%). Окатанные и хорошо окатанные зерна в сумме составляют от 32 до 72–76% (в среднем по разрезу 52%). Коэффициент окатанности варьирует от 58 до 72% (в среднем по разрезу 65%). Значительную часть выборки в изученных образцах составляют зерна со смешанными текстурами поверхности (водный и эоловый перенос): от 24–36 до 56–64% (в среднем по разрезу 44%). Доля зерен с сильными постседиментационными преобразованиями составила от 4–8 до 20% (в среднем по разрезу 12%). Доля зерен со значительными видимыми проявлениями новообразованных кристаллов в отложениях разреза в среднем составила 32%, зерен с бляшками опала — 21%, при этом в двух образцах в нижней части разреза таких проявлений не было замечено (образцы № 8 и 4).

Данные морфоскопии свидетельствуют о существенной доле в гривных толщах зерен с криогенными текстурами поверхности. В отдельных разрезах отложений грив доля таких зерен достигает 64–96% (грива у с. Чуртан), 36–68% (среднее 50%) в самой верхней части разреза (обр. № 36–31), ниже снижаясь до 4–8 и 24–28% (грива у с. Кареглазово), резко варьирует по разрезу, достигая 40–68% в верхней части разреза (грива у с. Большеудалово).

В погребенных в основании покровных гривных толщ разрезах первично-грунтовых жил и псевдоморфоз по ледово-грунтовым жилам, содержание таких зерен еще выше и составляет от 50 до 92% (Ларин и др., 2020а). Например, в разрезах жил: Упорово — до 60–84% (Упоровский р-он, Тюменская обл.), Каменка — до 92–84% (Заводоуковский р-он,

Тюменская обл.), Коточи́ги — до 50–92% (Викуловский р-он, Тюменская обл.), Быструха — до 64–92% [Абатский р-он, Тюменская обл. (Ларин, Лаухин, 2014; Ларин и др., 2019, 2020а, 2021а, б)].

Коэффициент криогенной контрастности (ККК) рассчитан для разрезов отложений грив у с. Чуртан, с. Савина, с. Большеудалово, с. Красноорловское (Ларин и др., 2021а). В разрезе отложений гривы у с. Чуртан (отобраны всего 4 образца и график не приводится) снизу вверх наблюдается тренд постепенного смягчения условий криогенеза и повышения средних годовых температур почв, поскольку значения ККК снижаются от 1.40 (гл. 4.8 м) в нижней части разреза до 1.09 (гл. 3.8 м) и 0.72 (2.7 м) в средней части и даже до 0.30 (1.1 м) в его самой верхней части. По связи ККК и средней годовой температуры поверхности почвы (Конищев, 1997), при ККК = 1.40 была развита маломощная высокотемпературная мерзлота со среднегодовой температурой около -2°C в условиях южной тундры. Значение ККК = 1.09 показывает развитие островной криолитозоны и глубокое сезонное промерзание в условиях северной тайги. При ККК = 0.72 происходило глубокое сезонное промерзание в условиях южной тайги. Небольшую глубину сезонного промерзания отражает ККК = 0.30.

В разрезе отложений гривы с. Савино (рис. 10) максимальные значения ККК = 1.16, минимальные ККК = 0.60. Большая часть значений ККК = 0.60–0.90 показывает подчиненную роль криогенных факторов в ходе формирования отложений этой гривы. Седиментогенез происходил при положительных средних значениях температуры пород и глубоком сезонном промерзании. На глубинах 0.8–0.9 м (ККК = 1.00), 2.8–2.9 м (ККК = 1.16) и 4.8–4.9 м (ККК = 1.07) ККК > 1, поэтому фиксируются более суровые условия, возможное существование островной мерзлоты и глубокое сезонное промерзание в условиях северной тайги.

В разрезе отложений гривы у с. Большеудалово (см. рис. 10) большая часть значений ККК < 1 (ККК = 0.27–0.69) и отражает развитие сезонной мерзлоты с положительными средними значениями температуры почв и небольшую глубину сезонного промерзания (до 0.7–0.8 м). Максимальные значения ККК = 3.00 на глубине 0.45–0.5 м и ККК = 1.96 на глубине 3.1–3.2 м, свидетельствуют о суровых климатических условиях. Минимальное значение ККК = 0.42 (см. рис. 10). Средняя годовая температура почв, при ККК = 3.00, достигает

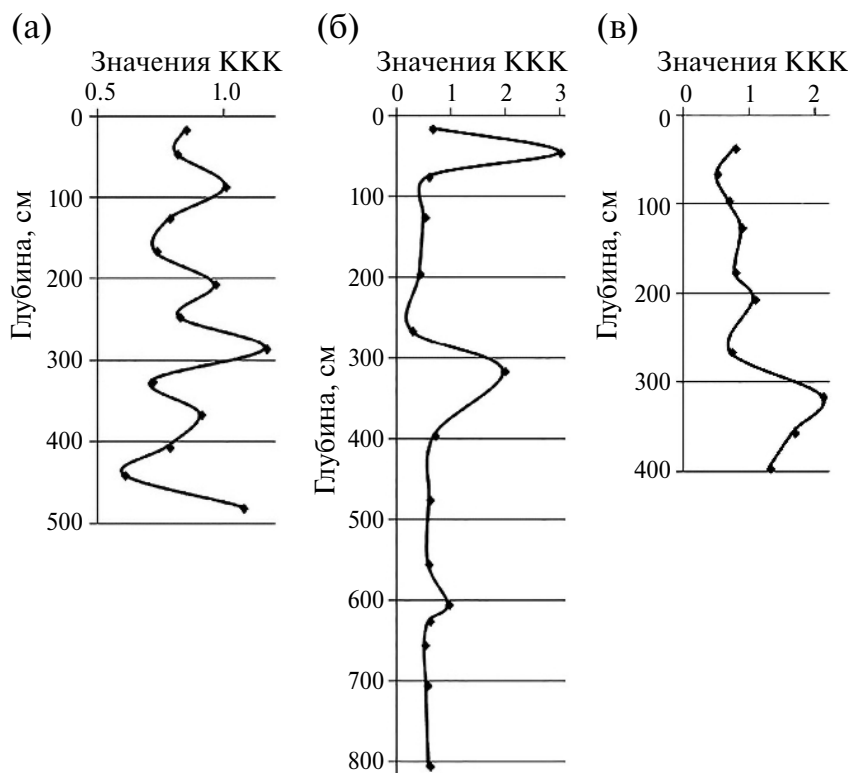


Рис. 10. Коэффициенты криогенной контрастности (ККК) по разрезам отложений грив. Разрезы грив: (а) Савино, (б) Большеудалово, (в) Красноорловское.

-20°C . При $\text{ККК} = 1.96$ температура грунта составляет около -8°C .

В разрезе отложений гривы у с. Красноорловское максимальные значения $\text{ККК} = 2.11$ (гл. 3.1–3.2 м), минимальные $\text{ККК} = 0.51$ (гл. 0.6–0.7 м) (см. рис. 10). Средняя годовая температура грунта, при $\text{ККК} = 2.11$ составляет около -10°C . Минимальные значения $\text{ККК} = 0.51$ указывают на положительные средние значения температуры пород и небольшую глубину сезонного промерзания. Высокие значения $\text{ККК} = (1.31; 1.67; 2.11; 1.06)$ наблюдаются в нижней части разреза. Снизу вверх по разрезу они показывают тренд в сторону понижения палеотемператур грунта от -1.0°C до -5°C и затем до -10°C . Это отражает постепенную смену массивно-островной криолитозоны на прерывистую и затем сплошную. Ландшафты-аналоги (Конищев, 1997) таких мерзлотно-климатических условий — южная тундра/северная тайга и затем тундровые ландшафты, в том числе на отложениях ледового комплекса в бассейне р. Индигирки. Выше по разрезу суровые геокриологические условия сменились на островную криолитозону и затем на преимущественно глубокое сезонное промерзание.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты исследований показывают однородный состав осадков грив Тобол-Ишимского междуречья. Они везде сложены желтовато-бурым низкосортированным мелким песком с большой долей глинистой и алевритовой компоненты. Преобладание фракции мелкого песка (0.25–0.1 мм) говорит о невысоких скоростях ветров и, по всей видимости, ближнем переносе. Критическая скорость ветра для сухих частиц фракции 0.5–0.25 мм составляет 7–9 м/с, фракции 0.25–0.1 мм — 5–6 м (Динамическая ..., 1992). По шкале Бофорта такие ветры относятся к слабым, умеренным и свежим (3–5 баллов). Известно, что при распространенных скоростях ветра (до 15–16 м/с) более 90% песчаных частиц переносится влекомым способом в слое на высоте до 10–11 см от поверхности земли (Динамическая ..., 1992). Растительность ограничивает перенос материала на небольшие расстояния (первые километры — десятки километров). Поэтому источниками материала для формирования осадочной толщи грив (Волков, 1971), могли служить доступные развеванию отложения различного генезиса в относительно пониженных участках и на склонах речных долин и озерных котловин

Зауралья, Тобола, Ишима и Tobol-Ишимского междуречья.

Однородный гранулометрический состав, в совокупности с другими характерными особенностями глинных толщ (цвет, особенности сортировки материала и т.д.), отражает единые условия седиментации на всей площади распространения глинного рельефа, что возможно только при эоловых процессах. Изучение продольных и поперечных стенок разрезов отложений глин показало преобладание слоистых текстур осадков, среди которых чаще всего встречаются параллельный, линзовидный, волнистый, косой или переходный волнисто-горизонтальный морфологические типы слоистости. В параллельном типе обычно доминируют горизонтальная и субгоризонтальная разновидности, в волнистом типе — слабоволнистая разновидность. Косой тип слоистости в его эоловой разновидности, представлен в подчиненном виде в разрезах отложений глин у сел Чуртан, Абатское, Кареглазово, Красноорловское, Большеудалово, Савина и др. (см. рис. 2).

Важным диагностическим признаком, является наличие параллельной облекающей слоистости с падением слоев в разные стороны на противоположных склонах глин. На эту черту строения глинных толщ, в свое время обращал внимание И.А. Волков (Волков и др., 1969). По устному сообщению Д.А. Застрожнова (ФГБУ “Институт Карпинского” (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург) она выявляется на стенках геологических разрезов при массовых замерах и свидетельствует об аккумулятивном генезисе глин.

Однородность условий формирования отложений глин также подтверждает распределение удельной магнитной восприимчивости (χ) образцов горных пород и почв по вертикальным профилям разрезов глин. Средние и фактические значения χ (без почв) имеют вид “прямых” и изменяются в очень узком диапазоне соответственно от $8.9 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ до $10.6 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ и от $7.1 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ до $12.2 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ (Ларин и др., 2022).

О единых условиях на всей площади аккумуляции глин свидетельствуют данные морфоскопии зерен кварца. Подавляющее большинство кварцевых зерен в изученных разрезах отложений глин, представляют собой частицы, в той или иной степени, испытывавшие перенос в эоловых потоках. Доля таких зерен составляет от 68 до 100%.

Обращает внимание не всегда высокая степень выраженности эоловых текстур поверхности для зерен из изученных разрезов глин. Мелкоямчатый микрорельеф в основном встре-

чается на незначительных по площади участках видимой поверхности зерен, преимущественно на выпуклых частях зерен, и зачастую нивелируется наложенными текстурами осадочного кремнезема. Это возможно при относительно невысоких скоростях ветра, незначительном участии зерен осадков, претерпевших перенос в других. Данный вывод подтверждает высказанное выше предположение о преимущественно ближнем переносе вещества в ходе аккумуляции глинных толщ.

Кварцевые зерна изученных образцов демонстрируют специфические особенности поверхности — сколы, борозды и трещины, свидетельствующие о процессах криогенного выветривания. В большинстве случаев сколы носят выраженный наложенный характер. Их поверхность перетерпела последующие постседиментационные изменения в виде осадочного аморфного кремнезема. К криогенным текстурам поверхности можно отнести трещины, исходящие из полостей газово-жидких включений.

Полученные данные свидетельствуют о существенной доле зерен с криогенными текстурами поверхности, прежде всего в верхней части разрезов отложений глин. В отдельных разрезах доля таких зерен составляет от 36–68 до 64–96%. В нижних частях разрезов глинных толщ доля зерен с криогенными текстурами заметно ниже.

Степень участия криогенеза в формировании отложений глин показывает также коэффициент криогенной контрастности (ККК). В изученных разрезах глин преобладают значения $\text{ККК} < 1$ (см. рис. 10). Они свидетельствуют о наличии сезонной мерзлоты с положительной средней годовой температурой почв. На их фоне в отдельно взятых разрезах выделяются от 2 до 4–5 резких уровней с $\text{ККК} > 1$ — индикаторов существования многолетней мерзлоты и отрицательных средних годовых температур почв.

Чем выше значения ККК, тем более глубокое воздействие на осадки оказали процессы криогенеза. В отдельных разрезах отложений глин (см. рис. 10) это нашло отражение в смене островной мерзлоты и глубокого сезонного промерзания в условиях северной тайги ($\text{ККК} = 1.09$) на маломощную высокотемпературную мерзлоту ($\text{ККК} = 1.40$) со средней годовой температурой до -2°C в условиях южной тундры, которая затем сменилась сплошной мерзлотой с очень суровыми условиями климата и средней годовой температурой почв от -8°C ($\text{ККК} = 1.96$) до -10°C ($\text{ККК} = 2.11$) и даже до -20°C ($\text{ККК} = 3.0$).

В современной классификации средние годовые температуры почв -20°C , -10°C и -8°C характерны для северной части подзоны сплошной мерзлоты соответственно арктического типа сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород (ниже -10°C), арктического и устойчивого типа сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород (-5°C – -10°C) и устойчивого типа сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород (-5°C – -10°C) (Ершов, 2002). Современный аналог ландшафтов со средней годовой температурой до -8°C находится в низовьях р. Колымы.

Этапы криогенеза с развитием сплошной мерзлоты и средними годовыми температурами почв в интервале -8°C – -20°C , отличались сухими малоснежными зимами и сильными ветрами, способствующими формированию обширных дефляционных поверхностей и замкнутых котловин. Они играли весьма заметную роль в аккумуляции отложений грив. По всей видимости, это происходило в условиях ландшафтов, близких по облику к холодным полупустыням и пустыням (Величко и др., 2007; Зыкина, Зыкин, 2012). Средние годовые температуры почв от -1.0°C до -5°C и затем до -10°C отражают смену переходного, полупереходного, длительно-устойчивого и устойчивого типов сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород (Ершов, 2002).

Графики изменчивости ККК по вертикальным профилям в отдельно взятых разрезах отложений грив показывают (см. рис. 10), что “холодные” уровни с $\text{ККК} > 1$, на фоне более продолжительных “теплых” участков разрезов, имеют вид коротких “всплесков”. При хронологически последовательном сопоставлении всех графиков распределения ККК суммарно выявляется до 4–5 таких “всплесков”. В одних разрезах грив они проявились отчетливо, в других слабее или совсем не проявились. Наиболее ранние уровни криогенеза (см. рис. 10), в разной степени проявились в разрезах отложений гривы Чуртан ($\text{ККК} = 1.40$, глубина 4.8 м и $\text{ККК} = 1.09$, глубина 3.8 м), Большеудалово ($\text{ККК} = 0.95$, глубина 6.05 м) и Савино ($\text{ККК} = 1.07$, глубина 4.8 м и $\text{ККК} = 0.9$, глубина 3.65 м). В разрезе Большеудалово хронологическим репером этого этапа криогенеза служит литологическая граница между слоями и ОСЛ-дата 32.6 ± 1.9 тыс. л. н., взятая с глубины 6.05 м. Уровень резкого усиления криогенеза отчетливо проявился в разрезах Савино ($\text{ККК} = 1.16$, глубина 2.85 м), Большеудалово ($\text{ККК} = 1.96$, глубина 3.15 м) и более всего в разрезе Красноорловское ($\text{ККК} = 2.11$, глубина 3.15 м). В разрезе Красноорловское

этот этап криогенеза хронологически расположен между инверсионными ОСЛ-датами 28.5 ± 1.9 на глубине 3.58 м и 32.9 ± 1.8 тыс. л. н., с глубины 2.73 м. Расположенный выше, но относительно “слабый” уровень криогенеза, выражен только в разрезах Савино ($\text{ККК} = 0.96$, глубина 2.05 м) и Красноорловское ($\text{ККК} = 1.06$, глубина 2.05 м). В разрезе Красноорловское этот этап криогенеза хронологически расположен чуть ниже даты 32.7 ± 2.0 тыс. л. н., с глубины 1.54 м. Самый верхний уровень криогенеза в разрезе Савино ($\text{ККК} = 1.0$) находится на глубине 0.85 м. В разрезе Большеудалово он имеет наиболее высокие значения среди всех разрезов ($\text{ККК} = 3.0$, глубина 0.45 м). В разрезе Красноорловское этот уровень не выражен. Этот этап криогенеза хронологически расположен выше инверсионной ОСЛ-даты 33.5 ± 1.5 на глубине 1.24 м в разрезе Большеудалово.

Чередование в разрезах отложений грив продолжительных во времени “теплых” интервалов с развитием сезонной криолитозоны и коротких “холодных” интервалов с развитием многолетней мерзлоты, свидетельствует о заметной неустойчивости климата, его резких колебаниях в диапазоне от умеренно-влажного до холодного аридного. Такие условия характерны для сартанского криохрона (Зыкина, Зыкин, 2012).

Сопоставление литологических уровней в изученных разрезах отложений грив с данными ККК и морфоскопии с целью создания единой последовательной хроностратиграфической шкалы событий не позволяют инверсии ОСЛ-дат, причиной которых могло быть переотложение осадков, либо другие факторы.

Вместе с тем, осадочные толщи грив южной части Западной Сибири и Северного Казахстана, являются составной частью лёссово-почвенной формации плейстоцена юга Западной Сибири и соотносятся с сартанским горизонтом стратиграфической схемы Западно-Сибирской равнины, включающим баганский и ельцовский лёссы, разделенные суминской интерстадиальной палеопочвой (Зыкина, Зыкин, 2012) и эквивалентны второй стадии изотопно-кислородной шкалы (МИС-2). По данным ОСЛ датирования баганский и ельцовский лёссы сформировались в период с 29 по 16 тыс. л. н. (Вольвах и др., 2021).

Аккумуляция осадков грив Tobol-Ишимского междуречья, судя по полученным нами ОСЛ-датам, произошла за относительно короткий период времени, продолжительностью около восьми тысяч лет, от 34 до 26 тыс. л. н., т.е. в финале МИС-3 и преимущественно во время МИС-2. В это время происходило активное перевеивание отложений, непродолжительный ветровой

перенос и последующая аккумуляция в виде вытянутых грядовых песков, господствовали ветра западных направлений, характеризовавшиеся слабыми скоростями потока. Формирование покровного делювиального шлейфа, спускающегося с коренного правого борта второй надпойменной террасы в долине р. Ишим началось около 22 ± 2.0 тыс. л. н. Дюнные боровые пески в долине р. Тобол и ее притоков формировались при вторичном перевевании аллювия первой надпойменной террасы в позднеледниковье-голоцене (ОСЛ-даты: 12.1 ± 0.9 , 9.7 ± 0.8 тыс. л. н.).

Анализ картографических материалов показывает сопряженность многих элементов гидросети, грив и ложбин в пределах юга Западной Сибири с ортогональной сеткой неотектонических элементов. Значительная их часть имеют северо-восточное простирание (Кузин, 2002), близкое к ориентировке большей части гривно-ложбинных форм. Сравнительный анализ результатов разновременных прецизионных нивелировок, свидетельствует о высокой скорости современных тектонических движений. В пределах Барабы амплитуда скорости вертикальных поднятий достигает 4.6–23.6 мм/год (Панадиади, 1953). В районе г. Барабинска за 35 лет высоты геодезических знаков увеличились на 1.2 м относительно г. Омска (Фиалков, 1967). О современной тектонической активности свидетельствует землетрясение, произошедшее в январе 1849 г. в районе г. Ишима, а также образование современных зияющих тектонических трещин в рыхлых отложениях г. Камышлова [февраль 1962 г. (Фиалков, 1967)]. Несмотря на сложный дифференцированный характер вертикальных поднятий и опусканий, выявленных на юге Западной Сибири (Филькин, 1961), при таких скоростях современных движений, амплитуда поднятий только за голоцен могла составить от 46 до 236 м (при расчетах по данным А.Д. Панадиади), что сопоставимо с современными гипсометрическими отметками грив. Не менее важным, является наибольшая активность в новейшее время молодых разломов северо-восточного и субширотного простирания (Сергиенко, Беджиев, 1983; Шаблинская, 1982). Они являются чаще всего сдвиговыми деформациями и определяют наряду с северо-западными разломами структурный план платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Во многих случаях они способствуют формированию линейных и удлиненных структур III порядка (Евсеева, Земцов, 1990), соответствующих размерам грив. В этой связи возникновение гривного рельефа может быть обусловлено не только экзогенными факторами, но и определенным воздействием неотектонических и отчасти современных тектонических процессов. Определенную роль могли играть дислокации, связанные со складчатостью

нагнетания, глубинной и глиняной тектоникой (Генералов, 1981, 1982). Поэтому тектонические гипотезы происхождения грив заслуживают дополнительного внимания.

Таким образом, комплекс гривного рельефа Тобол-Ишимского междуречья и парагенетически связанных с ним осадков, по результатам проведенных исследований, представляет собой преимущественно эоловое аккумулятивное образование, сформированное на границе МИС-3/МИС-2 и во время МИС-2. Заметное воздействие факторов криогенеза в верхней части разрезов грив (по данным морфоскопии) и периодическое (по данным ККК), свидетельствует о перигляциальных условиях седиментогенеза. Присутствие в разрезах отложений грив частиц со следами водной обработки (до 4–13%, в отдельных образцах до 20 и 44%) и смешанными чертами переноса в водной и воздушной средах (от 4–16% (Чуртан) до 24 (36)–56 (64)% (Красноорловское)), в совокупности с данными о влиянии тектонических процессов, может свидетельствовать о более сложном полигенетическом генезисе гривного рельефа. Эти факты требуют дополнительных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Однотипность морфологии и морфометрии гривных форм рельефа, их параллельное или субпараллельное расположение, одинаковая ориентировка в разных отдаленных друг от друга районах, облекающий характер слоистости, редкая встречаемость палеонтологических остатков, однородность вещественного состава осадков, преобладание в разрезах грив частиц, испытавших перенос в воздушной среде, при относительно невысоких скоростях ветра, однородность значений удельной магнитной восприимчивости по вертикальным профилям разрезов, свидетельствуют об их аккумуляции в единых условиях при доминирующем влиянии эоловых процессов. Ориентировка грив и наличие котловин выдувания с расположенными к востоку от них гривами и холмами, отражают преобладание западных ветров при их формировании.

2. Данные морфоскопии показывают заметное воздействие криогенных факторов на отложения грив в верхней покровной части разрезов. Доля зерен кварца со следами криогенного воздействия составляет от 36–68% при среднем значении 50% (грива Кареглазово), 40–68% (грива Большеудалово), до 64–96% (грива Чуртан), тогда как в нижних частях разрезов она снижается до 4–28% (грива Кареглазово).

3. Данные ККК отражают большую изменчивость климата в ходе формирования грив в диапазоне от умеренно-влажного до холодного перигляциального аридного. На фоне

преобладающих фоновых низких значений ККК — индикаторов сезонной мерзлоты и положительных средних годовых температур грунта, наблюдаются единичные высокие значения ККК — индикаторы сплошной мерзлоты и очень низких средних годовых температур почв.

4. По результатам ОСЛ-датирования комплекс гривного рельефа Тобол-Ишимского междуречья и парагенетически связанных с ним осадков отложения грив сформировались в хроноинтервале от 33–34 до 26 тыс. л. н., на границе МИС-3/МИС-2 и во время МИС-2. Формирование грив парагенетически связано с покровными лессовидными отложениями, с резкой нижней границей перекрывающими нижележащие осадки разного генезиса и возраста. Верхняя часть разрезов отложений грив представляет собой фациальную разность покровного комплекса и отличается от межгривных и внегривных осадков за счет различной динамики процессов седиментогенеза и гипергенеза. Дюнные боровые пески, приуроченные к первым надпойменным террасам в долинах рек, относятся к более молодой возрастной фазе эоловой аккумуляции и сформировались за счет локальной переработки аллювия в период 12–10 тыс. л. н. (позднеледниковая–раннеголоценовая фаза эоловой активизации).

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № FWRZ-2021-0012) в Институте криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН и государственного задания кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (номер ЦИТИС: 121040100323-5).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность члену-корреспонденту РАН, д.б.н. А.О. Алексееву, д.г.-м.н. Т.В. Алексеевой, а также ЦКП ИФ-ХиБПП РАН (г. Пущино, Московская обл.) за проведение аналитических исследований.

FUNDING

The work was carried out as part of the state assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (topic No. FWRZ-2021-0012) at the Institute of the Earth's Cryosphere of the Tyumen Scientific Center of the Siberian Branch of the RAS and the state assignment of the Department of Geomorphology

and Paleogeography of the Faculty of Geography at Lomonosov Moscow State University (CITIS number: 121040100323-5).

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors express their gratitude to Corresponding Member of the RAS, Doctor of Biological Sciences A.O. Alekseev, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences T.V. Alekseeva, and to the Center for Collective Use of the Institute of Physical, Chemical, and Biological Problems of Soil Science RAS (Pushchino, Moscow Region) for conducting analytical research.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева В.А.* Перемещение и диагенетическое преобразование кварцевых зерен и их палеогеографическая интерпретация // Вестн. Моск. ун-та. Серия 5. География. 2003. № 4. С. 40–46.
- Алексеева В.А.* Микроморфология поверхности кварцевых зерен как индикатор условий ледникового осадкообразования (на примере бассейна р. Протвы) // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 5. С. 485–494.
- Алексеева В.А., Ларин С.И., Ларина Н.С.* Морфоскопия кварцевых зерен из отложений гривных толщ Тобол-Ишимского междуречья // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 3. С. 117–127.
<https://doi.org/10.31857/S0435428122030038>
- Альтер С.П.* О происхождении параллельно-линейных гряд и ложбин, развитых на севере Западно-Сибирской низменности // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 29. С. 77–82.
- Баженова О.И., Любцова Е.М., Рыжов Ю.В., Макаров С.А.* Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1997. 203 с.
- Бейзель А.Л., Соболев Е.С., Ян П.А.* Новые данные по проблеме происхождения гривного рельефа юга Западной Сибири // Интерэкспо ГЕО-Сибирь: XV Международ. науч. конгресс. 2019. Т. 2. № 1. С. 3–9.
- Белецкая Н.П.* Морфология и морфометрия гривного рельефа // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Кн. 2: Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1979. С. 148–156.
- Белецкая Н.П.* Этапы развития рельефа территории Петропавловского Приишимья в кайнозойе // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Кн. 2: Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1979. С. 38–51.
- Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В., Мак-Дональд Г., Смит Л.* Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Изв. РАН. Сер. геогр. 2007. № 4. С. 16–28.

- Волков И.А. Ишимская степь (рельеф и покровные лессовидные отложения). Новосибирск: изд. отд. СО АН СССР, 1965. 75 с.
- Волков И.А., Волкова В.С., Задкова А.А. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск: Наука, 1969. 337 с.
- Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 253 с.
- Волков И.А. Роль эолового фактора в эволюции рельефа // Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. М.: Наука, 1976. С. 264–289.
- Вольвах Н.Е., Курбанов Р.Н., Вольвах А.О., Зыкина В.С., Хашевская Д.Е., Булард Я.-П., Мюррей Э.С. Первые результаты люминесцентного датирования лессово-почвенных серий юга Западной Сибири (опорный разрез Ложок) // Изв. РАН. Сер. геогр. 2021. Т. 85. № 2. С. 284–301.
<https://doi.org/10.31857/S2587556621020151>
- Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 244 с.
- Галанин А.А. Эоловый рельеф холодных регионов Восточной Сибири: вопросы генезиса и классификации // XXXVI Пленум геоморфологической комиссии РАН. Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 2018. С. 95–102.
- Генералов П.П. Параллельно-грядовый рельеф Западной Сибири и основные аспекты его геологического анализа // Геология позднего кайнозоя Обского Севера. Труды ЗАПСИБНИГНИ. Тюмень, 1981. Вып. 167. С. 51–70.
- Генералов П.П. Дислокации в приповерхностной части чехла Западно-Сибирской плиты как отражение новейших горизонтальных движений в фундаменте // Геология антропогена севера Западной Сибири. Труды ЗАПСИБНИГНИ. Тюмень, 1982. Вып. 172. С. 55–69.
- Городецкая М.Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. М.: Наука, 1972. 154 с.
- Громов В.И. Материалы по геологии Омско-Барбинского р-на. Тр. Ин-та геол. наук. Геол. серия. М.: Изд-во АН СССР, 1940. Вып. 28. № 8. С. 1–47.
- Гроссвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120 с.
- Динамическая геоморфология: Учеб. пособие / под ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. М.: Изд-во МГУ, 1992. 448 с.
- Евсеева Н.С., Земцов А.А. Рельефообразование в лесоболотной зоне Западно-Сибирской равнины. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1990. 242 с.
- Ершов Э.Д. Общая геоэкология. М.: Изд-во МГУ, 2002. 682 с.
- Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Гео, 2012. 477 с.
- Иванов А.Д. Эоловые пески Западного Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1966. 232 с.
- Колтаков В.В. Эоловые четвертичные отложения приленской Якутии // БКИЧП. 1983. № 52. С. 123–131.
<https://cyberleninka.ru/article/n/eolovye-chetvertichnye-otlozheniya-prilenskoy-yakutii>
- Конищев В.Н. Криолитогенный метод оценки палеотемпературных условий формирования ледового комплекса и субаэральных перигляциальных отложений // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 2. С. 23–28.
- Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1994. 133 с.
- Кузин И.Л. Новейшая тектоника Ханты-Мансийского автономного округа. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 86 с.
- Ларин С.И., Лаухин С.А. К вопросу о генезисе гривно-ложбинного рельефа в пределах лесостепного и подтаежного Приишмья // Окружающая среда и менеджмент природных ресурсов: Тезисы докл. V Международ. конф. / под ред. А.В. Соромотиной, А.В. Толстикова. Тюмень: Тюменский гос. ун-т, 2014. С. 143–146.
- Ларин С.И., Ларина Н.С., Лаухин С.А., Шилова Н.Г., Алексеева В.А. Особенности морфологии и генезиса реликтовых полигональных образований конца плейстоцена на юго-западе Западносибирской равнины // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Тр. Международ. конф. Тюмень: Эпоха, 2015. С. 199–201.
- Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С. Литолого-геохимическая индикация генезиса покровных отложений Ишимской равнины (Юго-запад Западной Сибири) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: матер. IX Всерос. литологического совещания (с международ. уч.). Казань: Казанский ун-т, 2019. С. 239–240.
- Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С. Гривно-ложбинный рельеф Ишимской равнины в палеогеографической ретроспективе // VIII Шукинские чтения: рельеф и природопользование. Матер. Всерос. конф. с международ. уч. М.: Географ. ф-тет Моск. ун-та им. М.В. Ломоносова, 2020. С. 321–326.
- Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С., Гусельников В.Л. О роли криогенеза в формировании вещественного состава реликтовых грунтовых жил в основании покровных отложений лесостепного Притобоя // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV. № 4. С. 5–18.
- Ларин С.И., Ларина Н.С., Алексеева В.А. Палеогеографические условия формирования грив на юго-западе Западной Сибири в позднем квартале // Пути эволюционной географии. Матер. II Всерос. науч. конф., посвященной памяти профессора А.А. Величко. М.: ФГБУН Институт географии РАН, 2021. Вып. 2. С. 181–185.

- Ларин С.И., Лаухин С.А., Алексеева В.А., Ларина Н.С. О мерзлотно-климатических условиях формирования гривных толщ Тобол-Ишимского междуречья // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Матер. науч. онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. / под ред. Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгина. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2021. С. 322–326.
<https://doi.org/10.18303/B978-5-4262-0104-0-322>
- Ларин С.И., Ларина Н.С., Алексеева В.А. Количественная оценка мерзлотно-климатических условий формирования покровных отложений сартанского криохрона в пределах Тобол-Ишимского междуречья // Мониторинг в криолитозоне: Сб. докл. Шестой конф. геокриологов России с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов, Москва, 14–17 июня 2022 г. / под ред. Р.Г. Мотенко. М.: “КДУ”, “Добросвет”, 2022. С. 733–739.
- Ларин С.И., Козлов О.В., Ларина Н.С., Алексеева В.А., Устинова Е.В. Первый опыт датирования отложений грив Тобол-Ишимского междуречья методом оптически стимулированной люминесценции // ДАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 1. С. 36–44.
<https://doi.org/10.31857/S2686739724030057>
- Максимов Е.В. Ритмы на Земле и в Космосе. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 1995. 324 с.
- Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 9–22.
- Николаев В.А. Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 34 с.
- Олюнин В.Н. Происхождение рельефа возрожденных гор. М.: Наука, 1978. 268 с.
- Орлов В.И. Об особенностях распространения некоторых форм рельефа в пределах Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1959. № 6. С. 107–112.
- Панадиади А.Д. Барабинская низменность (природа, хозяйство и перспективы развития). М.: Гос. изд-во геогр. литературы, 1953. 232 с.
- Пилькевич И.В. Гривный рельеф юга Западно-Сибирской равнины // Рельеф Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1988. С. 81–93.
- Поздняков А.В., Пупышев Ю.С., Пучкин А.В., Фузелла Т.Ш. Генезис грядово-ложбинного рельефа Западно-Сибирской равнины // Геосферные исследования. 2020. № 4. С. 42–57.
- Сергиенко В.М., Беджиев Р.А. Позднечетвертичная тектоника севера Западно-Сибирской низменности // Бюл. МОИП. Отдел геолог. 1983. Т. 58. Вып. 6. С. 73–82.
- Тарноградский В.Д. Реликтовый мерзлотный рельеф приледниковых равнин Западно-Сибирской низменности // Матер. VIII Всесоюз. межвед. совещания по геокриологии. Якутск, 1966. Вып. 6. С. 82–86.
- Томирдиаро С.В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Фиалков Д.Н. Грядовые формы рельефа Западно-Сибирской низменности // Записки Омского отд. Географического общества СССР. Омск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1964. Т. 1 (40). 60 с.
- Фиалков Д.Н. Роль платформенного чехла в неотектонике Западно-Сибирской низменности // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. Матер. совещания по проблемам неотектоники. М.: Недра, 1967. С. 265–271.
- Физико-географическое районирование Тюменской области / под ред. проф. Н.А. Гвоздецкого. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. 246 с.
- Фишкин В.А. Современные тектонические движения и геоморфологические особенности района трассы повторного нивелирования Челябинск-Курган // Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 114–118.
- Фролов В.Т. Литология: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. Кн. 1. 336 с. Кн. 2. 1993. 432 с.
- Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников // Советская геология. 1946. № 10. С. 98–99.
- Шаблинская Н.В. Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печерской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. Л.: Недра, 1982. 155 с.
- Baldauf P.E., Burkhart P.A., Hanson P.R., Miles M., Larsen A. Chronology of dune development in the White River Badlands, northern Great Plains, USA // Aeolian Res. 2019. Vol. 37. P. 14–24.
- Iannicelli M. Devon island's oriented landforms as an analog to Illinois-type Paha // Polar Geogr. 2003. Vol. 27 (4). P. 339–350.
- Krinsley D.H., Doornkamp J.C. Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2011. 102 p.
- Mahaney W.C. Atlas of sand grain surface textures and applications. NY: Oxford Univ. Press, 2002. 237 p.
- Markewich H.W., Litwin R.J., Wysocki D.A., Pavich M.J. Synthesis on Quaternary aeolian research in the unglaciated eastern United States // Aeolian Res. 2015. Vol. 17. P. 139–191.
- Markewich H.W., Markewich W. An overview of Pleistocene and Holocene inland dunes in Georgia and the Carolinas: morphology, distribution, age, and paleoclimate // U.S. Geol. Survey Bull. 1994. Vol. 2069. 32 p.
- Prior J.C. Landforms of Iowa. Iowa City: Univ. of Iowa Press, 1991. 153 p.
<https://doi.org/10.17077/0003-4827.11051>
- Scholtes W.H. Properties and classification of the paha loess-derived soils in northeastern Iowa / Retrospective Theses and Dissertations. 1951. 166 p.
- Trask P.D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston: Gulf Pub. Co., 1932. 323 p.

The Absolute Age and Conditions of Formation of the Ridge Deposits of the Tobol-Ishim Interfluvium

S. I. Larin^{a,*}, N. S. Larina^{b,**}, V. A. Alekseeva^{c,***}, and E. V. Ustinova^{a,*}

^aEarth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

^bTyumen State University, School of Natural Sciences, Tyumen, Russia

^cLomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

*e-mail: silarin@yandex.ru

**e-mail: nslarina@yandex.ru

***e-mail: valekseeva@rambler.ru

The purpose of the work is the origin of the ridges of the Tobol-Ishim interfluvium, linearly elongated, subparallel landforms, oriented from northeast to southwest, formed on different elements of the ancient relief. This topical issue has been the subject of discussion in the fields of geomorphology and paleogeography for many years. In order to achieve this, it was necessary to reconstruct the conditions of formation and age of the ridge deposits using field and analytical methods (granulometry, morphoscopy, specific magnetic susceptibility and cryogenic contrast coefficient). The ridges are everywhere composed of yellowish-brown, low-sorted fine sand with a large proportion of clayey and silt components. This indicates their accumulation in uniform aeolian conditions. This is confirmed by the results of morphoscopy of quartz grains (the proportion of particles with traces of aeolian action ranges from 68–72 to 100%), enveloping parallel layering, constant values of specific magnetic susceptibility according to the profiles of ridge sections, the same orientation of ridges, the rare occurrence of paleontological remains, and blowing basins. The ratio of blowing basins with the crests and hills located to the east of them reflects the predominance of westerly winds during their formation. The upper part of the ridge sections is a facies difference of cover loess-like sediments, with a sharp lower boundary overlying the underlying sediments of different origin and age. The ridge strata differ from inter- and extra-ridge sediments due to the different dynamics of sedimentogenesis and hypergenesis. In the upper parts of the ridge sections, the effect of cryogenesis on sediments is especially noticeable. The proportion of quartz grains with traces of cryogenic impact ranges from 36–68 to 64–96%. During the formation of ridges, the climate changed from moderately humid to cold arid. Low cryogenic contrast coefficient values are indicators of seasonal permafrost and positive average annual soil temperatures. Single high cryogenic contrast coefficient values are witnesses of continuous permafrost, low soil temperature, the existence of landscapes of cold semi-deserts and deserts. By the method of optical-stimulated luminescence from ridge sediments, dates in the chronointerval from ~34 to ~26 thous. years ago were obtained.

Keywords: ridge (crest)-hollow relief, Western Siberia, cover sediments, Late Pleistocene, morphoscopy, granulometry, aeolian accumulation, optically stimulated luminescence, cryogenic contrast ratio

REFERENCES

- Alekseeva V.A. Displacement and diagenetic transformation of quartz grains and their paleogeographic interpretation. *Vestn. Mosk. Univ., Ser. 5. Geogr.*, 2003, no. 4, pp. 40–46. (In Russ.).
- Alekseeva V.A. Micromorphology of quartz grain surface as indicator of glacial sedimentation conditions: evidence from the Protva River basin. *Lithol. Miner. Resour.*, 2005, vol. 40, pp. 420–428.
<https://doi.org/10.1007/s10987-005-0040-x>
- Alekseeva V.A., Larin S.I., Larina N.S. Quartz grains surface texture of the crest relief deposits of the Tobol-Ishim interfluvium. *Geomorfol.*, 2022, vol. 53, no. 3, pp. 117–127. (In Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S0435428122030038>
- Alter S.P. About the origin of parallel-linear ridges and hollows developed in the north of the West Siberian Lowland. In *Informatsionnyi sbornik VSEGEI. Tom 29* [VSEGEI Informational Article Collection. Vol. 29]. Moscow, 1960, pp. 77–82. (In Russ.).
- Baldauf P.E., Burkhart P.A., Hanson P.R., Miles M., Larsen A. Chronology of dune development in the White River Badlands, northern Great Plains, USA. *Aeolian Res.*, 2019, vol. 37, pp. 14–24.
- Bazhenova O.I., Liubtsova E.M., Ryzhov Yu.V., Markarov S.A. *Prostranstvenno-vremennoi analiz dinamiki erozionnykh protsessov na yuge Vostochnoi Sibiri* [Spatial and Temporal Analysis of the Dynamics of Erosion Processes in the South of Eastern Siberia]. Novosibirsk: Nauka Publ., 1997.
- Beizel' A.L., Sobolev E.S., Yan P.A. New data on the problem of the origin of the mane relief in the south of Western Siberia. In *Sb. Interekspo GEO-Sibir': 15 Mezhdunar. nauch. congress. T. 2, no. 1* [Collection of Articles. Interekspo GEO-Siberia: 15th Int. Sci. Congress. Vol. 2, no. 1]. Novosibirsk: SGUGiT, 2019, pp. 3–9. (In Russ.).

- <https://doi.org/10.33764/2618-981X-2022-2-1-56-62>
- Beletskaya N.P. Morphology and morphometry of the mane relief. In *Istoriya razvitiya rechnikh dolin i problemy melioratsii zemel'. Kniga 2: Zapadnaya Sibir' i Srednyaya Aziya* [The History of River Valley Development and Land Reclamation Problems. Book 2: Western Siberia and Central Asia]. Novosibirsk: Nauka Publ., 1979, pp. 148–156. (In Russ.).
- Beletskaya N.P. Stages of the development of the relief of the Petropavlovsk Priishimye territory in the Cenozoic. In *Istoriya razvitiya rechnikh dolin i problemy melioratsii zemel'. Kniga 2: Zapadnaya Sibir' i Srednyaya Aziya* [The History of River Valley Development and Land Reclamation Problems. Book 2: Western Siberia and Central Asia]. Novosibirsk: Nauka Publ., 1979, pp. 38–51. (In Russ.).
- Dinamicheskaya geomorfologiya. Uchebnoe posobie* [Dynamic Geomorphology. Textbook]. Ananyev G.S., Simonov Yu.G., Spiridonov A.I., Eds. Moscow: Izd-vo Mosk. Univ., 1992.
- Ershov E.D. *Obshchaya geokriologiya* [General Geocryology]. Moscow: MGU, 2002. 682 p.
- Evseeva N.S., Zemtsov A.A. *Rel'efoobrazovanie v lesobolotnoi zone Zapadno-Sibirskoi ravniny* [Relief Formation in the Forest-Bog Zone of the West Siberian Plain]. Tomsk: Izd-vo Tomsk. Gos. Univ., 1990. 242 p.
- Fialkov D.N. *Gryadovye formy rel'efa Zapadno-Sibirskoi nizmennosti. T. 1* [Ridge Forms of Relief of the West Siberian Lowland. Vol. 1]. Omsk: Zap.-Sib. Kn. Publ., 1964.
- Fil'kin V.A. Modern tectonic movements and geomorphological features of the Chelyabinsk-Kurgan re-leveling route. In *Sovremennye tektonicheskie dvizheniya zemnoi kory i metody ikh izucheniya* [Modern Tectonic Movements of the Earth's Crust and Methods of Their Study]. Moscow: Izd-vo Akad. Nauk SSSR, 1961, pp. 114–118. (In Russ.).
- Fiziko-geograficheskoe raionirovanie Tyumenskoi oblasti* [Physico-Geographical Zoning of the Tyumen Region]. Gvozdetsky N.A., Ed. Moscow: Izd-vo Mosk. Univ., 1973. 246 p.
- Frolov V.T. *Litologiya. Uchebnoe posobie* [Lithology: Textbook]. Moscow: Izd-vo Mosk. Univ., 1992.
- Galanin A.A. Aeolian relief of cold regions of Eastern Siberia: Issues of genesis and classification. In *36 Plenum geomorfologicheskoi komissii RAN* [36 Plenum of the Geomorphology Commission of the Russian Academy of Science]. Barnaul: Alt. Gos. Univ., 2018, pp. 95–102. (In Russ.).
- Generalov P.P. Parallel-ridge relief of Western Siberia and the main aspects of its geological analysis. In *Trudy ZAPSIBNIGNI: Geologiya pozdnego kainozoya Obshchego Severa. T. 167* [Works of ZAPSIBNIGNI: Geology of the Late Cenozoic of the Ob North. Vol. 167]. Tyumen, 1981a, pp. 51–70. (In Russ.).
- Generalov P.P. Dislocations in the near-surface part of the cover of the West Siberian Plate as a reflection of recent horizontal movements in the basement. In *Trudy ZAPSIBNIGNI: Geologiya pozdnego kainozoya Obshchego Severa. T. 172* [Works of ZAPSIBNIGNI: Geology of the Late Cenozoic of the Ob North. Vol. 172]. Tyumen, 1981b, pp. 55–69. (In Russ.).
- Gorodetskaya M.E. *Morfostruktura i morfoskul'ptura yuga Zapadno-Sibirskoi ravniny* [Morfostructure and Morphosculpture of the South of the West Siberian Plain]. Moscow: Nauka Publ., 1972. 154 p.
- Gromov V.I. Materials on Geology of the Omsko-Barabinsky District. *Tr. Inst. Geol. Nauk., Geol. Ser.*, 1940, vol. 28, no. 8, pp. 1–47. (In Russ.).
- Grosswald M.G. *Evrasijskie gidrosfernye katastrofy i oledenenie Arktiki* [Eurasian Hydrosphere Catastrophes and Glaciation of the Arctic]. Moscow: Nauchnyi mir Publ., 1999. (In Russ.).
- Iannicelli M. Devon island's-oriented landforms as an analog to Illinois-type Paha. *Polar Geogr.*, 2003, vol. 27, no. 4, pp. 339–350.
- Ivanov A.D. *Eolovye peski Zapadnogo Zabaikal'ya i Pribaikal'ya* [Aeolian sands of Western Transbaikalia and the Baikal Region]. Ulan-Ude: Buryat. Kn. Publ., 1966.
- Khabakov A.V. About the indices of the roundness of pebbles. *Sovetsk. Geol.*, 1946, no. 10, pp. 98–99. (In Russ.).
- Kolpakov V. V. Yakutii Aeolian Quaternary deposits of the Lena Yakutia region. *Byull. Komiss. Izuch. Chetvertich. Per.*, 1983, no. 52. Available at: <https://cyberleninka.ru/article/n/eolovye-chetvertichnye-otlozheniya-prilenskoy-yakutii> (accessed: 14.08.2025). (In Russ.).
- Konishchev V.N. Cryolithogenic method for assessing paleotemperature conditions for the formation of the ice complex and subaerial periglacial deposits. *Kriosf. Zemli*, 1997, vol. 1, no. 2, pp. 23–28. (In Russ.).
- Konishchev V.N., Rogov V.V. *Metody kriolitologicheskikh issledovaniy* [Methods of Cryolithological Research]. Moscow: Izd-vo Mosk. Univ., 1994.
- Krinsley D.H., Doornkamp J.C. *Atlas of quartz sand surface textures*. Cambridge: CUP, 2011. 102 p.
- Kuzin I.L. *Noveishaya tektonika Khanty-Mansiiskogo avtonomnogo okruga* [The Newest Tectonics of the Khanty-Mansi Autonomous Okrug]. St. Petersburg: VSEGEI Publ., 2002. 86 p.
- Larin S.I., Laukhin S.A. On the question of the genesis of the grivne-hollow relief within the forest-steppe and subtaiga Ishim region. In *Okrugzhayushchaya sreda i menedzhment prirodnikh resursov: Tezisy dokladov V Mezhdunar. konf.* [Environment and Management of Natural Resources: Theses of Reports of the 5th Int. Conf.]. Soromotin A.V., Tolstikova A.V., Eds. Tyumen: Tyumen. Gos. Univ., 2014, pp. 143–146. (In Russ.).
- Larin S.I., Larina N.S., Laukhin S.A., Shilova N.G., Alekseeva V.A. Features of morphology and genesis

- of relict polygonal formations of the late Pleistocene in the south-west of the West Siberian plain. In *Arktika, Subarktika: mosaichnost', kontrast, variativnost' kriosfery: Trudy mezhdunarodnoi konferentsii* [Arctic, Subarctic: Mosaic, Contrast, Variability of the Cryosphere: Proc. of the Int. Conf.]. Tyumen: Epokha Publ., 2015, pp. 199–201. (In Russ.).
- Larin S.I., Alekseeva V.A., Laukhin S.A., Larina N.S. Lithological-geochemical indication of the genesis of the cover deposits of the Ishim plain (South-West of Western Siberia). In *Litologiya osadochnykh kompleksov Evrazii i shelfovykh oblastei: materialy 9 Vseros. litologicheskogo soveshchaniya (s mezhdun. uchastiem)* [Lithology of Sedimentary Complexes of Eurasia and Shelf Areas: Materials of the 9th All-Russian Lithological Meeting (with Int. Participation)]. Kazan: Kazan Univ., 2019, pp. 239–240. (In Russ.).
- Larin S.I., Alekseeva V.A., Laukhin S.A., Larina N.S. Grivno-hollow relief of the Ishim plain in paleogeographical retrospective. In *8 Shchukinskie chteniya: Rel'ef i prirodopol'zovanie: Materialy Vseros. konf. s mezhdunar. uchastiem* [8th Shchukin Readings: Relief and Nature Management: Materials of the All-Russian Conf. with Int. Participation]. Moscow: Geogr. Fakul'tet MGU, 2020a, pp. 321–326. (In Russ.).
- Larin S.I., Alekseeva V.A., Laukhin S.A., Larina N.S., Guselnikov V.L. Features of formation of the composition of relict ground veins in the base of covering deposits in the forest-steppe of the Tobol River region. *Kriosf. Zemli*, 2020b, vol. 24, no. 4, pp. 5–16. (In Russ.).
[https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2020-4\(5-16\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2020-4(5-16))
- Larin S.I., Larina N.S., Alekseeva V.A. Paleogeographic conditions for the formation of manes in the south-west of Western Siberia in the late quarter. In *Puti evolyutsionnoi geografii: Materialy 2 Vseros. nauchnoi konf., posvyashchennoi pamyati professora A.A. Velichko. T. 2* [The History of Geographical Evolution: Proc. of the 2^d All-Russian Scientific Conf. Dedicated to the Memory of Prof. A.A. Velichko. Vol. 2]. Moscow: IG RAN, 2021a, pp. 181–185. (In Russ.).
- Larin S.I., Laukhin S.A., Alekseeva V.A., Larina N.S. On permafrost-climatic conditions for the formation of griv strata of the Tobol-Ishim interfluvium. In *Paleontologiya, stratigrafiya i paleogeografiya mezozoya i kainozoya boreal'nykh raionov: Materialy nauch. onlainsessii* [Paleontology, Stratigraphy, and Paleogeography of the Mesozoic and Cenozoic Boreal Regions: Proc. of the Sci. Online Sessions]. Lebedeva N.K., Goryacheva A.A., Dzyuba O.S., Shurygin B.N., Eds. Novosibirsk: IPGG SB RAN, 2021b, pp. 322–326. (In Russ.).
<https://doi.org/10.18303/B978-5-4262-0104-0-322>
- Larin S.I., Larina N.S., Alekseeva V.A. Quantitative assessment of permafrost-climatic conditions of the formation of cover deposits of the Sartan cryochron within the Tobol-Ishim interfluvium. In *Monitoring v kriolitozone: Sb. dokladov 6 konferentsii geokriologov Rossii* [Monitoring in the Cryolithozone: Sb. of Reports of the 6th Conf. of Geocryologists of Russia]. Motenko R.G., Ed. Moscow: KDU Publ., Dobrosvet Publ., 2022, pp. 733–739. (In Russ.).
- Larin S.I., Kozlov O.V., Larina N.S., Alekseeva V.A., Ustinova E.V. First experience on optically stimulated luminescence dating of the crest relief deposits in the Tobol-Ishim interfluvium. *Dokl. Earth Sci.*, 2024, vol. 515, no. 1, pp. 573–580.
<https://doi.org/10.1134/s1028334x23603218>
- Mahaney W.C. *Atlas of sand grain surface textures and applications*. New York: Oxford Univ. Press, 2002. 237 p.
- Maksimov E.V. *Ritmy na Zemle i v Kosmose* [Rhythms on the Earth and in Space]. St. Petersburg: SPbGU, 1995. 324 p.
- Markewich H.W., Markewich W. *An overview of Pleistocene and Holocene inland dunes in Georgia and the Carolinas: Morphology, distribution, age, and paleoclimate*. U.S. Geological Survey Bulletin. Vol. 2069, 1994. 32 p.
- Markewich H.W., Litwin R.J., Wysocki D.A., Pavich M.J. Synthesis on Quaternary aeolian research in the unglaciated eastern United States. *Aeolian Res.*, 2015, vol. 17, pp. 139–191.
- Martynov V.A. Upper Pliocene and Quaternary deposits of the southern part of the West Siberian Lowland. In *Chetvertichnyi period Sibiri* [The Quaternary Period of Siberia]. Moscow: Nauka Publ., 1966, pp. 9–22. (In Russ.).
- Nikolaev V.A. *Geologiya i geomorfologiya Zapadno-Sibirskoi nizmennosti* [Geology and Geomorphology of the West Siberian Lowland]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 1963. 34 p.
- Olyunin V.N. *Proiskhozhdenie rel'efa vozrozhdennykh gor* [Origin of the Relief of the Revived Mountains]. Moscow: Nauka Publ., 1978. 268 p.
- Orlov V.I. On the features of the distribution of some forms of relief within the West Siberian lowland. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geogr.*, 1959, no. 6, pp. 107–112. (In Russ.).
- Panadiadi A.D. *Barabinskaya nizmennost' (priroda, khozyaistvo i perspektivy razvitiya)* [Barabinsk Lowland (Nature, Economy and Development Prospects)]. Moscow: Gos. izd-vo neograf. literatury, 1953. 232 p.
- Pil'kevich I.V. Grivny relief of the south of the West Siberian plain. In *Rel'ef Zapadno-Sibirskoi ravniny* [Relief of the West Siberian Plain]. Novosibirsk: Nauka Publ., 1988, pp. 81–93. (In Russ.).
- Pozdnyakov A.V., Pupyshev Yu.S., Puchkin A.V., Fuzel'la T.Sh. Genesis of the ridge-hollow relief of the West Siberian Plain. *Geosf. Issled.*, 2020, no. 4, pp. 42–57. (In Russ.).
<https://doi.org/10.17223/25421379/17/4>
- Prior J.C. *Landforms of Iowa*. Iowa City: Univ. of Iowa Press, 1991. 153 p.
<https://doi.org/10.17077/0003-4827.11051>

- Scholtes W.H. Properties and classification of the paha loess-derived soils in northeastern Iowa. In *Retrospective Theses and Dissertations*, 1951. 166 p.
- Sergienko V.M., Bedzhiev R.A. Late Quaternary tectonics of the North of the West Siberian Lowland. *Byull. MOIP. Otdel. Geolog.*, 1983, vol. 58, no. 6, pp. 73–82. (In Russ.).
- Shablinskaya N.V. *Razlomnaya tektonika Zapadno-Sibirskoi i Timano-Pecherskoi plit i voprosy neftegazonosti paleozoya* [Faulty Tectonics of the West Siberian and Timan-Pechora Plates and Issues of Oil and Gas Bearing of the Paleozoic]. Leningrad: Nedra Publ., 1982. 155 p.
- Tarnogradskii V.D. Relict permafrost relief of glacial plains of the West Siberian Lowland. In *Materialy 8 Vsesoyuzn. mezhdovedstvennogo soveshchaniya po geokriologii. T. 6* [Proc. of the 8th All-Union Interdepartmental Meeting on Geocryology. Vol. 6]. Yakutsk, 1966, pp. 82–86. (In Russ.).
- Tomirdiario S.V. *Lesso-vedovaya formatsiya Vostochnoi Sibiri v pozdnem pleistotsene i golotsene* [Loess-Ice Formation of Eastern Siberia in the Late Pleistocene and Holocene]. Moscow: Nauka Publ., 1980. 184 p.
- Trask P.D. *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Houston: Gulf Pab. Co., 1932. 323 p.
- Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetskii K.V., McDonald G., Smith L. West Siberian plain in the form of a glacial desert. *Izv. Akad. Nauk, Ser. Geogr.*, 2007, no. 4, pp. 16–28. (In Russ.).
- Volkov I.A. *Ishimskaya step' (rel'ef i pokrovnye lessovidnye otlozheniya)* [Ishim Steppe (Relief and Cover Loess-Like Deposits)]. Novosibirsk: Izd-vo So RAN, 1965. 75 p.
- Volkov I.A. *Pozdnechetvertichnaya subaeral'naya formatsiya* [Late Quaternary Subaerial Formation]. Moscow: Nauka Publ., 1971. 253 p.
- Volkov I.A. Role of the aeolian factor in the evolution of relief. In *Problemy ekzogennogo rel'efoobrazovaniya* [Problems of Exogenous Relief Formation]. Moscow: Nauka Publ., 1976, pp. 264–289. (In Russ.).
- Volkov I.A., Volkova V.S., Zadkova A.A. *Pokrovnye lessovidnye otlozheniya i paleogeografiya yugo-zapada Zapadnoi Sibiri v plitsen-chetvertichnoe vremya* [Cover Loess-Like Deposits and Paleogeography of the South-West of Western Siberia in the Pliocene-Quaternary Time]. Novosibirsk: Nauka Publ., 1969. 337 p.
- Vol'vakh N.E., Kurbanov R.N., Vol'vakh A.O., Zykina V.S., Khashchevskaya D.E., Bulard Ya.-P., Murray E.S. The first results of luminescent dating of loess-soil series in the south of Western Siberia (reference section Lozhok). *Izv. Akad. Nauk, Ser. Geogr.*, 2021, vol. 85, no. 2, pp. 284–301. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2587556621020151>
- Voronin A. D. *Osnovy fiziki pochv: Ucheb. posobie* [Fundamentals of Soil Physics: Textbook]. Moscow: Izd-vo Mosk. Univ., 1986. 244 p.
- Zykina V.S., Zykin V.S. *Lesso-vedovaya posledovatel'nost' i evolyutsiya prirodnoi sredy i klimata Zapadnoi Sibiri v pleistotsene* [Loess-Soil Sequence and Evolution of the Natural Environment and Climate of Western Siberia in the Pleistocene]. Novosibirsk: Geo Publ., 2012. 232 p.