RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

GEOMORFOLOGIYA I PALEOGEOGRAFIYA

(before 2023 – Geomorfologiya)

Vol. 54 No. 3 July – September 2023

FOUNDED 1970 QUARTERLY

Founders: Russian Academy of Sciences, Institute of Geography Russian Academy of Sciences
The Editorial Staff:
E.A. Karaseva – head of Editorial office (manager editor)

The Editorial Board Adress: Staromonetny Lane, 29,
Institute of Geography Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Russia
Phone: 8 (499) 238-03-60
E-mail: geomorfologiya@mail.ru

The subscription index in Rospechat catalogue 70215
ISSN 2949-1789 (Print)
ISSN 2949-1797 (Online)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 54, номер 3, 2023

ОБЗОРНЫЕ СТАТЬИ

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

CONTENTS

Vol. 54, No. 3, 2023

REVIEW PAPERS

RESEARCH PAPERS

RESEARCH METHODS

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2023, том 54, № 3, с. 3–13

ОБЗОРНЫЕ СТАТЬИ

УДК 551.435.126(282.254.43+282.255)

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЧНЫХ ДЕЛЬТ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВОДОЕМОВ АРАЛО-КАСПИЙСКОЙ АРИДНОЙ ЗОНЫ (НА ПРИМЕРЕ РЕК ТЕРЕКА, АМУДАРЬИ И ИЛИ)#

© 2023 г. **В. Н. Коротаев[1,*]**

[1]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия*

**E-mail: vlaskor@mail.ru*

Поступила в редакцию 15.02.2022 г.
После доработки 20.12.2022 г.
Принята к публикации 14.03.2023 г.

Устьевые геоморфолого-осадочные систем крупных рек, впадающих во внутриконтинентальные моря и озера аридной зоны, прошли длительный эволюционный путь развития, многократно накапливая и перерабатывая аллювиальные отложения в зависимости от положения уровня приемного водоема. Следуя за колебаниями уровня, реки перемещали свои дельты, плейстоценовые реликты которых находят в интервале абсолютных отметок от +50 до –20 м на берегах Каспия, от +50 до 110 м Арала и от +370 до 400 м озера Балхаш.

Арало-Каспийская аридная зона отличается некоторыми особенностями природных факторов, влияющих на процессы дельтообразования: засушливостью климата, формированием речного стока в верховьях рек и отсутствием приточности в нижнем течении, повышенной мутностью речных вод и огромным стоком взвешенных наносов, а также значительным влиянием хозяйственной деятельности человека, связанной с интенсивным орошением сельскохозяйственных угодий. Наиболее распространенным морфогенетическим типом речных дельт на побережьях внутриконтинентальных водоемов аридной зоны являются огромные аллювиальные конусы выноса в виде дельт выдвижения и “сухие внутренние дельты” в виде аллювиальных конусов выноса.

Дельтовым рукавам и нижнем течении рек аридной зоны свойственна большая интенсивность русловых деформаций вследствие слабой устойчивости к размыву мелкопесчаных долинных аллювиально-пролювиальных отложений, больших скоростей течения и высокой насыщенности потока взвешенными наносами. Перенасыщенность речного потока наносами приводит обычно к обмелению русла в половодье и постепенному его повышению над окружающей местностью. Повышение отметок дна и большие скорости устьевого удлинения провоцируют частые прорывы прирусловых валов, изменение направления течения дельтовых рукавов, создание новых узлов разветвлений и формирование *региональных причлененных дельт прорывного типа* (дельтовых лопастей) на периферии старой дельты (субдельт по американской терминологии). Внутри дельтовых систем после прорывов русловых валов (или ограждающих дамб) могут формироваться также *частично наложенные* или *наложенно-причлененные дельты*.

Плохая сохранность древних дельт – следствие интенсивного хозяйственного освоения и высокой динамичности морского края и гидрографической сети речных дельт в условиях огромного стока взвешенных наносов и значительной изменчивости уровня приемного водоема.

Ключевые слова: геоморфология устьевых систем, дельта, устьевой конус выноса, колебания уровня приемного водоема, изменение условий увлажненности климата, история формирования дельт аридной зоны

DOI: 10.31857/S2949178923030040, **EDN:** WCWFQU

ВВЕДЕНИЕ

Устья рек на побережьях окраинных морей Мирового океана и внутриконтинентальных водоемов (Каспийского и Аральского морей и озера Балхаш) прошли длительный путь развития на фоне многократных изменений положения уровня приемных водоемов. Современная береговая зона всех окраинных морей и открытых океанических побережий земного шара, в том числе и дельтовые берега, были смоделированы в ходе последней, послеледниковой, трансгрессии Мирового океана. Начало создания береговых и устье-

Ссылка для цитирования: Коротаев В.Н. (2023). Формирование речных дельт внутриконтинентальных водоемов Арало-Каспийской аридной зоны (на примере рек Терека, Амударьи и Или) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 3–13. https://doi.org/10.31857/S2949178923030040; https://elibrary.ru/WCWFQU

вых форм следует отнести к гляциально-эвстатическому регрессивно-трансгрессивному циклу, когда уровень океана сначала понизился примерно до отметок –110 м, а затем быстро поднялся до современного положения. Именно этот период в истории формирования береговой зоны Мирового океана оказал наибольшее влияние на образование и развитие речных дельт (Каплин, 1973; Каплин, Селиванов, 1999).

Для внутриконтинентальных водоемов аридной зоны характерна многократная смена трансгрессивно-регрессивных фаз за небольшие временные промежутки (1–2 тыс. лет). Следы древних дельт на каспийском шельфе были обнаружены в виде клиноморфных аккумулятивных тел ательского (Q_{2-3}^{at}) и енотаевского (Q_3^{en}) возраста на глубинах 40–25 м (Лохин, Маев, 1990). Достаточно хорошо сохранились дельты, связанные с максимальными пиками раннехвалынской (~50 м Балтийской системы высот [БС]), позднехвалынской (~0 м БС) и новокаспийской (–20 м БС) трансгрессиями Каспийского моря. Принципиальные различия в колебаниях уровня приемных водоемов требуют раздельного рассмотрения механизма формирования речных дельт, стратиграфии дельтовых отложений, эволюции устьевых областей и динамики гидрографической сети рек, расположенных на побережьях Мирового океана и внутриконтинентальных водоемов (Коротаев, 2012).

В Арало-Каспийской аридной зоне расположены различные морфогенетические типы речных дельт: выдвижения на открытом взморье (Волга, Терек, Кура, Урал, Амударья, Сырдарья, Или, Каратал, Лепсы) и так называемые “сухие внутренние дельты” – аллювиальные конусы выноса горных рек, теряющих сток в среднеазиатских песках (Мургаб, Зеравшан, Чу, Талас и др.). Наибольший интерес вызывают огромные многорукавные дельты выдвижения (например, Терек, Амударья, Или), на примере которых попытаемся исследовать специфику процессов дельтообразования и историю формирования.

Процессы дельтообразования в устьях рек подчиняются *внутренним* гидравлическим и балансовым закономерностям, физические основы которых универсальны и в целом сходны в разных природных условиях. В то же время устьевые процессы протекают под сильным влиянием *внешних* факторов – природных условий речных бассейнов и приемных водоемов, и их естественных и антропогенных изменений. При всем многообразии природных факторов, влияющих на процессы дельтообразования (исходный рельеф взморья, тектоника, многолетняя мерзлота, воздействие моря, закрепляющая роль растительности, ледовые явления, гидротехнические мероприятия и др.), ведущую роль в характере и интенсивности дельтообразования играет величина стока наносов реки. Именно она определяет скорость выдвижения русел в море, интенсивность активизации и отмирания дельтовых рукавов, перераспределение стока между ними, динамику гидрографической сети и ее морского края в целом. Чем больше сток наносов реки и ее мутность, тем выше и интенсивность всех дельтоформирующих процессов. Сток наносов определяет и тип развития дельты: медленный, эволюционный или быстрый, скачкообразный, с прорывами русла и полной перестройкой гидрографической сети дельты. Второй тип развития дельты, как правило, характерен для рек с нагрузкой наносов >1 кг/м^3. Даже число рукавов в дельте зависит от величины стока наносов: чем она больше, тем быстрее возникают новые и отмирают старые дельтовые рукава, а их общее число у рек с большим стоком наносов заметно меньше, чем у других рек.

В зонах степей, полупустынь и пустынь в устьях рек с большим стоком наносов, часто берущих начало в горных и предгорных частях бассейнов, формируются дельты с очень изменчивой гидрографической сетью. Русла рукавов быстро выдвигаются в море (максимальная скорость устьевого удлинения в прошлом была отмечена в дельтах Амударьи и Хуанхэ – 4 и 10 км/год соответственно). Одновременно с этим происходит повышение дна и водной поверхности рукавов, возрастают перепады отметок между гребнями прирусловых валов и окружающей дельтовой поймой, что создает предпосылки для прорыва русла. В результате таких прорывов происходит образование наложенных (возникающих в пониженных внутренних частях старой дельты) и причлененных (формирующихся на морской периферии старой дельты) частных дельт и их поясов. Такие процессы были типичны (до значительного антропогенного сокращения стока рек или его зарегулирования, крупномасштабных обвалования или канализации рукавов) для дельт Хуанхэ, Амударьи, Терека, Сулака, Или. Прорывы во внутренние части дельты нередко приводили к катастрофическим наводнениям.

От упомянутых выше устьев рек сильно отличается *дельта Волги,* хотя она и расположена в аридной зоне. Современные гидролого-морфологические процессы в дельте Волги несмотря на то, что она расположена в аридной зоне, существенно отличаются от многих рек Арало-Каспийской аридной зоны вследствие малой мутности речных вод и незначительного стока взвешенных наносов. Дельтообразующие процессы здесь мало чем отличаются от аналогичных для умеренной зоны.

Нижняя (приморская) часть новейшей дельты Волги имеет облик *култучно-дельтовой аллювиальной равнины*, сформированной из многочисленных молодых дельтовых конусов выноса. Искусственное углубление баровых бороздин и ограждение их с обеих сторон отвалами грунта, которые постепенно закрепляются растительностью, приводят к обособлению этих участков авандельты от окружающего водного пространства и превращению их в своеобразные продолжения дельтовых водотоков – банки, концентрирующие большую часть стока Волги на устьевом взморье. Водные пространства, разделяющие банки, становятся мелководными заливами – култуками, постепенно заиливающимися и зарастающими водной растительностью.

Наиболее характерными процессами в приморской зоне являются: формирование разветвленной сети мелких водотоков веерной формы, рассредоточение стока магистральных рукавов по ерикам и протокам, массовая аккумуляция речных наносов и выдвижение морского края дельты с образованием выдвигающихся в море кос и осередки устьевых баров. А также избыточная увлажненность, обусловленная близким залеганием грунтовых вод. В пределах современной дельты Волги не происходит формирование наложенных дельт.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве информационной основы исследования использован массив опубликованных гидрологических, гидрографических и геолого-геоморфологических данных, а также результаты экспедиционных работ географического факультета МГУ в низовьях рек бассейнов Каспийского, Аральского морей и озера Балхаш. Методы исследования базируются на применении апробированных приемов геоморфологического картографирования дельтовых равнин, а также современных геоинформационных технологий с использованием разновременных картографических и космических источников.

Геоморфологическое строение речных дельт, подсчеты их площадей и современная динамика изучались на основе анализа, сопоставления и картометрии топографических карт масштаба 1 : 100 000, космических снимков *Landsat-7* и *Google Earth*.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Бассейн Каспийского моря

Дельта Терека. Река Терек берет начало на склонах Главного и Бокового хребтов Большого Кавказа у ледника Зилга-Хох на высоте 2713 м. Крупнейшие притоки Малка и Баксан вытекают из-под ледников Эльбруса. Длина реки – 623 км. В горной зоне от истоков до Эльхотовских ворот река формирует порожисто-водопадные русла, а в пределах Северо-Осетинской равнины Терек превращается в широкопойменную реку. Устьевой участок реки начинается у с. Степное в 165 км от моря и включает дельту с многочисленными рукавами, протоками, озерами, плавнями и каналами.

Средний годовой расход воды в замыкающем створе (с. Степное) равен 297 м^3/с (9.37 км^3/год). В многоводные годы сток увеличивался до 13.6, а в маловодные уменьшался до 6.4 км^3/год. Высокая интенсивность эрозионных процессов на водосборах обусловливает большие значения средней мутности терских вод от 0.2 до 3.19 кг/м^3. Средний многолетний сток взвешенных наносов составляет в вершине дельты 15.4 млн т/год, максимальный годовой сток наносов – 63.7 млн т/год. Большая мутность рек – одна из причин, приводящих к накоплению отложений в руслах, повышению отметок дна, уменьшению транспортирующей способности рек и способствующих катастрофическим наводнениям в нижнем течении.

Формирование рельефа Терско-Сулакской равнины происходило на фоне многократных плейстоценовых и голоценовых трансгрессий Каспия, далеко приникавших в область краевого прогиба и его регрессивных стадий, когда формировались обширные дельты. В периоды регрессий морской край дельт смещался далеко в сторону моря. Так, глубокой енотаевской регрессии (около 20 тыс. л. н.) соответствуют реликты древней объединенной дельты рек Волги, Кумы, Терека и Сулака с береговой линией на отметках около –64 м БС. Мангышлакской регрессии (10 тыс. л. н.) соответствует древняя береговая линия на отметках –50 м БС, к которой были приурочены устья рек Терека и Сулака (Леонтьев, 1961).

Дельтовые накопления заполнили некогда громадный залив и создали последовательную систему хазарских, нижне- и верхнехвалынских и новокаспийских равнин. Формирование дельтовой равнины в настоящее время продолжается лишь в северной и юго-восточной частях Терско-Сулакской дельтовой равнины, в частности в Аграханском заливе и в устьях Аликазгана и Сулака. Поверхности наиболее древних дельтовых равнин претерпели значительные изменения под воздействием позднейших трансгрессий, переработки эоловыми процессами и в современное время – в результате мелиоративных мероприятий. По Г.И. Рычагову (1960), Терско-Сулакская дельтовая равнина сформировалась в основном во время регрессии верхнехвалынского моря. Последующие, более молодые (новокаспийская, современная) дельты перекрывали своими отложениями древнюю дельтовую поверхность и частично ее перерабатывали (рис. 1).

Согласно И.П. Беляеву (1963) выделяют два основных типа развития дельтовой равнины – регрессивный и трансгрессивный. При развитии дельты по регрессивному типу дельтовые водотоки следуют за отступающим морем. Речной сток концентрируется в немногих крупных рукавах, приводя к отмиранию более малых водотоков. В зависимости от глубины регрессии и величины уклона осушающейся части прибрежной зоны моря в дельтовых рукавах могли преобладать процессы эрозии или аккумуляции. Если уклон осушки был меньше "устойчивого" уклона (состояние динамического равновесия русла, когда не происходит направленных русловых деформаций), то в нижней части русла происходила аккумуляция, регрессивно распространявшаяся вверх по течению (Гидрология устьев рек..., 1993). На дельтовой равнине Терека такие условия возникали при падении уровня моря до отметок –28...–30 м БС, предельного уровня, до которого опускался уровень Каспия в новокаспийское время (Рычагов, 1977).

При развитии дельты по трансгрессивному типу ее нижняя часть затапливалась, а рукава оказывались в подпоре. В это время формировались обширные мелководные водоемы, в которых затем могли сформироваться причлененные частные дельты выполнения, а также в некоторых случаях и наложенные частные дельты. В течение трансгрессивных стадий новокаспийского времени наиболее интенсивно частные дельты образовывались в центральной части дельтовой равнины, в системе рукавов Куру-Терека. В западной и южных частях равнины оставались понижения, которые затапливались во время трансгрессий и где могли сформироваться причлененные и наложенные частные дельты (Леонтьев, Чекалина, 1979).

За последние 500 лет насчитывается семь основных циклов формирования наложенных и причлененных частных дельт. Самой древней, в настоящее время полностью отмершей, является система, образовавшая в XV–XVI вв. *Брянско-Сутютинскую* лопасть дельты. Вершина ее располагалась у Кизляра, основными водотоками были Кизлярка, Куру-Терек, Большой Березяк, Ачису, Ак-Терек, Илган-Бурун. В XVII в. сформировалась самая старая из ныне существующих *Сулу-Чубутлинская* и отмершая *Куру-Чубутлинская* системы, вершины которых находились у ст. Старогладковской. Отложения этих систем образовали западную и северные части дельтовой равнины.

В начале и конце XVIII в. мощные прорывы излучин Терека в районе ст. Старогладковской и выше г. Кизляр привели к появлению новых дельтовых рукавов, впоследствии получивших название Старого Терека и Кордонки. Эти рукава сформировали *Бахтемиро-Крайновско-Старотеречную лопасть* дельты. В 1812 г. образовалась Бороздинская прорва, а в 1914 г., во время катастрофического наводнения, возник Каргалинский прорыв, во время которого было затоплено около 700 км^2 терской равнины. Этот прорыв послужил началом формирования наиболее мощной из существующих новотеречных систем дельтовых водотоков *Аликазганской лопастной дельты выполнения* в Аграханском заливе. К началу XX века в основном были заполнены аллювиально-дельтовыми отложениями понижения в северной части дельтовой равнины Терека. Северные рукава дельты Терека в естественном состоянии не могли конкурировать с новым магистральным рукавом и отмерли. Современная дельта Терека стала практически однорукавной. В настоящее время сток в старые дельтовые рукава поддерживается искусственным путем (Алексеевский и др., 1987).

Новый этап развития дельты Терека совпал со временем сооружения в 1960-е годы искусственной прорези через Аграханский п-ов для спрямления русла Каргалинского прорыва и предупреждения негативных последствий, связанных с выдвижением дельты Аликазгана (угроза новых прорывов и затопление сельскохозяйственных земель). В январе 1973 г. в результате заторных явлений и повышения уровня воды в русле Главного банка была прорвана перемычка в прорези и воды реки устремились к морю. Громадный сток наносов привел к быстрому формированию "новой" дельты Терека – дельты выдвижения на открытом взморье. За период 1975–1990 гг. площадь новой дельты увеличилась с 1.4 до 3.2 км^2, а объем конуса выноса – от 3.75 до 8.05 млн м^3 (Байдин и др., 1971; Рычагов, 1977; Реки и озера мира, 2012). Продолжавшийся после 1990 г. подъем уровня Каспия привел в начале XXI в. почти к полному затоплению и разрушению "новой" дельты Терека.

Современный подъем уровня Каспийского моря вызвал повсеместное подтопление низменных участков берега и частичное затопление осушек и глинистых бенчей (с. Новотеречное). Это постепенно приводит к усилению разрушения берега и активизации ранее отмерших береговых уступов. В настоящее время нагонные воды полностью перекрывают сохранившиеся местами участки молодой террасы 1929 г. и непосредственно достигают подошвы уступа размыва, подрезающего новокаспийскую равнину.

Общая площадь Терско-Сулакской дельты с вершиной у ст. Каргалинская (позднехвалынская, новокаспийская и современная без Аграханской косы) – 10 260 км^2, в том числе современная дельта – 1890 км^2.

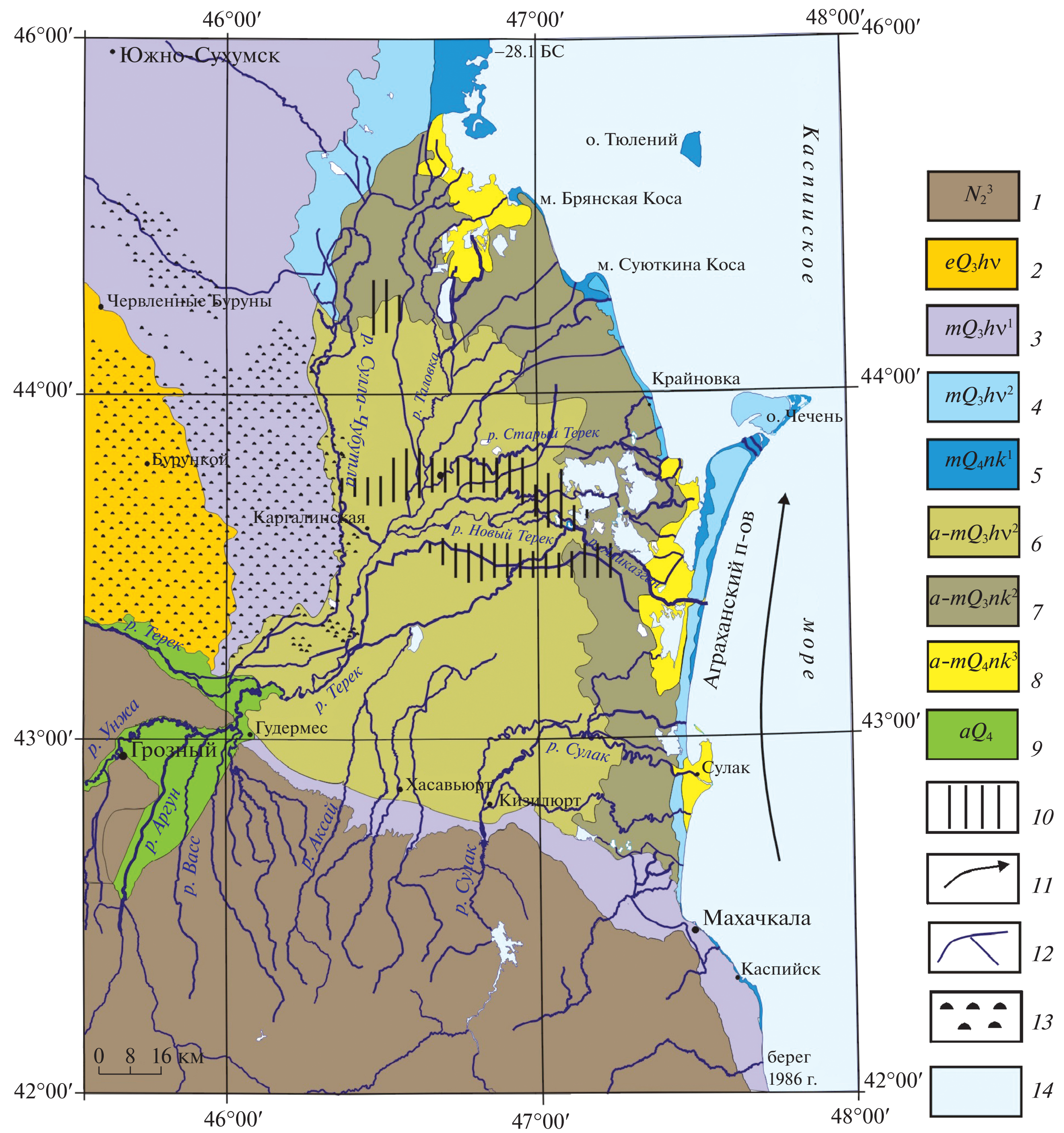


Рис. 1. Геоморфологическая карта дельтовой системы Терека.
1 – эрозионно-денудационный рельеф среднегорий (до 1000 м абс.); *2* – позднечетвертичная эоловая бугристо-грядовая равнина; *3* – хвалынская морская равнина (от 50 до 0 м абс.); *4* – новокаспийская морская равнина (–20 м абс.); *5* – морская современная терраса (–26 м абс.); *6* – хвалынская дельта; *7* – новокаспийская дельта; *8*– современная дельта; *9* – пойменно-террасовый комплекс речных долин; *10* – наложенные дельты; *11* – направление потоков вдольбереговых наносов; *12* – гидрографическая сеть; *13* – бугристые пески; *14* – водные объекты.

Fig. 1. Geomorphological map of the Terek delta system.
1 – erosion-denudation relief of the Middle mountains (up to 1000 m abs.); *2* – Late Quaternary eolhill-ridge plain; *3* – Khvalyn sea plain (from 50 to 0 m abs.); *4* – New Caspian sea plain (–20 m abs.); *5* –Modern marine terrace (–26 m abs.); *6* – the Khvalyn delta; *7* – the New Caspian delta; *8* – the recent delta; *9* – the floodplain-terrace complex of river valleys; *10* – superimposed deltas; *11* – the direction of longshore drift sediments; *12* – hydrographic network; *13* – hillock sands; *14* – water objectes.

Бассейн Аральского моря

Дельта Амударьи. Река Амударья образуется от слияния Пянджа и Вахша, стекающих со склонов Памира. Длина Амударьи – 1415 км, от истоков Пянджа – 2540 км. Основная масса речного стока формируется на водосборах Пянджа и Вахша, а также притоков Сурхаба, Кафирнигана и Сурхандарьи. До 1960 г. средний расход воды у г. Керки составлял 2000 м^3/с (63 км^3/год). В настоящее время расход воды существенно уменьшился вследствие увеличения забора воды в Каракумский и Аму-Бухарский каналы, особенно в нижнем течении в меженный период. Расход наносов Амударьи, самый большой среди рек Средней Азии – 6.9 тыс. кг/с у г. Керки. До 1960 г. сток взвешенных наносов составлял 219 млн т/год. Мутность амударьинских вод – 3.3 кг/м^3 (Реки и озера мира, 2012).

Большая часть рек бассейна Амударьи расположена в горах Памира и Памиро-Алая, что определяет их горный или полугорный характер в виде ущелеобразных или порожисто-водопадных русел. Равнинный облик имеют русла рек самой Амударьи и низовий Пянджа, Вахша, Кафирнигана и Сурхандарьи.

В тектоническом отношении на территории, занятой амударьинской дельтовой равниной и вдоль ее границ, расположены несколько морфоструктур, выраженных в рельефе платообразными возвышенностями, пластовыми равнинами с эоловым рельефом, грядовыми останцами и бессточными впадинами. Так, на западной границе амударьинской дельтовой устьевой системы находится неогеновое *плато Устюрт* с высотами от 160–200 м на юго-востоке до 200–370 м в центральной части, приуроченное к крупному прогибу, окруженному приподнятыми структурами кристаллического фундамента. Наиболее характерны для рельефа Устюрта пластовые миоцен-плиоценовые равнины, бессточные впадины и чинки. Последние представляют собой почти вертикальные малодоступные уступы высотой от нескольких десятков до 200–300 м (Сваричевская, 1965).

Формирование *Аральской котловины*, впоследствии занятой Аральским морем, связывается с предакчагыльским временем, когда в результате тектонических движений образовался прогиб земной коры. Заполнение котловины, очевидно, началось в апшеронское время слабосолеными водами Каспийского моря и за счет стока тургайских рек. Окончательное наполнение озерного водоема произошло в позднеплейстоценовое время в связи с поворотом Амударьи на север и перестройкой низовьев Сырдарьи (Лымарев, 1967). Происхождение *Хорезмской* и *Сарыкамышской впадин* обусловлено прогибанием шарнира Южноустьюртской синклинальной зоны и с формированием Южнохорезмской синклинали, которые произошли до поворота Амударьи на север.

Останцовые возвышенности Бельтау, Куснанатау и Кызылжар представляют собой перемычку из неразмытых коренных неогеновых пород, отделяющих Аральскую впадину от Хорезмской. Кроме этих крупных возвышенностей, на дельтовой равнине сохранились небольшие поднятия и холмы, а также п-ов Тигровый хвост, сложенные позднемеловыми железистыми и гипсовыми песчаниками, мелоподобными мергелями и зеленоватыми глинами. Пологие склоны останцовых возвышенностей покрыты грядами подвижных песков.

Долина реки Амударьи в равнинной части среднего и нижнего течения (ниже г. Керки) сформирована в условиях свободного развития русловых деформаций среди мелкопесчаных древнеаллювиальных отложений. Речная долина вплоть до дельты периодически сужается встречающимися среди пустыни низкогорными кряжами, сложенными гнейсами, мраморами и гранодиоритами. На участке между городом Чарджоу (ныне Туркменаба́д) и нас. пунктом Таш-Сака русло Амударьи глубоко врезано в неогеновые отложения Заунгузского и Кизилкумского плато, местами вскрывая палеогеновые и меловые осадки. Долина имеет высокие (40–50 м) крутые обрывистые склоны. Ниже последней теснины, где Амударья прорезает Питнякскую возвышенность в районе селения Туз-Ачак, ширина долины Амударьи резко увеличивается с 10–20 до 40–50 км у городов Ташауз (ныне Дашогу́з) и Тахиаташ. Отсюда, очевидно, начинается древняя дельта Амударьи, которая вначале заполняла Сарыкамышскую впадину, а затем повернула на север и впадала в Аральское море (Рогов, 1957).

История формирования амударьинских дельт начинается с момента перехвата сквозной долины Амударьи расположенным еще более низко врезанным руслом небольшой реки бассейна Хорезмского озера. Одряхлевшая от запруживающих ее наносов, Амударья расширила и углубила регрессивный врез и проникла в Южное Приаралье. В настоящее время эта территория имеет очень сложное строение: здесь находятся три дельты Амударьи (Акчадарьинская, Присарыкамышская и Приаральская), а также в Ассаке-Ауданской впадине погребенная Хорезмская дельта, формы озерной аккумуляции в Сарыкамышской впадине и долина Узбоя, сбрасывающая избыточные воды в Каспийское море (Егоров, 1960; Лопатин, 1960; Сваричевская, 1965). Прорвавшаяся в Южное Приаралье Амударья сначала затопила полностью котловину Хорезмского озера, а затем по тектоническому прогибу в раннехвалынское время проникла в Аральскую котловину в виде системы дельтовых рукавов Акчадарьи, дав начало возникновению Аральского моря. В позднехвалынское время амударьинские воды уничтожили перемычку между Хорезмской и Сарыкамышской впадинами и стали поступать в пределы Верхнеузбойского коридора и далее в Каспийское море. Одновременно шло накопление мощной Присарыкамышской дельты в восточной части Сарыкамышской впадины и отмирание гидрографической сети Акчада-

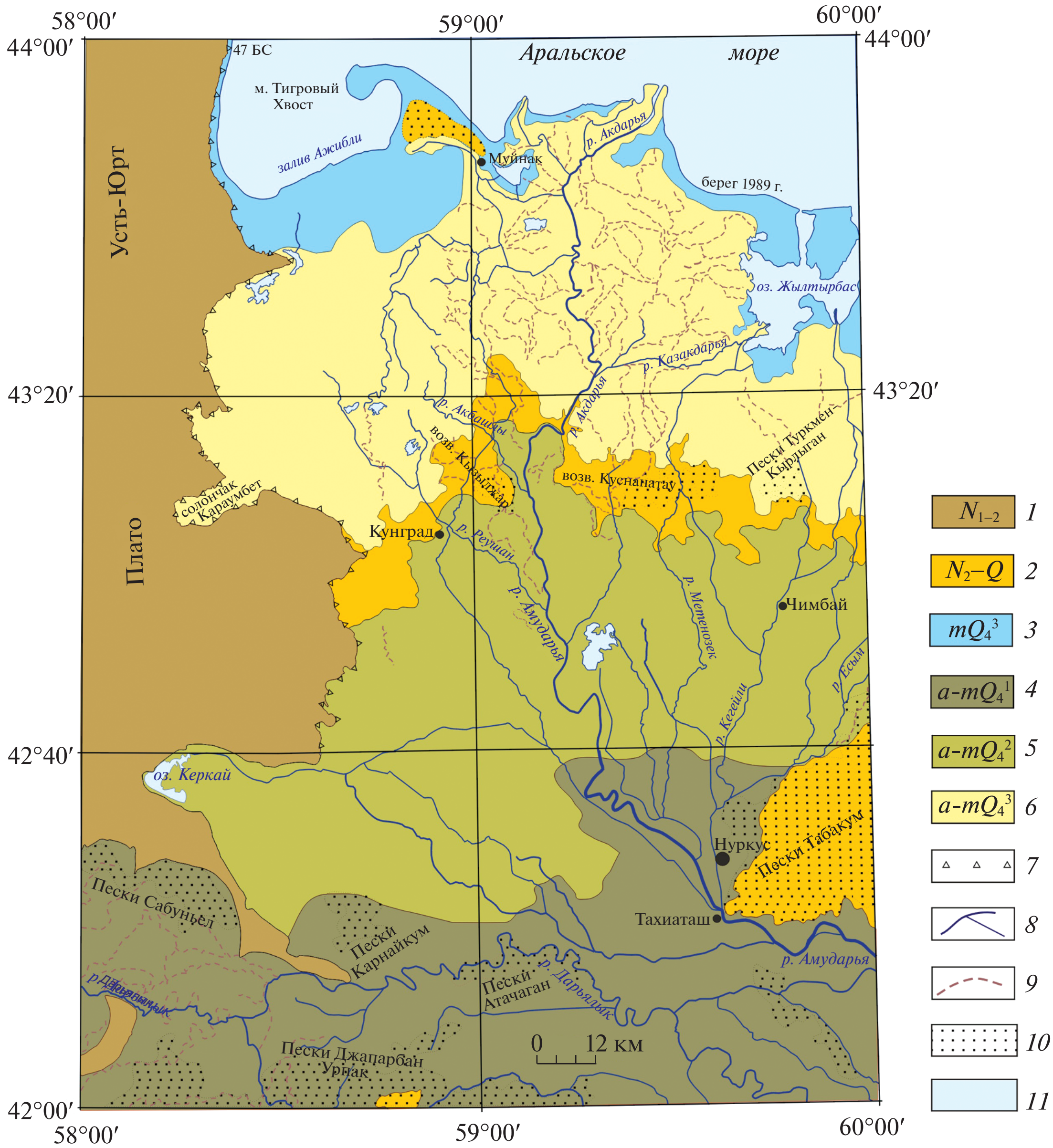


Рис. 2. Геоморфологическая карта дельтовой системы Амударьи.
1 – структурно-денудационное неогеновое плато (до 250 м абс.); *2* – останцы эрозионно-денудационных неоген-четвертичных равнин; *3* – морская голоценовая терраса; *4* – сарыкамышская дельта (древняя); *5* – акдарьинская дельта (старая); *6* – современная дельта (молодая); *7* – обрывы плато; *8* – гидрографическая сеть; *9* – сухие русла; *10* – бугристые пески; *11* – водные объекты.

Fig. 2. Geomorphological map of the Amu Darya delta system.
1 – structural-denudation Neogene plateau (up to 250 m abs.); *2* – Farewell rock of erosion-denudation Neogene-Quaternary plains; *3* – marine Holocene terrace; *4* – Sarykamysh delta (ancient); *5* – Akdarya delta (old); *6* – recent delta (young); *7* – plateau cliffs; *8* – hydrographic network; *9* – dry channel rivers; *10* – hillock sands; *11* – water objectes.

рьи. Голоценовая история амударьинской дельтовой равнины связана, главным образом, с формированием Приаральской дельты и, частично, с обновлением гидрографической сети Сарыкамышской впадины, куда периодически (особенно с XII по XVI вв.) продолжали поступать воды Амударьи, что отражалось в колебаниях уровня Сарыкамышского озера (рис. 2).

Бассейн озера Балхаш

Дельта Или. Река Или образуется от слияния рек Текес и Кюнес, берущих начало на склонах хребта Терскей-Ала-Тоо и отрогах хребта Нарат в Тянь-Шане. Длина Или – 1001 км, площадь бассейна – 140 тыс. км^2. В верхнем течении Или имеет вид горной реки с галечно-валунным руслом и протекает по узким ущельям и широким котловинам. В среднем течении, ниже Капчигайского водохранилища, Или следует по пустынной Прибалхашской равнине, а в нижнем – в песках Сарысик-Атырау и Таухум в виде песчано-илистых русел, пересекая древние русла реки Жантас. Средний годовой расход воды в устьевом створе – 329 км^3/с (сток около 10 км^3/год). Сток наносов Или составляет около 3.3 млн т/год (мутность около 300 г/м^3) (Реки и озера мира..., 2012). При впадении в западную, наиболее глубоководную часть озера Балхаш, Или сформировала обширную дельту площадью около 12 тыс. км^2, с рукавами Жидели и Топар.

Впадина, где находится оз. Балхаш, представляет собой обширные предгорные и дельтовые, аллювиально-пролювиальные равнины и озерные террасы. История самого озера, по свидетельству многих исследователей (Сапожников, 1951; Севастьянов и др., 1991; Крылов и др., 2014), начинается с раннего голоцена, когда во время влажного климатического периода сформировался единый древнебалхашский водоем в пределах акваторий озер Балхаш, Сасыкколь, Алаколь и Джаланашколь. Последовавшие затем иссушение и аридизация климата привели к сокращению речного стока и развитию древнебалхашской регрессии, способствовавшей разобщению Балхаша на изолированные водоемы, осолонению вод и осушению значительной территории, где получили широкое развитие процессы эоловой переработки песчаных древнебалхашских отложений и образования дюн (8.3–5.6 тыс. л. н.).

В атлантическое время (около 5 тыс. л. н.) благодаря климатическим изменениям увлажненности и тектоническим подвижкам произошла коренная перестройка гидрографической сети в южной части Балхашской низменности. Вследствие увеличения водности река Или пропилила Капчагайское ущелье, спустила Илийское озеро и стала своими водами заполнять наиболее пониженные участки Балхашской котловины. В свою очередь река Лепсы в результате подвижек по Лепсинскому сбросу вернулась в свое древнее русло и стала впадать в оз. Балхаш, способствуя быстрому повышению уровня и увеличению размеров озера больше современных.

Последовавшее в начале суббореала (около 4 тыс. л. н.) истощение горных ледников, аридизация климата и уменьшение водности рек привели к развитию балхашской регрессии, которая в период 2.6–3.5 тыс. л. н. сменилась новобалхашской трансгрессией, уровень которой на 2–3 м превышал современный. Современный период (менее 1000 лет) в истории Балхаша характеризуется многократными колебаниями уровня в пределах 2–3 м, сопровождавшихся периодическими изменениями объема и площади озера.

Таким образом, в течение голоцена оз. Балхаш и Балхашская котловина прошли сложный путь развития, во время которого происходили значительные изменения увлажненности климата и водоносности рек, подъемы-снижения уровня и колебания солености озерных вод. Приозерная равнина, особенно ее южная часть, приобрела вид аллювиально-дельтовой равнины, осложненной многочисленными врезанными сухими руслами бывших дельтовых рукавов (баканасов) и на большей части преобразованной эоловыми процессами в грядово-бугристые пески (рис. 3). Древняя дельта Или располагалась в районе селения Баканас, в 300 км от современного устья и занимала до половины территории пустынь Сарысеик-Атырау и Бестас. Ее дельтовые рукава Шет-Баканас, Орто-Баканас, Нарын и Жанасу впадали в северную, наиболее глубокую часть Балхаша. Современная дельта Или начинается в районе сел. Аралтобе и впадает несколькими рукавами (Жидели, Кигалы и др.) в западную часть озера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Исследование рельефа и отложений дельт крупных рек, впадающих во внутриконтинентальные моря и озера Арало-Каспийской аридной зоны, показывает, что реки прошли длительный эволюционный путь, многократно накапливая и перерабатывая аллювиальные отложения в зависимости от положения уровня приемного водоема. Следуя за колебаниями уровня, реки перемещали свои дельты, плейстоценовые реликты которых находят в интервале абсолютных отметок от +50 до –20 м на берегах Каспия, от +50 до 110 м Арала и от +370 до 400 м озера Балхаш.

2. Особенностями природных факторов Арало-Каспийской аридной зоны, влияющих на процессы дельтообразования являются: засушливость климата, формирование речного стока в верховьях рек и отсутствие приточности в нижнем течении, повышенная мутность речных вод и огромный сток взвешенных наносов, а также значительное влияние хозяйственной деятельности человека, связанной с интенсивным орошением сельскохозяйственных угодий. Наиболее распространенный морфогенетический тип устьевой геоморфолого-осадочной системы на побережьях внутриконтинентальных водоемов аридной зоны – огромные аллювиальные конусы выноса в виде дельт выдвижения и “сухих внутренних дельт” (аллювиальных конусов рек, теряющих свой сток в азиатских пустынях).

3. Плохая сохранность древних дельт аридной зоны – следствие интенсивного хозяйственного освоения и высокой динамичности морского края и гидрографической сети современных речных дельт в условиях огромного стока взвешен-

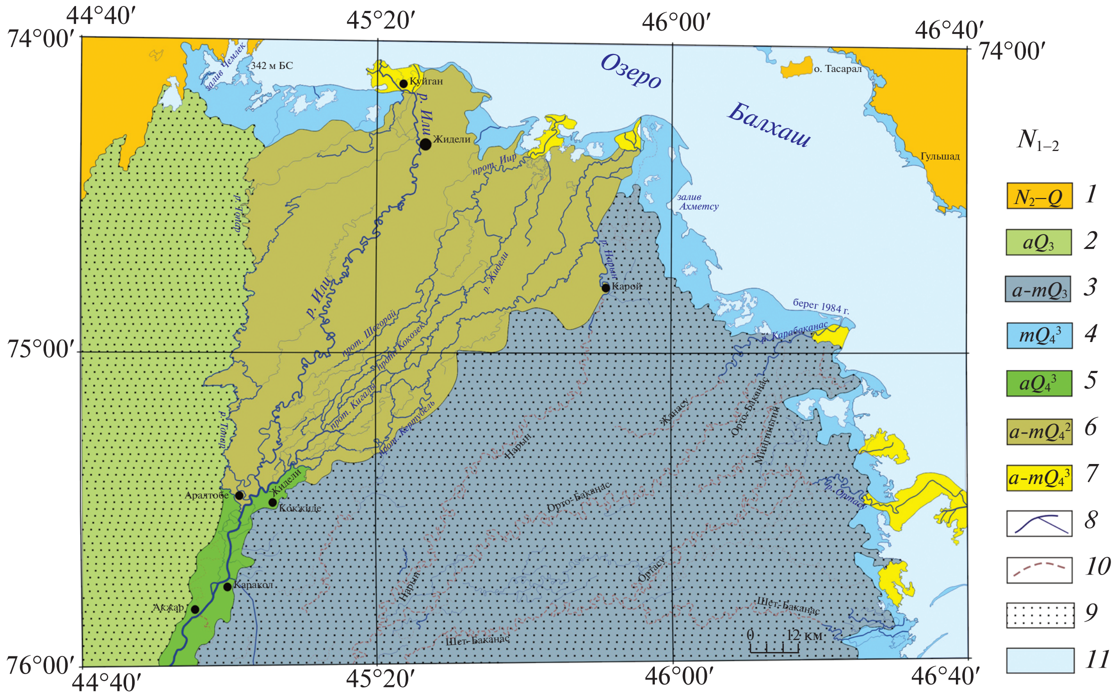


Рис. 3. Геоморфологическая карта дельтовой системы Или.
1 – структурно-денудационная неоген-четвертичная равнина (до 200 м абс.); *2* – позднеплейстоценовая аллювиальная равнина, переработанная эоловыми процессами; *3* – древняя дельта, переработанная эоловыми процессами; *4* – морская голоценовая терраса; *5* – пойменно-русловой комплекс речных долин; *6* – старая дельта; *7* – молодая дельта; *8* – гидрографическая сеть; *9* – сухие русла; *10* – бугристые пески; *11* – водные объекты.

Fig. 3. Geomorphological map of the Ili delta system.
1 – structural-denudation Neogene-Quaternary plain (up to 200 m abs.); *2* – Late Pleistocene alluvial plain, processed by Aeolian processes; *3* – ancient delta, processed by Aeolian processes; *4* – marine Holocene terrace; *5* – floodplain-channel complex of river valleys; *6* – old delta; *7* – young delta; *8* – hydrographic network; *9* – dry channel rivers; *10* – hillock sands; *11* – water objectes.

ных наносов и значительной изменчивости уровня приемного водоема.

4. Дельтовым рукавам и нижним течениям рек аридной зоны присуща большая интенсивность русловых деформаций, что определяется слабой устойчивостью к размыву мелкопесчаных долинных аллювиально-пролювиальных отложений, большими скоростями течения и высокой насыщенностью потока наносами. Перенасыщенность речного потока наносами приводит к обмелению русла в половодье и постепенному его повышению над окружающей местностью. Повышение отметок дна и большие скорости устьевого удлинения провоцируют частые прорывы береговых валов, изменение направления течения дельтовых рукавов, создание новых узлов разветвления и формирование *региональных причлененных дельт прорывного типа* (дельтовых лопастей) на периферии старой дельты (субдельт по американской терминологии). Внутри дельтовых систем после прорывов прирусловых валов (или ограждающих дамб) могут формироваться также *частично наложенные* или *наложенно-причлененные дельты*.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по плану темы государственного задания НИЛ эрозии почв и русловых процессов МГУ им. М.В. Ломоносова “Гидрология, морфодинамика и геоэкология эрозионно-русловых систем”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеевский Н.И., Михайлов В.Н., Сидорчук А.Ю. (1987). Процессы дельтообразования в устьевой области Терека // Водные ресурсы. № 5. С. 123–128.

Байдин С.С., Скриптунов Н.А., Штейман Б.С., Ган Г.Н. (1971). Гидрология устьевых областей Терека и Сулака. М.: Гидрометеоиздат. 198 с.

Беляев И.П. (1963). Гидрология дельты Терека. М.: Гидрометеоиздат. 208 с.

Гидрология устьев рек Терека и Сулака. (1993) / Под ред. В.Н. Михайлова, А.Н. Косарева. М.: Наука. 160 с.

Егоров В.В. (1960). Формирование дельты Амударьи и возможные изменения ее гидрографической сети // Изучение устьев рек (Тр. Океанограф. комиссии. Т. VI). М.: АН СССР. С. 20–24.

Каплин П.А. (1973). Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ. 265 с.

Каплин П.А., Селиванов А.О. (1999). Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС. 299 с.

Коротаев В.Н. (2012). Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем. М.: Изд-во МГУ. 540 с.

Крылов П.С., Нургалиев К., Ясонов П.Г. (2014). Об истории развития озера Балхаш (Казахстан) по сейсмоакустическим данным // Уч. записки Казанского ун-та. Естественные науки. Т. 156. Кн. 1. С. 128–134.

Леонтьев О.К. (1961). Древние береговые линии четвертичных трансгрессий Каспийского моря // Тр. Ин-та геологии АН Эст. ССР. Вып. VIII. С. 45–62.

Леонтьев О.К., Чекалина Т.И. (1979). Новокаспийская трансгрессия и перестройка морского края Терской дельты // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та. Вып. 6. С. 3–11.

Лопатин Г.В. (1960). Особенности формирования дельтовой области Аму-Дарьи // Изучение устьев рек (Тр. Океанограф. комиссии. Т. VI). М.: АН СССР. С. 9–19.

Лохин М.Ю., Маев Е.Г. (1990). Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. № 3. С. 34–40.

Лымарев В.И. (1967). Берега Аральского моря – внутреннего водоема аридной зоны. Л.: Наука. 252 с.

Реки и озера мира (Энциклопедия). (2012) / Гл. ред. В.И. Данилов-Данильян. М.: Энциклопедия. 928 с.

Рогов М.М. (1957). Гидрология дельты Амударьи. Л.: Гидрометеоиздат. 255 с.6.

Рычагов Г.И. (1960). Возраст дельты Терека // Тр. Океанограф. комиссии АН СССР. Т. VI (Исследование устьев рек). М.: АН СССР. 1960. С. 86–88.

Рычагов Г.И. (1977). Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та. 267 с.

Сапожников Д.Г. (1951). Современные осадки и геология озера Балхаш. М.: Изд-во АН СССР. 207 с.

Сваричевская З.А. (1965). Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та. 296 с.

Севастьянов Д.В., Мамедов Э.Д., Румянцев В.А. (1991). История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. Л.: Наука. 304 с.

FORMATION OF RIVER DELTAS OF INTRA-CONTINENTAL RESERVOIR OF THE ARAL-CASPIAN ARID ZONE (ON THE EXAMPLE OF THE TEREK, AMUDARYA AND ILI RIVERS)[1]

V. N. Korotaev[a,#]

[a]*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: vlaskor@mail.ru*

The study of the geomorphological and sedimentary systems forming at mouth of large rivers flowing into the inland seas and lakes of the arid zone shows that they have passed a long evolutionary path of development, repeatedly accumulating and reworking alluvial deposits depending on the position of the receiving reservoir level. Following the level fluctuations, the rivers moved their deltas, Pleistocene relics of which are found in the range of absolute marks from +50 to –20 m on the shores of the Caspian Sea, from +50 to 110 m of the Aral Sea and from +370 to 400 m of Lake Balkhash.

The Aral-Caspian arid zone is distinguished by following natural factors affecting the processes of delta formation: aridity of the climate, formation of river flow in the upper reaches and lack of inflow in the lower reaches, increased water turbidity and a huge runoff of suspended sediments, as well as significant influence of human economic activity associated with intensive irrigation. The most common morphogenetic type of river deltas on the coasts of intracontinental reservoirs of the arid zone are huge alluvial outflow cones in the form of extension deltas and "dry internal deltas" in the form of alluvial outflow cones.

The delta arms and the lower reaches of the rivers of the arid zone are characterized by a high intensity of channel deformations due to weak resistance to erosion of fine-grained valley alluvial-proluvial deposits, high flow velocities and high saturation of the flow with suspended sediments. The oversaturation of the river flow with sediments usually leads to shallowing of the riverbed in high water and its gradual increase over the surrounding terrain. An increase in the bottom elevation and fast delta progradation provoke frequent breakthroughs of the riverbed shafts, a change in the direction of the flow of delta arms, the creation of new branching nodes and the formation of regional jointed deltas of the breakthrough type (delta blades) on the periphery of the old delta (subdelta according to American terminology). Partially superimposed or superimposed deltas can also form inside delta systems after the breakthroughs of channel shafts (or enclosing dams).

The poor preservation of ancient deltas is noted due to intensive economic development and high dynamics

[1] *For citation*: Korotaev V.N. (2023). Formation of river deltas of intra-continental reservoir of the Aral-Caspian arid zone (on the example of the Terek, Amudarya and Ili Rivers). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 3. P. 3–13 (in Russian). https://doi.org/10.31857/S2949178923030040; https://elibrary.ru/WCWFQU

of the coast and the hydrographic network of river deltas in conditions of huge runoff of suspended sediments and significant variability of the level of the receiving reservoir.

Keywords: river mouth system geomorphology, deltas, alluvial outflow cone, water level fluctuations of the receiving reservoir, change in aridity, delta development in the arid region

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was carried out according to the plan of the state assignment of the Research Laboratory of Soil Erosion and Channel Processes of the Lomonosov Moscow State University "Hydrology, morphodynamics and geoecology of erosion-channel systems".

REFERENCES

Alekseevskij N.I., Mikhajlov V.N., Sidorchuk A.Yu. (1987). Protsessy del'toobrazovaniya v ust'evoi oblasti Tereka (Delta formation processes in the mouth area of the Terek). *Vodnye resursy*. No. 5. P. 123–128. (in Russ.)

Bajdin S.S., Skriptunov N.A., Shtejman B.S., Gan G.N. (1971). *Gidrologiya ust'evykh oblastei Tereka i Sulaka* (Hydrology of the Terek and Sulak mouth areas). M.: Gidrometeoizdat (Publ.). 198 p. (in Russ.)

Belyaev I.P. (1963). *Gidrologiya del'ty Tereka* (Hydrology of the Terek Delta). M.: Gidrometeoizdat (Publ.). 208 p. (in Russ.)

Egorov V.V. (1960). *F*ormirovanie del'ty Amudar'i i vozmozhnye izmeneniya ee gidrograficheskoi seti (Formation of the Amu Darya delta and possible changes in its hydrographic network). *Trudy Okeanograf. komissii*. T. VI (Izuchenie ust'ev rek). M.: Acad. Sc. USSR (Publ.). P. 86–88. (in Russ.)

Gidrologiya ust'ev rek Tereka i Sulaka (Hydrology of the Terek and Sulak River Mouths). (1993). M.: Nauka (Publ.). 160 p. (in Russ.)

Kaplin P.A. (1973). *Noveishaya istoriya poberezhii Mirovogo okeana* (Recent history of the coasts of the World Ocean). M.: Moscow State University Publishing House. 265 p. (in Russ.)

Kaplin P.A., Selivanov A.O. (1999). *Izmeneniya urovnya morei Rossii i razvitie beregov: proshloe, nastoyashchee, budushchee* (Changes in the sea level of Russia and coastal development: past, present, future. M.: GEOS (Publ.). 299 p. (in Russ.)

Korotaev V.N. (2012). *Ocherki po geomorfologii ust'evyh i beregovyh sistem* (Essays on the geomorphology of mouth and coastal systems. M.: Moscow State University Publishing House. 540 p. (in Russ.)

Krylov P.S., Nurgaliev K., Asonov P.G. (2014). Ob istorii razvitiya ozera Balhash (Kazahstan) po seismoakusticheskim dannym (On the history of the development of Lake Balkhash (Kazakhstan) according to seismoacoustic data). *Uchenye zapiski KazSU. Estestvennye nauki*. T. 156. Kn. 1. P. 128–134. (in Russ.)

Leont'ev O.K. (1961). Drevnie beregovye linii chetvertichnykh transgressii Kaspiiskogo morya (Ancient coastlines of Quaternary transgressions of the Caspian Sea). *Trudy Institute of Geology Acad. Sc. Est. SSR.* No. VIII. P. 45–62. (in Russ.)

Leont'ev O.K., Chekalina T.I. (1979). Novokaspiiskaya transgressiya i perestroika morskogo kraya Terskoi del'ty (Novokaspian transgression and restructuring of the sea area of the Terek Delta). *Kompleksnye issledovaniya Kaspiiskogo morya*. M.: Moscow State University Publishing House. Vol. 6. P. 3–11. (in Russ.)

Lokhin M.Yu., Maev E.G. (1990). Pozdnepleistocenovye del'ty na shel'fe severnoi chasti Srednego Kaspiya (Late Pleistocene deltas on the shelf of the northern part of the Middle Caspian). *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 5. Geografiya*. No. 3. P. 34–40. (in Russ.)

Lopatin D.V. (1960). Osobennosti formirovaniya del'tovoi oblasti Amu-Dar'i (Features of the formation of the delta area of the Amu-Darya). *Trudy Okeanograf. komissii. T. VI (Izuchenie ust'ev rek).* M.: Acad. Sc. USSR (Publ.). P. 9–19. (in Russ.)

Lymarev V.I. (1967). *Berega Aral'skogo morya – vnutrennego vodoema aridnoi zony* (The shores of the Aral Sea are an internal reservoir of the arid zone). L.: Nauka (Publ.). 252 p. (in Russ.)

Reki i ozera mira (Enciklopediya). (2012). M.: Enciklopediya (Publ.). 928 p. (in Russ.)

Rogov M.M. (1957). *Gidrologiya del'ty Amudar'i* (Hydrology of the Amu-Darya Delta). L.: Gidrometeoizdat (Publ.). 255 p. (in Russ.)

Rychagov G.I. (1960). Vozrast del'ty Tereka (Age of the Terek Delta). *Trudy Oceanographer. Commission of the USSR Academy of Sciences*. T. VI (Study of river mouths). M.: Acad. Sc. USSR (Publ.),. P. 86–88. (in Russ.)

Rychagov G.I. (1977). *Pleistotsenovaya istoriya Kaspiiskogo morya* (Pleistocene history of the Caspian Sea). Moscow: Publishing House MSU. 267 p. (in Russ.)

Sapozhnikov D.G. (1951). *Sovremennye osadki i geologiya ozera Balhash* (Modern sediments and geology of Lake Balkhash). M.: Acad. Sc. USSR (Publ.). 207 p. (in Russ.)

Sevast'yanov D.V., Mamedov E.D., Rumyancev V.A. (1991). *Istoriya ozer Sevan, Issyk-Kul', Balhash, Zaisan i Aral* (History of lakes Sevan, Issyk-Kul, Balkhash, Zaysan and Aral). L.: Nauka (Publ.). 304 p. (in Russ.)

Svarichevskaya Z.A. (1965). *Geomorfologiya Kazakhstana i Srednei Azii* (Geomorphology of Kazakhstan and Central Asia). L.: LSU (Publ.). 296 p. (in Russ.)

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2023, том 54, № 3, с. 14–25

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.435.174(234.851)

СЕЛЕВОЙ РЕЛЬЕФ В БАССЕЙНЕ МАЛОЙ ПАЙПУДЫНЫ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)#

© 2023 г. А. И. Рудинская[1,*], Ю. Р. Беляев[2]
[1]Институт географии РАН, Москва, Россия
[2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия
*E-mail: rudinskaya94@gmail.com

Поступила в редакцию 21.12.2022 г.
После доработки 17.02.2023 г.
Принята к публикации 14.03.2023 г.

Проведены исследования селевого рельефа Полярного Урала в долине Малой Пайпудыны. По результатам анализа данных дистанционного зондирования и полевых съемочных работ установлено, что на рассматриваемой территории расположено 14 селевых бассейнов. Обнаружены следы схода пяти водоснежных потоков весны 2021 г. Выделены характерные формы рельефа для разных морфодинамических зон селевых бассейнов. Зоны зарождения преимущественно расположены на склонах Большого и Малого Пайпудынских хребтов и представлены водосборными воронками. В зонах транзита V-образные донные врезы чередуются с участками с ящико- и корытообразным образным поперечным профилем. В пределах конусов выноса отчетливо выделяются две генерации селевых образований. Молодые зоны аккумуляции локализованы в прирусловых участках и представлены галечно-валунными грядами высотой до 0.5 м либо полностью лишенными растительности, либо с фрагментарным травянистым покровом. Древние зоны аккумуляции представляют собой треугольные и выпуклые в поперечном профиле образования, состоящие из системы гряд и ложбин, освоенных кустарничковой растительностью. Площадь молодых зон не превышает 0.06 км^2, в то время как площадь древних может достигать 0.4 км^2. Селевые конусы наложены на днище троговой долины Малой Пайпудыны, представляющее собой преимущественно область ледниковой аккумуляции. Вероятно, формирование этих конусов выноса началось после деградации последнего оледенения. Для селевых бассейнов рассчитаны морфометрические параметры.

Ключевые слова: селевые потоки, водоснежные потоки, селевой рельеф, Полярный Урал
DOI: 10.31857/S2949178923030088, **EDN:** WDKBWN

ВВЕДЕНИЕ

Согласно зонированию селеопасных территорий Российской Федерации, преобладающий тип селевых явлений на Полярном Урале – водоснежные потоки, характерные для Субарктики в целом (Perov et al., 2017). Они формируются при таянии снега во время весенних оттепелей либо ливневых осадков, селевая масса представлена смесью снега с водой и обломочным материалом (последний составляет до 5–10% объема). После таяния снега в области аккумуляции формируется плащеобразное (мощностью до 0.5 м) крупноячеистое скопление обломочного материала разной размерности. Тем не менее имеются свидетельства о преобладании селевых процессов иного генетического типа на этапе дегляциации в других районах Субарктики – в частности, в горах Кольского п-ова (Garankina et al., 2019). В связи с этим можно предполагать, что во время деградации горного оледенения на Полярном Урале также могли развиваться ледниковые сели, связанные с оползнеобразованием в моренных комплексах либо срывом фирново-ледяных масс, а также сели, обусловленные сбросом воды из моренно-подпрудных или приледниковых озер при прорывах их плотин или выплесками воды при ударах крупных лавин в акватории озер. Состав селевой смеси чаще всего позволяет отнести ледниковые сели к водокаменным потокам, реже – к грязекаменным или водоледяным. Ледниковые сели способны к единовременному выносу материала объемом от сотен тысяч до первых миллионов км^3 (Перов, 2012), что позволяет отнести этот генетический тип селевых потоков к наиболее мощным.

В соответствии с современными представлениями, последнее обширное покровное оледене-

Ссылка для цитирования: Рудинская А.И., Беляев Ю.Р. (2023). Селевой рельеф в бассейне Малой Пайпудыны (Полярный Урал) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 14–25. https://doi.org/10.31857/S2949178923030088; https://elibrary.ru/WDKBWN

ние Полярного Урала относится к четвертой морской изотопной стадии – МИС 4 (Svendsen et al., 2014). Центром оледенения служил Карский шельф, ледниковые потоки обтекали Полярный Урал, продвигаясь с севера на юг. Таким образом, долины западного склона Полярного Урала подвергались одновременному воздействию покровного ледника, двигающегося в южном направлении вдоль западного макросклона Полярного Урала, и каровых ледников, развивавшихся в это же время в самих горных долинах. Долины внутренней части Полярного Урала, открывающиеся, в частности, к трансуральской депрессии долины Соби, находились в несколько иных палеогляциолологических условиях. В их пределах развивалось горно-долинное оледенение, и по мере его деградации нижние части долин становились ареной развития иных геоморфологических процессов, в частности, селевых. В связи с этим для проверки гипотезы о возможной смене господствующего типа селевых потоков со времени деградации последнего крупного оледенения на Полярном Урале было решено исследовать селевой рельеф в долине р. Малой Пайпудыны, расположенной в осевой части Полярного Урала на левобережье р. Соби.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Изучение селевого рельефа производилось по стандартной методике и подразделялось на три этапа: предполевой камеральный, полевой и обработка полученных данных. Первый этап был посвящен поиску следов селей с помощью дешифровочных критериев (Рудинская и др., 2022) в соответствии с существующими рекомендациями (Голубев, Лабутина, 1966; Садов, 1972; Перов, 2012). Использовались синтезированные в естественных цветах космические снимки субметрового разрешения со спутников GeoEye и WorldView-2, полученные из открытых источников с помощью программного комплекса SasPlanet, и топографические карты Генерального штаба масштаба 1 : 100 000. В ходе полевого обследования была уточнена схема предварительного дешифрирования, зафиксированы морфологические параметры селевого рельефа, описаны селевые отложения, выделены границы морфодинамических зон селевых бассейнов. Были обследованы 15 бассейнов притоков и главное русло Малой Пайпудыны. Следы селей были выявлены в ее верхнем течении и в 13 бассейнах ее притоков.

Для оценки селевой составляющей в строении рельефа бассейна Малой Пайпудыны проведена съемка и составлены геоморфологическая карта и карта селевых бассейнов. С помощью цифровой модели рельефа ArcticDEM с пространственным разрешением 2 м средствами ГИС согласно разработанной методике (Рудинская, Беляев, 2022) были рассчитаны (в том числе для бассейнов подчиненного значения, входящих в состав сложных селевых бассейнов): площадь бассейнов и зон селевой аккумуляции, перепад высот в их пределах, высота очагов зарождения селевых потоков, падение, уклон и длина зон транзита (табл. 1).

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Долина Малой Пайпудыны находится между Малым и Большим Пайпудынскими хребтами, вытянутыми с северо-востока на юго-запад, с максимальными высотами 900–1000 м. Они сложены метаморфизованными позднерифейскими песчаниками с прослоями алевросланцев и раннеордовикскими конгломератами, гравелитами и песчаниками (Государственная ..., 2013). В герцинскую эпоху сформировались горные сооружения, которые к концу мезозоя были пенепленизированы. В олигоцене и миоцене территория испытала поднятие, в результате чего сформировался орографически выраженный хребет (Ананьев, 1980).

Последнее покровное оледенение Полярного Урала относится к ранневалдайскому времени (Svendsen et al., 2014; Svendsen et al.; 2018, Svendsen et al., 2023). Граница Карского ледникового покрова проходила в районе долины р. Лонготьёган, примерно в 30 км к северу от долины Малой Пайпудыны (Астахов, 2017). Одновременно с покровным развивалось горно-долинное оледенение: долины и цирки в осевой зоне Полярного Урала к северу от долины р. Собь были целиком заняты горными ледниками, в то время как вершинные поверхности оставались свободными от льда. Морены выдвинуты за пределы гор на несколько километров. Можно также предположить, что ледники, установленные для середины XX столетия (Ivanov, 2012), существовали и в МИС 4 (рис. 1, (а)) и, вероятно, были несколько больше.

В МИС 2 на Полярном Урале развивалось только горно-долинное оледенение. Судя по результатам космогенного датирования по 10Be конечно-моренных гряд, во время последнего ледникового максимума горные ледники западного макросклона Полярного Урала были локализованы главным образом в карах и цирках и не спускались по долинам ниже 400–500 м (Mangerud, 2008). Их морена представлена щебнисто-дресвяными суглинками или супесями с обилием (до 80%) плохо- и средне- окатанных глыб, валунов, щебня и гальки. Размер отдельных валунов достигает 0.8 м (Шишкин, 2007). Вероятнее всего, горные ледники, установленные для середины XX столетия, существовали также в МИС 2 и были локализованы в карах и цирках (рис. 1, (б)). В начале позднего дриаса ледники постепенно деградировали, а в период оптимума голоцена исчезли (Сурова и др., 1974, 1975). Установлена активиза-

Таблица 1. Морфометрические характеристики селевых бассейнов исследуемой территории
Table 1. Morphometric features of the key area debris flow basins

Морфометрические характеристики									
водосборных площадей				зон транзита селей				зон аккумуляции селей	
Селевой бассейн	Порядок главного водотока*	Площадь бассейна, км^2	Перепад высот в пределах бассейна, м	$H_{абс}$ истока, м	Падение, м	Средний уклон тальвега, ‰	Общая длина зоны транзита, м	Площадь молодых зон аккумуляции, км^2	Площадь древних зон аккумуляции, км^2
1	2	18.935	822	216	9	146	211	0.066	0.252
1-1	1	11.600	644	465	245	165	2693	0.026	–
1-2	1	18.600	899	629	366	128	3994	0.117	–
2	2	8.950	966	342	122	113	1702	0.081	0.175
2-1	1	4.982	837	487	130	191	1287	0.011	–
2-2	2	3.258	742	421	81	192	861	–	–
2-2-1	1	0.580	664	560	123	172	899	0.008	–
2-2-2	2	1.506	670	468	48	160	422	–	–
2-2-2-1	1	0.916	623	570	104	223	601	–	–
2-2-2-2	1	0.916	601	585	119	263	616	–	–
3	1	0.543	434	581	312	428	881	–	0.091
4	1	1.625	491	537	253	330	836	–	0.027
5	1	3.219	769	614	314	216	2337	0.056	0.209
6	1	8.186	781	585	260	211	3398	0.056	0.525
7	1	3.731	720	731	394	292	3245	0.036	0.362
8	2	7.251	776	454	124	240	2294	0.019	0.412
8-1	2	3.915	600	531	82	82	649	–	–
8-1-1	1	1.465	521	801	271	155	1743	–	–
8-1-2	1	2.106	525	803	276	158	1736	–	–
8-2	1	1.889	675	700	249	140	1777	–	–
9	1	6.711	674	603	220	227	3070	0.073	0.303
10	1	6.116	646	561	174	198	2087	0.061	0.098
11	2	4.397	504	409	77	160	1127	0.031	0.084
11-1	2	2.004	491	420	27	56	1287	0.014	–
11-1-1	1	0.993	473	482	70	61	496	–	–

Примечание. * – по Штраллеру-Философову (Философов, Денисов, 1963).

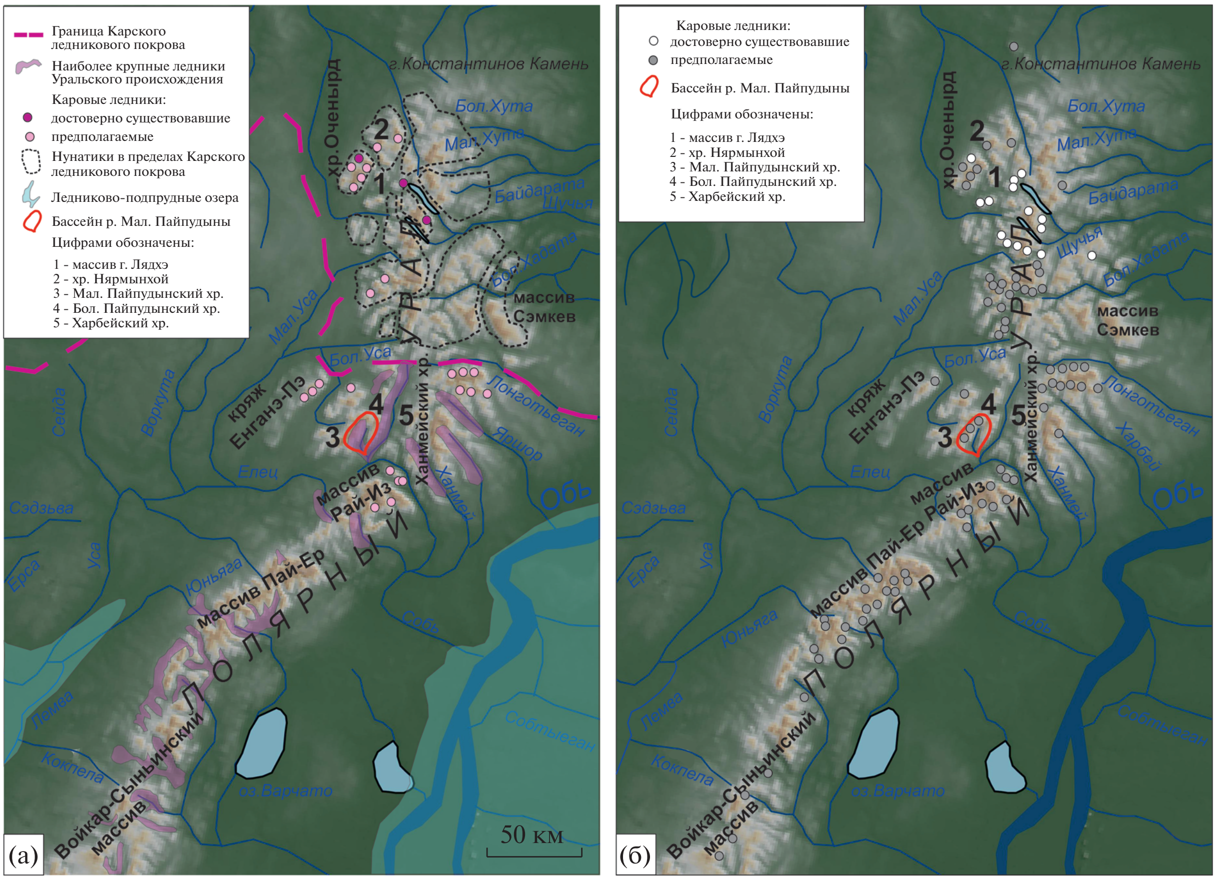


Рис. 1. Реконструкция оледенения Полярного Урала в МИС 4 (а) и МИС 2 (б) (по Astakhov, 2017; Ivanov, 2012; Magnerud et al., 2008; Svendsen et al., 2014; Svendsen et al., 2018; Svendsen et al., 2023).

Fig. 1. Reconstruction of the glaciation of the Polar Urals in MIS 4 (a) and MIS 2 (б) (according Astakhov, 2017; Ivanov, 2012; Magnerud et al., 2008; Svendsen et al., 2014; Svendsen et al., 2018; Svendsen et al., 2023).

ция горных ледников в Малом ледниковом периоде. Своего максимального размера они достигли в XVI–XVII вв. (Иванов, 2013, Solomina et al., 2010). Современных ледников в долине Малой Пайпудыны не наблюдается. Три ледника, существовавшие в 1960-х гг. на восточном склоне Малого Пайпудынского хребта, к 2016 г. полностью растаяли. Отложения голоценовых ледников чаще всего представлены несортированными дресвяно-щебнистыми отложениями с валунами и примесью суглинков и супесей мощностью до 3–5 м (Черкасова, Иванов, 2020).

Элювиальный чехол, покрывающий водораздельные поверхности и привершинные склоны хребтов, начал формироваться в позднем плейстоцене. Он представлен смесью глыб и щебня мощностью до 5 м с супесчаным либо суглинистым заполнителем. Нижние части относительно крутых склонов (на высотах менее 500–600 м) перекрыты глыбами и щебнем мощностью до 30 м. На более пологих склонах, подверженных курумово-солифлюкционной моделировке, широко развит чехол, представленный преимущественно обломками глыбовой размерности. В тыловых частях днищ долин широко распространены делювиальные и пролювиальные отложения, представленные смесью валунов, гальки и щебня мощностью до 10 м (Государственная ..., 2013). Глубокие долины сложного тектоно-эрозионно-экзарационного генезиса, расчленяющие горные сооружения Полярного Урала, как минимум со времени деградации последнего обширного оледенения в МИС 4 могли служить ареной развития селевых процессов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Площадь водосборного бассейна Малой Папудыны составляет около 110 км^2. Он включает в себя троговую долину длиной около 16.5 км и примыкающие к ней восточный склон Малого и западный склон Большого Пайпудынского хребтов (рис. 2). Ширина троговой долины в верховьях по бровкам составляет 0.6 км, по днищу – около 0.2 км, в среднем течении – 3 км по бровкам и 1.7 км по днищу, в приустьевой части – 1.3 км по

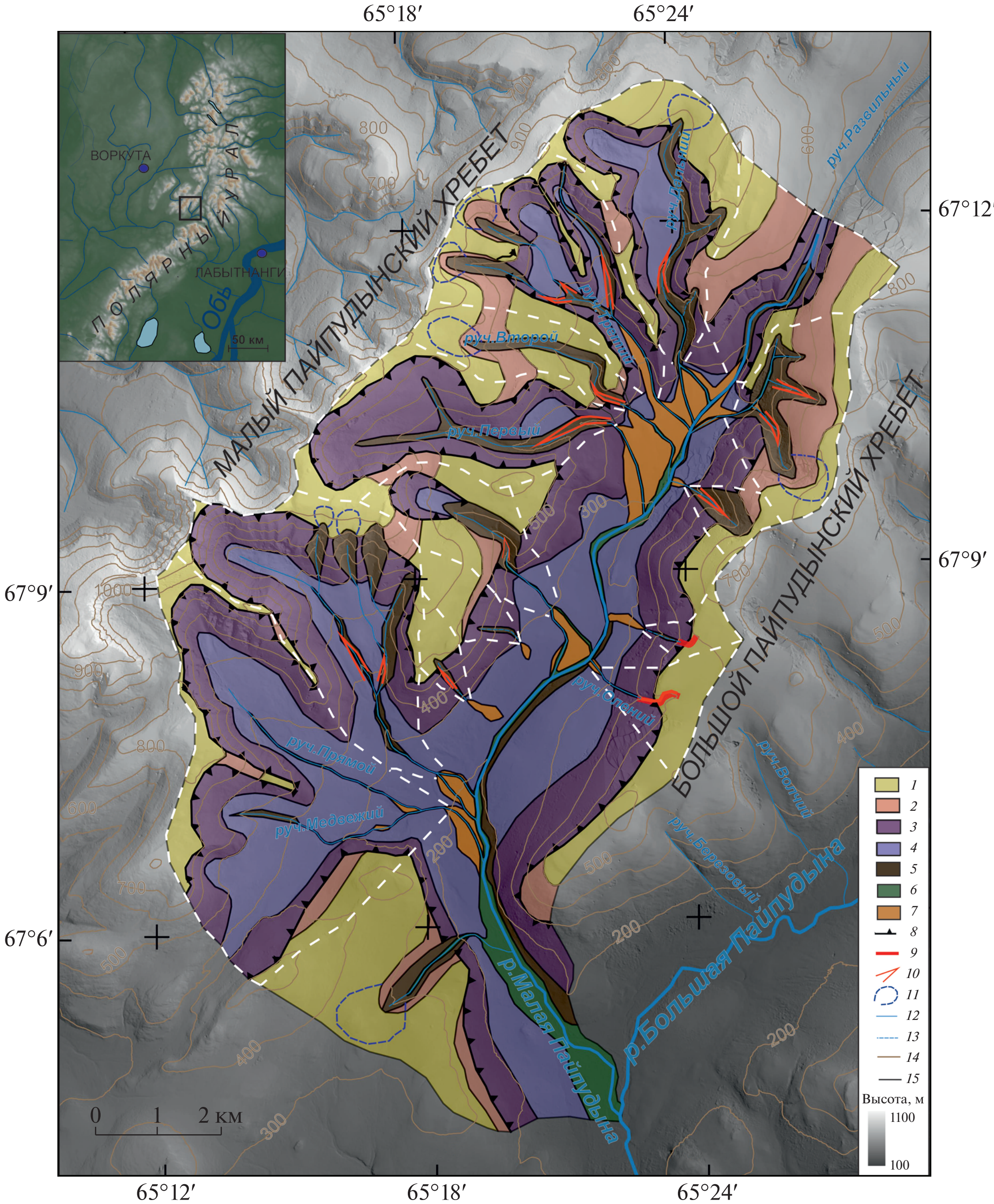


Рис. 2. Геоморфологическое строение бассейна р. Малой Пайпудыны.
1 – плоские, полого выпуклые и наклонные вершинные поверхности; *2* – поверхности комплексной денудации пологонаклонные; *3* – экзарационные склоны; *4* – холмисто-западинный моренный рельеф; *5* – эрозионные склоны; *6* – эрозионно-аккумулятивные днища долин постоянных и временных водотоков; *7* – пролювиально-селевые конусы выноса и внутренние дельты; *8* – бровки каров, цирков и троговых долин; *9* – тектонические ущелья; *10* – селевые врезы; *11* – контуры водосборных воронок; *12* – русла постоянных водотоков; *13* – тальвеги временных водотоков; *14* – изогипсы; *15* – геоморфологические границы. Белыми пунктирными линиями обозначены границы селевых бассейнов.

Fig. 2. Geomorphological structure of the Malaya Paipudyna basin.
1 – flat, gently convex and inclined summit surfaces; *2* – gently sloping surfaces of complex denudation; *3* – exarational slopes; *4* – hummocky moraine relief; *5* – erosional slopes; *6* – erosional and accumulative bottoms of permanent and temporary watercourses' valleys; *7* – proluvial and debris flow fans and internal deltas; *8* – contours of cirques and trough valleys; *9* – tectonic gorges; *10* – debris flows bottom cuts; *11* – contours of drainage funnels; *12* – beds of permanent watercourses; *13* – thalwegs of temporary watercourses; *14* – isohypses; *15* – geomorphological boundaries.

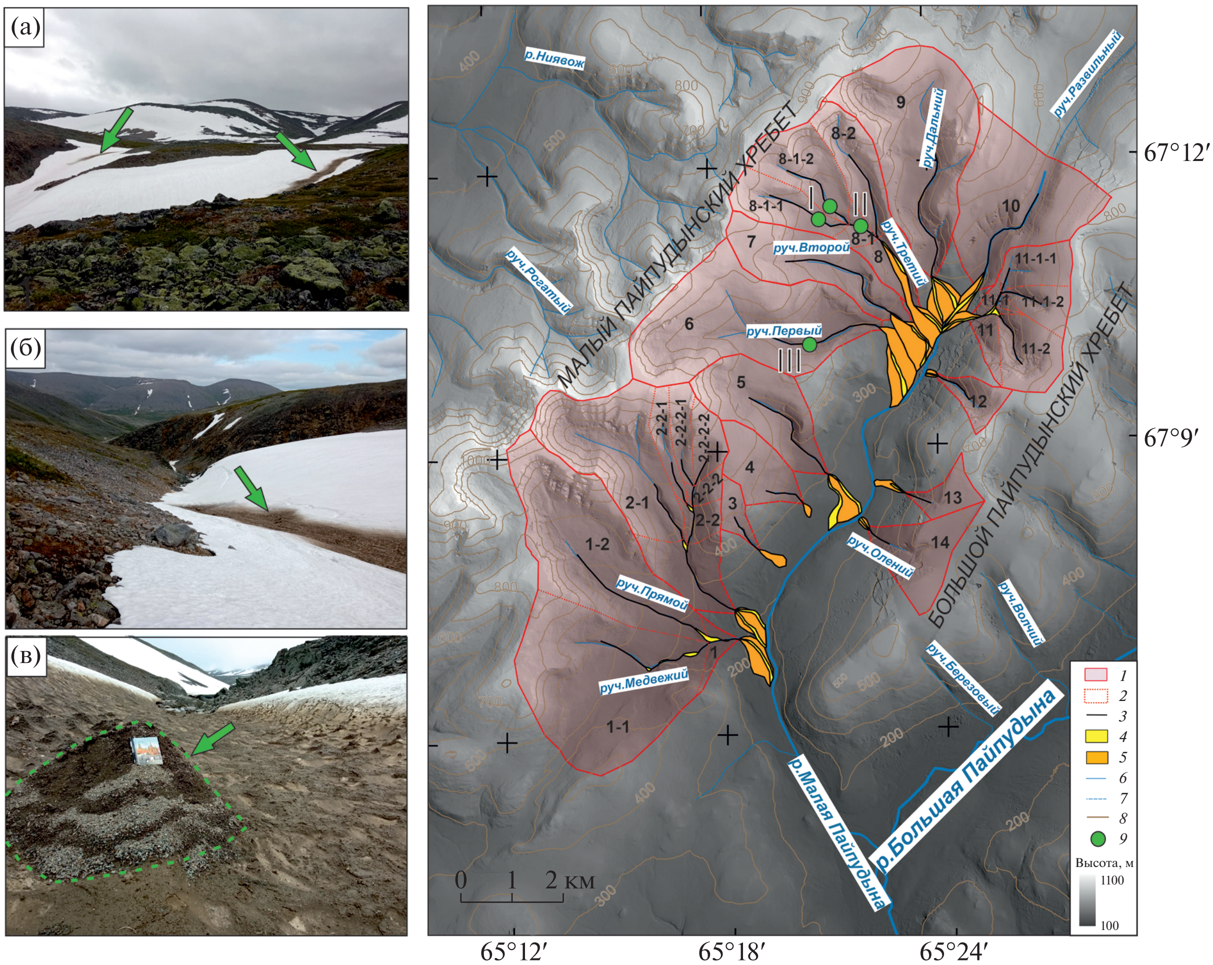


Рис. 3. Селевые бассейны исследуемой территории.
1 – водосборные площади селевых бассейнов; *2* – водосборные площади внутренних селевых бассейнов подчиненного значения; *3* – зоны селевого транзита; *4* – молодые зоны селевой аккумуляции; *5* – древние зоны селевой аккумуляции; *6* – русла постоянных водотоков, *7* – тальвеги временных водотоков; *8* – изогипсы; *9* – зафиксированные следы водоснежных потоков весны 2021 г. (а, б) – сухие русла в теле снежника, бассейн руч. Третьего, бассейн № 8; (в) – холмик-куча в русле руч. Первого, бассейн № 6.

Fig. 3. Debris flow basins of the study area.
1 – drainage areas of debris flow basins; *2* – drainage areas of internal debris flow basins; *3* – zones of debris flow transit; *4* – young zones of debris flow accumulation; *5* – ancient zones of debris flow accumulation; *6* – beds of permanent watercourses; *7* – thalwegs of temporary watercourses; *8* – isohypses; *9* – recorded traces of slushflows of spring 2021. (a, б) – dry channels in the body of a snowfield, the basin of the Tretii Stream, basin No. 8; (в) – slushflow hillock in the channel of the Pervyi Stream, basin No. 6.

бровкам и 0.8 км по днищу. На восточном склоне Малого Пайпудынского хребта расположено семь троговых долин длиной около 4–6 км и шириной 1–2 км по бровкам и 0.2–0.8 км по днищу; глубина долин до 300 м. Дренирующие их водотоки имеют 1–2 порядок, большая их часть (за исключением ручьев Прямого и Медвежьего) врезана в днища на 40–50 м.

С Большого Пайпудынского хребта стекают четыре левых притока Малой Пайпудыны. Два из них имеют первый порядок, один – второй порядок, и один представлен временным водотоком. Долины двух верхних левых притоков имеют V-образный поперечный профиль, глубина долин составляет в среднем 100–150 м, ширина долин по бровкам составляет около 500 м, по днищу 30–40 м. Долины двух нижних левых притоков в верховьях представляют собой коленообразно изгибающиеся узкие ущелья с крутыми скальными стенками, и, предположительно, заложены по тектоническим нарушениям. В среднем и нижнем течении глубина этих долин составляет до 10–15 м.

В 13 из 14 обследованных бассейнов притоков выявлены формы селевого рельефа (рис. 3). Он также присутствует в верхнем течении Малой Пайпудыны. Таким образом, можно говорить о наличии 14 селевых бассейнов в пределах обследованной территории. Девять из них (№ 1–9) расположены в правобережной части главного бас-

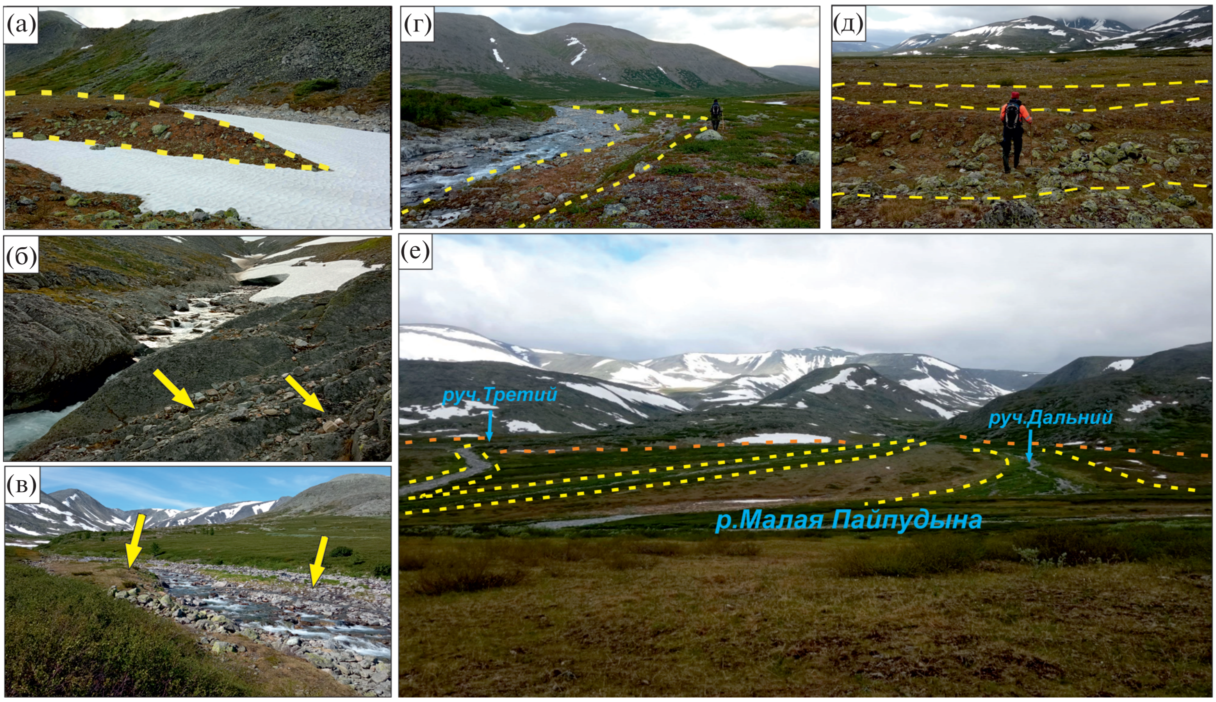


Рис. 4. Селевой рельеф бассейна Малой Пайпудыны. (а) – селевые гряды в русле руч. Третьего (бассейн № 8), (б) – скальное русло руч. Третьего (бассейн № 8) на участке селевого транзита, на бортах русла – следы селевого заплеска, выраженные в виде скоплений гальки и небольших валунов, (в) – аккумулятивные селевые террасы в бассейне руч. Прямой (бассейн № 1), (г) – разновозрастные аккумулятивные тела (оконтурены желтым пунктиром) в нижнем течении руч. Третьего (бассейн № 8), (д) – гряды (обозначены желтым пунктиром) и разделяющие их ложбины на древнем конусе выноса руч. Второго (бассейн № 7), (е) – слившиеся селевые конусы выноса руч. Третьего (бассейн № 8) и руч. Дальнего (бассейн № 9) правом борту долины Малой Пайпудыны в ее верхнем течении (желтым пунктиром показаны границы молодых конусов выноса, оранжевым – древних).

Fig. 4. Debris flow relief of the Malaya Paipudyna basin. (a) – debris flow ridges in the channel of the Tretii Stream (basin No. 8), (б) – rocky channel of the Tretii Stream (basin No. 8) in the area of debris flow transit, on the sides of the channel there are traces of debris flow splash, expressed in the form of accumulations of pebbles and small boulders, (в) – accumulative debris flow terraces in the basin of the Pryamoi Stream (basin No. 1), (г) – accumulative bodies of different ages in the lower reaches of the Tretii Stream (basin No. 8) outlined by a yellow dotted line, (д) – ridges (marked with a yellow dotted line) and hollows separating them on the ancient debris flow cone of the Vtoroy Stream (basin No. 7), (e) – merged debris flow cones of the Tretii Stream (basin No. 8) and the Dalnyi Stream (basin No. 9) on the right side of the Malaya Paipudyna valley in its upper reaches (the yellow dotted line shows the boundaries of young debris flow fans, the orange dotted line shows the boundaries of ancient ones).

сейна, четыре – в левобережной (№ 11–14), один – в верхнем течении р. Малой Пайпудыны (№ 10).

В пяти долинах зафиксированы следы схода небольших водоснежных потоков, прошедших весной 2021 г. Это сухие русла в снежниках в днищах долин, грунтовые холмики-кучи высотой до 0.5 м (рис. 3) со снежным ядром, покрытым плащом дресвяного материала мощностью первые сантиметры.

К денудационным формам селевого рельефа относятся V-образные либо ящико- и корытообразные врезы, формирующиеся в зонах транзита селей. Врезы имеют глубину от 0.5 до 7, в редких случаях до 15 м, ширину по бровкам от 8 до 20 м и по днищу от 4 до 10 м. В большинстве случаев они прорезают ледниковые отложения в троговых долинах, хотя иногда врезаны и в коренные породы. Уклон тальвега в селевых бассейнах первого порядка колеблется в пределах 60–400%; на восточном склоне Малого Пайпудынского хребта – 100–400‰; на западном склоне Большого Пайпудынского хребта – 60–300‰. В бассейнах второго порядка уклон составляет 110–240‰. Наибольший разброс этого параметра характерен для Малого Пайпудынского хребта (бассейны № 1, 2, 8), в единственном бассейне второго порядка на западном склоне Большого Пайпудынского хребта (бассейн № 11) уклон главного русла составляет 160‰.

На отдельных участках прорезаются и более древние селевые отложения в виде плотной галечно-валунной толщи. В этом случае формируются селевые террасы врезания. Они полого (до 2–3°) наклонены вдоль русла, имеют выровненные площадки шириной до 10 м и длиной в десятки метров. Уступы этих террас имеют высоту до 1 м (максимум – до 1.5–2 м) над урезом современного русла (рис. 4).

Аккумулятивные формы представлены селевыми грядами и конусами выноса. Гряды локализованы в руслах селевых водотоков на участках их расширения и уменьшения уклонов продольного профиля, вытянуты по течению, имеют длину в первые десятки метров и высоту до 1 м. Они сложены щебнисто-галечно-валунным материалом. Конусы выноса приурочены преимущественно к приустьевым частям бассейнов. Выделяются галечно-валунные гряды высотой до 0.5 м в прирусловых участках конусов выноса либо в его вершине. Эти гряды либо полностью лишены почвенно-растительного покрова, либо освоены лишь травянистой растительностью. Суммарная площадь таких гряд в пределах одного селевого бассейна обычно не превышает 0.06 км^2. Выделяются также треугольные либо лепесткообразные в плане образования с отчетливым продольным уклоном в сторону русла и вниз по долине Малой Пайпудыны, состоящие из системы гряд и ложбин высотой до 0.5–0.7 м (рис. 4), выпуклые в поперечном профиле и освоенные кустарничковой растительностью. Площадь этих образований может достигать 0.4 км^2. Судя по различиям в морфологическом облике и характере растительного освоения, описанные формы могут быть отнесены к двум разным возрастным генерациям: галечно-валунные гряды можно отнести к молодым зонам селевой аккумуляции, в то время как треугольные либо лепесткообразные в плане конусы выноса, состоящие из системы гряд и ложбин, по-видимому, представляют собой более древние формы.

Конусы выноса притоков занимают значительную площадь днища главной долины, а в верховьях – практически полностью перекрывают его, оставляя пространство лишь для пойменно-руслового комплекса. Селевые выбросы залегают в основном на ледниковых отложениях; местами также имеются сглаженные скальные останцы типа бараньих лбов.

Наиболее крупные древние селевые конусы (их площадь за редким исключением варьирует в пределах от 0.2 до 0.4 км^2) и молодые зоны аккумуляции (могут достигать 0.05–0.1 км^2) приурочены к правым притокам (бассейны № 1, 2, 6–9), у левых притоков соответственно 0.08 км^2 и 0.01–0.02 км^2. Суммарная площадь всех конусов составляет 3.4 км^2: из них молодые формы занимают 0.7 км^2, древние – 2.6 км^2. Наблюдаемая мощность селевых отложений, слагающих древние формы, составляет минимум 1 м, молодых – около 0.2 м. Таким образом, очень приблизительный объем перемещенного древними селями материала составляют 2.6 млн м^3, молодыми – 140 тыс. м^3.

Кроме того, в пределах изучаемой территории также наблюдаются аккумулятивные террасы, сложенные галечно-валунным материалом и локализованные в днищах селевых врезов (рис. 4). Длина этих террас обычно составляет не более 10–20 м, относительная высота – до 0.5–0.7 м.

Селевые врезы и террасы (как аккумулятивные, так и террасы врезания) обычно расположены в пределах зон транзита селевых бассейнов, а конусы выноса относятся к зонам аккумуляции. Селевые гряды в руслах могут наблюдаться как на транзитных участках, так и в пределах зон аккумуляции.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установлено, что более половины селевых бассейнов приурочено к восточному макросклону Малого Пайпудынского хребта, они же имеют и наиболее крупные по площади аккумулятивные формы. На западном склоне Большого Пайпудынского хребта расположены лишь 4 бассейна. По-видимому, это связано с разной геоморфологической позицией макросклонов и характером развития горно-долинного оледенения в позднем плейстоцене и голоцене. Бассейны Малого Пайпудынского хребта (№ 1–9) в основном включают в себя троговые долины, в верховьях которых расположены крупные ледниковые цирки. Вероятнее всего, ледниковые отложения в долинах правых притоков и послужили источником твердой фазы селевых потоков, а само формирование селевых потоков могло быть связано с деятельностью ледников. Кроме того, для этих долин характерны более высокие уклоны тальвегов, что, возможно, связано со ступенчатым продольным профилем троговых долин и большой крутизной продольного профиля восточного склона хребта в целом. Селевые бассейны на западном склоне Большого Пайпудынского хребта (№ 11–14) характеризуются скорее эрозионным или тектоно-эрозионным рельефом, толщ моренных или водноледниковых отложений в них не отмечено; русла врезаны в скальные породы, так что основным источником твердой фазы селевых потоков в этих бассейнах служит элювиально-склоновый материал.

Молодые зоны селевой аккумуляции локализованы в прирусловых участках конусов выноса. Это обстоятельство может указывать на направленное снижение мощности селевых потоков и объема транспортируемого ими материала – в противном случае более древние образования были бы перекрыты более молодыми либо полностью размыты.

Параметры форм, образованных водоснежными потоками весной 2021 г., свидетельствуют о сравнительно недолгом существовании подобных образований – русло в снежнике уничтожается в результате таяния последнего, а холмики-кучи после таяния снежного ядра обычно легко размываются водотоком. Кроме того, следы схода водоснежных потоков в 2021 г. наблюдались лишь в верхнем течении бассейнов.

Указанные ранее особенности могут свидетельствовать о смене преобладающего типа селевых потоков в бассейне Малой Пайпудыны в послеледниковье. Обширные конусы выноса с грядово-ложбинным рельефом, сложенные преимущественно валунным материалом, по-видимому, были образованы не водоснежными потоками, а селями иного генезиса. Эти конусы выноса наложены на ледниковые образования, выстилающие днище долины Малой Пайпудыны. Таким образом, вероятнее всего, они начали формироваться уже после деградации горно-долинного ледника. Наиболее вероятным генетическим типом, образовавшим древние зоны аккумуляции, можно считать ледниковые сели, на что указывают морфология древних селевых образований и отложения, их слагающие. Возникновение этих форм можно связывать либо с этапом деградации последнего обширного оледенения территории в МИС 3, когда днище основного трога уже было свободно ото льда, но продолжали существовать каровые ледники на склонах хребтов, либо с деградацией каровых ледников в начале голоцена. Наблюдаемые в долинах притоков Малой Пайпудыны селевые врезы тяготеют к гипсометрическому уровню 400–600 м, так что, теоретически, они могут соответствовать положению края горных ледников как в МИС 4, так и в МИС 2. Однако предполагаемый объем перенесенного древними селями материала указывает на значительную материалообеспеченность очагов питания селей – что, вероятнее всего, свидетельствует в пользу начала формирования селевого рельефа в долине Малой Пайпудыны в МИС 3, поскольку морены последнего ледникового максимума на Полярном Урале, как правило, имеют не очень большие размеры (Magnerud et al., 2008). В то же время нельзя исключать и иные причины формирования таких мощных селевых потоков – это могли быть ливневые сели (например, возникшие вследствие иного режима выпадения осадков во время климатического оптимума голоцена) либо сели снеготаяния, формирование которых могло быть связано с иным режимом выпадения осадков в более теплые эпохи послеледниковья, восстановленные для территории Полярного Урала по результатам изучения спорово-пыльцевых спектров озерных отложений (Svensen et al., 2014) либо с периодами возможной интенсификацией снеготаяния в среднем и позднем голоцене, восстановленными на основе анализа изотопного состава биогенного кремнезема в озерных летописях (Meyer et al., 2022).

Исследователи, непосредственно наблюдавшие селевые потоки Полярного Урала (Ходаков, 1964, Познанин, 1975, Ходаков, Ильина, 1989), относят их к водоснежным. Таким образом, как минимум с XX столетия преобладающий тип селевых явлений в бассейне Малой Пайпудыны представлен водоснежными потоками. Определить, когда произошел переход от преобладания ледниковых селей к господству водоснежных потоков при настоящей степени изученности селевого рельефа Полярного Урала пока не представляется возможным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты полевого обследования бассейнов водотоков, дренирующих склоны Большого и Малого Пайпудынских хребтов, позволяют считать селевой рельеф одним из значимых генетических типов рельефа изучаемой территории: в ее пределах расположены 14 селевых бассейнов, суммарная площадь аккумулятивных форм селевого рельефа составляет порядка 3.4 км^2, что составляет около 10% от площади долины Малой Пайпудыны.

Денудационные формы селевого рельефа представляют собой селевые врезы и селевые террасы врезания, аккумулятивные – селевые гряды, аккумулятивные селевые террасы и конусы выноса. В пределах конуса выноса можно выделить две возрастные генерации – молодые аккумулятивные образования, локализованные на прирусловых участках, и обширные грядово-ложбинные конусы выноса.

По-видимому, начало формирования селевого рельефа территории в бассейне Малой Пайпудыны относится ко времени деградации последнего обширного оледенения территории в МИС 3. На этом этапе действовали преимущественно собственно селевые потоки по классификации В.Ф. Перова, сформировавшие обширные грядово-ложбинные конусы выноса. Как минимум, с XX столетия преобладающий тип селевых явлений представлен водоснежными потоками.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено в рамках темы ГЗ АААА-А16-121040100323-5 “Эволюция природной среды в кайнозое, динамика рельефа, геоморфологические опасности и риски природопользования”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананьев Г.С. (1980). Новоземельско-Уральская страна // Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Высшая школа. С. 62–73.

Астахов В.И. (2017). Новая модель плейстоценового оледенения на севере Урала // ДАН. Т. 476. № 5. С. 567–570.

Голубев Г.Н., Лабутина И.А. (1966). Дешифрирование селей высокогорий по аэрофотоснимкам // Вестник Московского университета. Серия 5. География. № 1. С. 48–53.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Карта дочетвертичных образований. (2013). Лист Q-41-XII / Ред. А.П. Казак. СПб: ВСЕГЕИ. 1 л.

Иванов М.Н. (2013). Эволюция оледенения Полярного Урала в позднем голоцене. М.: Географический факультет МГУ. 200 с.

Перов В.Ф. (2012). Селеведение. М.: Изд-во МГУ, 274 с.

Познанин В.Л. (1975). Сели северной части Полярного Урала // Изучение и охрана гидросферы. М.: МФГО. С. 10–11.

Рудинская А.И., Беляев Ю.Р. (2022). Морфометрические характеристики селевых бассейнов гор Европейского сектора Российской Субарктики // Изв. РАН. Серия географическая. № 5. С. 746–752.

Рудинская А.И., Беляев Ю.Р., Беляев В.Р. и др. (2022). Геоморфологические позиции селевых бассейнов Ловозерских тундр // Вестник Московского университета. Серия 5. География. № 2. С. 19–132.

Садов А.В. (1972). Аэрометоды изучения селей. М.: Недра. 126 с.

Сурова Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К. (1975). Палеогеография и абсолютная хронология голоцена Полярного Урала // Известия АН ЭстССР. Химия, Геология. Т. 24. № 2. С. 152–159.

Сурова Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К. (1974). Развитие оледенения Полярного Урала в позднем плейстоцене и голоцене (в связи с изучением отложений ледниково-подпрудных озер) // МГИ. Хрон., обс. Выпуск 23. М.: ВИНИТИ. С. 61–68.

Философов В.П., Денисов С.В. (1963). О порядке речных долин и их связи с тектоникой // Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов: Изд-во Саратовского университета. С. 487–509.

Ходаков В.Г. (1964). Процессы перераспределения снега и снежного покрова в горах // МГИ. Выпуск 9. М.: ВИНИТИ. С. 210–215.

Ходаков В.Г., Ильина Е.А. (1989). Снежно-ледовые явления на Полярном Урале // МГИ. Выпуск 65. М.: ВИНИТИ. С. 110–118.

Черкасова В.А., Иванов М.Н. Деградация ледников Полярного Урала // Глобальные проблемы Арктики и Антарктики [электронный ресурс]: сборник науч. материалов Всерос. конф. с междунар. участием, посвящ. 90-летию со дня рождения акад. Н.П. Лавёрова. URL: chrome-extension://gphandlahdpffmccakmbngmbjnjiiahp/http://www.fciarctic.ru/conf/203.pdf Архангельск, 2020. С. 180–182. (дата обращения: 15.02.2023).

Шишкин М.А. (2007). Предполагаемые направления движения неоплейстоценовых ледников на Пай-Хое и Полярном Урале на основе анализа состава моренных валунов // Региональная геология и металлогения. № 30–31. С. 207–212.

Astakhov V. (2017). Late Quaternary glaciation of the northen Urals: a review and a new observations // Boreas. Vol. 47. P. 379–389.
https://doi.org/10.1111/bor.12278

Garankina E., Belyaev V., Belyaev Yu. et al. (2019). Integration of landforms, deposits and paleosols analysis for reconstructing Holocene debris flow activity in the low mountains of Kola Peninsula // Climate Change Impacts on Sediment Dynamics: Measurement, Modelling and Management / Chalov S., Golosov V., Li R., Tsyplenkov A. (Eds.). Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences (SPEES). Cham: Springer. P. 47–51.
https://doi.org/10.1007/978-3-030-03646-1_9

Ivanov M.N. (2012). Polar Urals Glaciers and Periglacial Geomorphology. TICOP Excursion Guidebook. Tyumen, Russia: Pechatnik (Publ.). 50 p.

Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T. (2008). Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // Quaternary Science Reviews. No. 27. P. 100–115.
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.015

Meyer H., Kostrova S., Meister Ph. et al. (2022). Lacustrine diatom oxygen isotopes as palaeo precipitation proxy - Holocene environmental and snowmelt variations recorded at Lake Bolshoye Shchuchye, Polar Urals, Russia // Quaternary Science Reviews. Vol. 290. 107620.
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107620

Perov V., Chernomorets S., Budarina O. et al. (2017). Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events // Natural Hazards. No. 88. P. 199–235.
https://doi.org/10.1007/s11069-017-2841-3

Solomina O., Ivanov M., Bradwall T. (2010). Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals // Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography. Vol. 92. No. 1. P. 81–99.

Svendsen J.I., Færseth L.M., Gyllencreutz R. et al. (2018). Glacial and environmental changes over the last 60000 years in the Polar Ural Mountains, Arctic Russia, inferred from a high-resolution lake record and other observations from adjacent areas // Boreas. Vol. 48. No. 2. P. 407–431.
https://doi.org/10.1111/bor.12356

Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J. et al. (2014). Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in Northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5-2 // Quaternary Science Reviews. Vol. 92. P. 409–428.
https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00269.x

Svendsen J.I., Magnerud J., Nazarov D. et al. (2023). Chapter 16 – The Polar Ural Mountains: deglaciation history. European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation / D. Palacios, J.M. García-Ruiz, Ph.D. Hughes, N. Andrés. (Eds.). P. 143–148.
https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00053-X

DEBRIS FLOW RELIEF OF THE MALAYA PAIPUDYNA BASIN (THE POLAR URAL MOUNTAINS)[1]

A. I. Rudinskaya[a,#] and Yu. R. Belyaev[b]

[a]*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*
[b]*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*
[#]*E-mail: rudinskaya94@gmail.com*

We studied the debris flow relief of the Malaya Paipudyna basin, the Polar Ural Mountains. Based on the analysis of remote sensing data and field surveys, we established that 14 debris flow basins are located on the territory. We found traces of five slushflow occurrence in the streams in the spring of 2021. Typical landforms for different morphodynamic zones of debris flow basins were identified. The initiation zones of debris flows are mainly represented by catchment funnels on the slopes of the Bolshoi and Maliy PaIpudynskii ranges. The transit zones V-shaped bottom incisions alternate with box- and trough-shaped transverse profile. Within the debris flow fans, two generations of accumulative debris flow relief are clearly distinguished. Young accumulation zones are represented by pebble-boulder ridges up to 0.5 m high, localized directly in the near-channel areas of debris flow fans. Usually, they are either devoid of soil and vegetation cover, or are overgrown only by herbs. Ancient debris flow fans are triangular in shaped with convex transverse profile, consisting of a system of ridges and hollows, and overgrown with shrubs. The area of young accumulation zones for each debris flow basin is no more than 0.03 km^2, the area of ancient accumulation zones is 0.4 km^2. Debris flow fans are superimposed on the bottom of the trough valley of Malaya Paipudyna, which is mainly the surface of glacial accumulation. Probably, the formation of these fans began after the degradation of the last extensive glaciation of the territory. We calculated the morphometric features of the debris flow basins.

Keywords: debris flow, slushflow, debris flow relief, the Polar Ural Mountains

AKHOWLEDGMENTS

The study was carried out within the framework of the topic GA AAAA-A16-121040100323-5 “Evolution of the natural environment in the Cenozoic, topography dynamics, geomorphological hazards and risks of nature management”.

REFERENCES

Anan’ev G.S. (1980). Geomorphological province of Novaja zemlja Island and the Ural Mountains. *Geomorfologicheskoe raionirovanie SSSR i prilegayushchikh morei.* Moscow: Vysshaya shkola (Publ.). P. 62–73. (in Russ.)

Astakhov V. (2017). Late Quaternary glaciation of the northen Urals: a review and a new observations. *Boreas.* Vol. 47. P. 379–389. https://doi.org/10.1111/bor.12278

Astakhov V.I. (2017). *Novaya model' pleistotsenovogo oledeneniya na severe Urala* (New model of the Pleistocene glaciation in the north Urals. *Doklady akademii nauk*. Vol. 476. No. 5. P. 567–570. (in Russ.). https://doi.org/10.7868/S0869565217290199

Cherkasova V.A., Ivanov M.N. (2020). Degradation of the glaciers of the Polar Urals. *Global’nye problemy Arktiki i Antarktiki* [Electronic data]: sbornik nauch. materialov Vseros. konf. s mezhdunar. uchastiem, posvyashchennyi 90-letiyu so dnya rozhdeniya akademika N.P. Lavjorova. Arhangel’sk. P. 180–182. (in Russ.). (access date: 15.02.2023)

Filosofov V.P., Denisov S.V. (1963). On the order of river valleys and their connection with tectonic. *Morfometricheskii metod pri geologicheskikh issledovaniyakh.* Saratov: Saratov University (Publ.). P. 487–509. (in Russ.)

Garankina E., Belyaev V., Belyaev Yu. et al. (2019). Integration of landforms, deposits and paleosols analysis for reconstructing Holocene debris flow activity in the low mountains of Kola Peninsula. *Climate Change Impacts on Sediment Dynamics: Measurement, Modelling and Management.* Chalov S., Golosov V., Li R., Tsyplenkov A. (Eds.). Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences (SPEES). Cham: Springer. P. 47–51. https://doi.org/10.1007/978-3-030-03646-1_9

Golubev G.N., Labutina I.A. (1966). Deciphration of high-mountain debris flows using aerial photographs. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. No. 1. P. 48–53. (in Russ.)

Hodakov V.G. (1964). The processes of redistribution of snow and snow cover in the mountains. *MGI.* Vol. 9. Moscow: VINITI (Publ.). P. 210–215. (in Russ.)

Hodakov V.G., Il’ina E.A. (1989). Snow and ice phenomena in the Polar Urals. *MGI. Vol. 65.* Moscow: VINITI (Publ.). P. 110–118. (in Russ.)

Ivanov M.N. (2012). Polar Urals Glaciers and Periglacial Geomorphology. *TICOP Excursion Guidebook*. Tyumen: Pechatnik (Publ.). 50 p.

Ivanov M.N. (2013). *Evolyutsiya oledeneniya Polyarnogo Urala v pozdnem golotsene* (Evolution of glaciation in the Polar Urals in the Late Holocene). Moscow: Geograficheskii fakul’tet MGU (Publ.). 200 p. (in Russ.)

[1] For citation: Rudinskaya A.I., Belyaev Yu.R. (2023). Debris flow relief of the Malaya Paipudyna basin (the Polar Ural Mountains). Geomorfologiya i Paleogeografiya. Vol. 54. No. 3. P. 14–25. (in Russian). https://doi.org/10.31857/S2949178923030088; https://elibrary.ru/WDKBWN

Kazak A.P. (Eds.). (2013). *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1: 200000. Karta dochetvertichnykh obrazovanii. List Q-41-XII* (State geological map of the Russian Federation, scale 1:200000. Map of pre-Quaternary formations. Sheet Q-41-XII). Saint-Petersburg: VSEGEI (Publ.). 1 p. (in Russ.)

Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T. (2008). Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today. *Quaternary Science Reviews*. No. 27. P. 100–115. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.015

Meyer H., Kostrova S., Meister Ph. et al. (2022). Lacustrine diatom oxygen isotopes as palaeo precipitation proxy – Holocene environmental and snowmelt variations recorded at Lake Bolshoye Shchuchye, Polar Urals, Russia. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 290. 107620. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107620

Perov V., Chernomorets S., Budarina O. et al. (2017). Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events. *Natural Hazards*. No. 88. P. 199–235.
https://doi.org/10.1007/s11069-017-2841-3

Perov V.F. (2012). *Selevedenie* (Mudflow science). Moscow: MGU (Publ.). 274 p. (in Russ.)

Poznanin V.L. (1975). Debris flows of the Northen part of the Polar Urals. *Izucheniie i ohrana gidrosfery*. Moscow: MFGO (Publ.). P. 10–11. (in Russ.)

Rudinskaya A.I., Belyaev Yu.R. (2022). Morphometric features of debris flow basins of the mountains. *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. No. 5. P. 746–752.
https://doi.org/10.31857/S2587556622050107

Rudinskaya A.I., Belyaev Yu.R., Belyaev V.R. et al. (2022). Geomorphologic positions of debris flow basins in the Lovozerskiye Tundry mountainous area. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. No. 2. P. 119–132. (in Russ.)

Sadov A.V. (1972). *Aerometody izucheniia selei* (Aerial methods for studying debris flows). Moscow: Nedra (Publ.). 126 p. (in Russ.)

Shishkin M.A. (2007). Assumed directions of movement of Neopleistocene glaciers in Pai-Khoi and the Polar Urals based on the analysis of the composition of moraine boulders. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 30–31. P. 207–212. (in Russ.)

Solomina O., Ivanov M., Bradwall T. (2010). Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*. Vol. 92. No. 1. P. 81–99.

Surova T.G., Troickii L.S., Punning Ja.-M.K. (1974). Development of glaciation in the Polar Urals in the late Pleistocene and Holocene (in connection with the study of deposits of ice-dammed lakes). *MGI. Hron., obs*. Vol. 23. Moscow: VINITI (Publ.). C. 61–68. (in Russ.)

Surova T.G., Troickij L.S., Punning Ja.-M. (1975). Paleogeography and absolute chronology of the Holocene of the Polar Urals. *Izvestiya AN ESSR. Himiya, Geologiya*. Vol. 24. No. 2. P. 152–159. (in Russ.)

Svendsen J.I., Færseth L.M., Gyllencreutz R. et al. (2018). Glacial and environmental changes over the last 60000 years in the Polar Ural Mountains, Arctic Russia, inferred from a high-resolution lake record and other observations from adjacent areas. *Boreas*. Vol. 48. No. 2. P. 407–431. https://doi.org/10.1111/bor.12356

Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J. et al. (2014). Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in Northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5-2. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 92. P. 409–428.
https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00269.x

Svendsen J.I., Magnerud J., Nazarov D. et al. (2023). Chapter 16 – The Polar Ural Mountains: deglaciation history. *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. D. Palacios, J.M. García-Ruiz, Ph.D. Hughes, N. Andrés. (Eds.). P. 143–148.
https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00053-X

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2023, том 54, № 3, с. 26–38

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.462(268.55)

МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ПОДВОДНЫХ ВАЛОВ И ГРЯД ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ[#]

© 2023 г. А. Ю. Сергеев[1,*], Д. В. Рябчук[1], В. А. Жамойда[1], Л. М. Буданов[1], О. А. Ковалева[1], И. А. Неевин[1], М. Ю. Токарев[2,**], Л. Д. Баширова[3,***], Е. П. Пономаренко[3]

[1]*ФГБУ "ВСЕГЕИ", Санкт-Петербург, Россия*

[2]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия*

[3]*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

**E-mail: sergeevau@yandex.ru*

***E-mail: mjtokarev@gmail.com*

****E-mail: bas_leila@mail.ru*

Поступила в редакцию 04.07.2022 г.
После доработки 17.10.2022 г.
Принята к публикации 14.03.2023 г.

Прибрежно-шельфовая зона Восточно-Сибирского моря относится к одному из наименее изученных районов морей Российской Арктики. Одной из важных нерешенных проблем является возможное существование покровного ледника в районе Новосибирских островов и связанный с ней вопрос о возрасте и генезисе подводных гряд по периферии архипелага. По результатам комплексного анализа геолого-геофизических данных, полученных в ходе экспедиционных работ ФГБУ "ВСЕГЕИ" в 2018 и 2020 г., и комплекса лабораторных исследований выделены два принципиально различных по морфологии, составу, возрасту и генезису типа подводных гряд и валов. Гряды первого типа, на периферии подводной долины р. пра-Колымы и вокруг о-ва Новая Сибирь, асимметричны, имеют относительную высоту от 1 до 6 м, ширину от 1.5 до 14 км, (в среднем – 4.5 км) и протяженность от 6 до 202 км (в среднем – 37 км). Они сложены очень плотными глинами и глинистыми алевритами без примеси грубообломочного материала; возраст отложений 18–13 тыс. кал. л. В межгрядовых ложбинах обнажаются отложения среднего и позднего неоплейстоцена. Состав, морфология и возраст позволяют предположить денудационный генезис гряд, однако механизм их формирования не очевиден. Ко второму типу относится система прибрежных гряд, расположенных на расстоянии до 30 км от о-ва Новая Сибирь, которые сложены мелкозернистыми, хорошо сортированными песками. Ширина гряд варьирует от 1 до 2 км, высота – от 4 до 8 м, протяженность – 10–15 км. Они имеют слабо асимметричную форму, склон со стороны острова более пологий. Эта система гряд формировалась за счет прибрежно-морских аккумулятивных процессов в голоцене. Конечно-моренные гряды на исследованных участках дна не выявлены, что не подтверждает гипотезу распространения покровного оледенения неоплейстоцена в пределы шельфа.

Ключевые слова: рельеф морского дна, Арктика, шельф, сейсмоакустическое профилирование, голоцен, неоплейстоцен

DOI: 10.31857/S294917892303009X, **EDN:** WDUFPE

ВВЕДЕНИЕ

Прибрежные районы Восточно-Сибирского моря (между Новосибирскими о-вами и о-вом Врангеля) относятся к наименее изученным акваториям Российской Арктики. Отбор проб поверхностных осадков в пределах рассматриваемой площади выполнялся экспедициями НИИГА–ВНИИОкеангеология с 1934 г. по конец 1980-х гг. (Семенов, 1965; Яшин, 2000 и др.). Исследования минерального состава донных отложений и закономерностей осадконакопления осуществлялись ДВО РАН (Дударев и др., 2007; Николаева и др., 2013 и др.) и ИО РАН им. П.П. Ширшова (Мирошников и др., 2020). В мелководной части акватории Восточно-Сибирского моря АО "Морская арктическая геологоразведочная экспедиция", ОАО "Дальморнефтегеофизика" и Геологической службой Германии (BGR) проводилось сейсмическое профилирование; в пределах исследуемого района общая протяженность профилей составила 9590 км

[#] *Ссылка для цитирования*: Сергеев А.Ю., Рябчук Д.В., Жамойда В.А. и др. (2023). Морфология и генезис подводных валов и гряд Восточно-Сибирского моря // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 26–38. https://doi.org/10.31857/S294917892303009X; https://elibrary.ru/WDUFPE

(Петровская, Савишкина, 2014; Рекант и др., 2020). Однако работы методом непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП), позволяющие получать детализированную информацию о верхней части геологического разреза, гидролокация бокового обзора (ГЛБО), а также колонковый пробоотбор и вибробурение до начала экспедиционных работ ВСЕГЕИ в 2018 г. были выполнены здесь в крайне ограниченном объеме – при геологической съемке Колымского залива и на профиле 5-АР к западу от о-ва Врангеля (Сакулина и др., 2011). Детальное изучение и датирование отложений на исследуемой площади ранее не осуществлялись.

Подводный склон, примыкающий к Новосибирским островам и Колымской низменности, до глубины 30 м осложнен системой узких подводных поднятий относительной высотой 5–10 м. Они были установлены по данным анализа батиметрических карт камеральным путем С.Л. Никифоровым и описаны им впервые в 1985 г. как вдольбереговые бары (Никифоров, 1985; 1989). В настоящее время гипотезы об их генезисе и возрасте крайне противоречивы. Трактовка происхождения этих форм рельефа в качестве конечно-моренных гряд является одним из аргументов в пользу существования в среднем неоплейстоцене покровного оледенения Новосибирских островов (Басилян, Никольский, 2007). Впервые полученные в ходе данного исследования материалы разночастотного НСАП, ГЛБО, многолучевого эхолотирования (МЭ) и колонкового пробоотбора (с последующим комплексом аналитических исследований) позволили существенно продвинуться в понимании этой проблемы.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для создания наиболее точной батиметрической модели рельефа (БМР) морского дна были оцифрованы морские навигационные карты “Управления навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации” масштаба 1:500000 и 1:200000 с сетью промеров глубин на всей исследованной площади (рис. 1). ГИС-анализ этой модели позволил выделить и проследить системы положительных линейных форм рельефа и заложить геофизические профили с целью их детального изучения.

В 2018 и 2020 г. в Восточно-Сибирском море ВСЕГЕИ проведены геолого-геофизические работы в рамках Государственного геологического картирования м-ба 1:1000000 (листы R-57-60; S-55,56) (Жамойда и др., 2020). Работы выполнялись с судов “Иван Киреев” (2018 г.) и “Капитан Воронин” (2020 г.). Общий объем разночастотного профилирования НСАП составил 3400 км, ГЛБО и многолучевого эхолотирования – 3100 км. Отобраны пробы поверхностных осадков и выполнена подводная видеосъемка на 190 станциях. Получены керны донных отложений с 29 станций; длина колонок составила от 30 см до 1.9 м (рис. 1).

Отбор образцов поверхностных осадков осуществлялся с помощью бокс-корера, кернов донных отложений – при помощи прямоточных ударных гравитационных трубок. Подводная видеосъемка велась телевизионной установкой AC-ROV 100 (Шотландия). Для всех кернов проведены описание, фотографирование, измерения сопротивления недренированному сдвигу[1] (прочность на сдвиг) с помощью портативного пенетрометра, геохимические исследования, в том числе, определение содержания Br для расчета палеосолености по методике А.Г. Григорьева (Григорьев и др., 2009) и гранулометрический анализ (каждый 1 см керна); содержание органического вещества определено в лаборатории Атлантического Отделения ИО РАН им П.П. Ширшова. Для нескольких кернов выполнены микрофаунистический (фораминиферовый), палинологический и диатомовый анализы. Впервые для района исследований в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” ИГРАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США) было проведено радиоуглеродное датирование 14 образцов четвертичных отложений. Для калибровки возраста использовалась программа Calib REV8.20 (http://calib.org/calib/calib.html; Reimer et al., 2020). Проведенные исследования позволили выполнить расчленение верхней части геологического разреза с выделением сейсмотолщ и получением информации о слагающих их отложениях (Жамойда и др., 2020).

В ходе исследований, в частности, получены сейсмоакустические разрезы через подводные гряды, проведен интерпретационный отбор грунтовых колонок с вершин гряд и из межгрядовых ложбин.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Окраинное шельфовое Восточно-Сибирское море имеет малые глубины и уклон дна. В районе островов Жохова и Вилькицкого расположена обширная аккумулятивная равнина, изобата 20 м проходит на расстоянии 200–400 км от материка. Только на востоке у м. Большой Баранов, в районе Шелагского хребта, а также у западного побережья о-ва Врангеля, она удалена не более чем на 2 км. Подводная равнина расчленена депрессиями проливов Санникова, Этерикан и Дмитрия

[1] Максимальное касательное напряжение при нагружении грунта в условиях отсутствия дренирования.

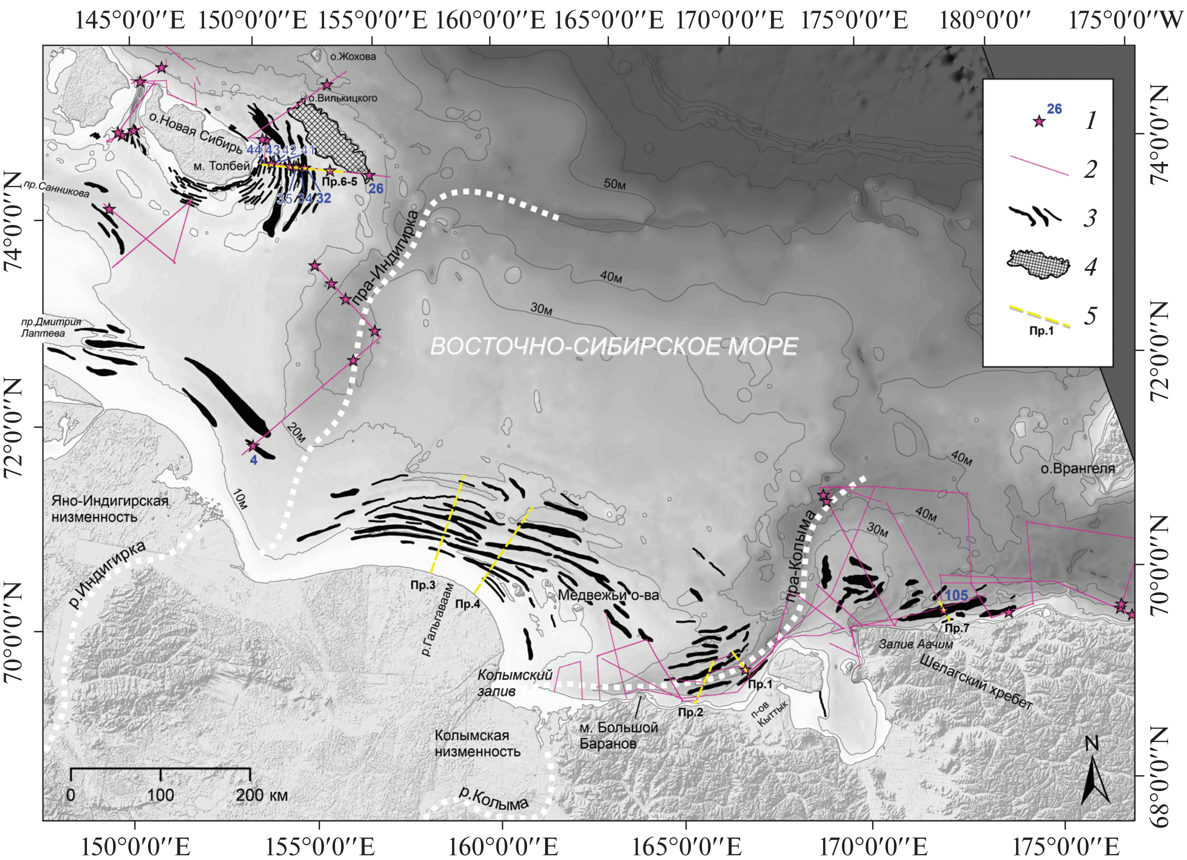


Рис. 1. Карта района исследований: *1* – станции колонкового пробообора 20ВСМ и их номер; *2* – совмещенные профили высокочастотного НСАП, ГЛБО и многолучевого эхолотирования ВСЕГЕИ 2018 и 2020 г.; *3* – гряды; *4* – холмисто-грядовый рельеф; *5* – участки подводного берегового склона, для которых показаны профили на рис. 2 (профили 3 и 4 построены по данным с батиметрической карты).

Fig. 1. Map of the investigation area: *1* – stations of the core sampling (20VSM) and their numbers; *2* – combined profiles of the side-scan, seismic sub-bottom profiling and multibeam echo-sounder survey executed by VSEGEI in 2018 and 2020 years; *3* – bars; *4* – hilly ridge relief; *5* – areas of the underwater coastal slope with profiles represented in fig. 2 (sections 3 and 4 were constructed according to data from the bathymetric map).

Лаптева, а также палеодолинами рек Индигирки и Колымы (рис. 1).

Климатические условия Восточно-Сибирского моря определяются положением в высоких широтах, близостью континента и свободным сообщением с Центральным арктическим бассейном. Климат района морской арктический, с суровой и малоснежной зимой продолжительностью около 9 мес. В сезон гидродинамической активности морей (август-сентябрь) барический градиент (градиент атмосферного давления)[2] над акваторией в целом направлен с севера на юг (Григорьев и др., 2006). Волнение относительно слабое, главным образом вследствие значительной ледовитости. На западе максимальная высота волн может достигать 4 м, на востоке не превышает 1.5–2 м (Павлидис, Леонтьев, 2000). Постоянные течения имеют слабо выраженную циклоническую циркуляцию. Они часто нарушаются ветровыми, которые нередко бывают сильнее постоянных. Влияние приливных течений относительно невелико (Добровольский, Залогин, 1982).

Дочетвертичные образования рассматриваемой части Восточно-Сибирского моря представлены отложениями раннего и среднего палеозоя, деформированными в элсмирскую орогению; терригенными породами позднего палеозоя – ранней юры, интенсивно деформированными на этапе чукотской (позднекиммерийской) орогении; слабодеформированными вулканогенно-осадочными породами поздней юры – раннего мела и пологозалегающими осадочными породами позднего мела и неогена (Рекант и др., 2020). Тектоническая активизация в раннемеловое время ознаменовалась излиянием лав и внедрением интрузий. Докайнозойский этап завершился эпо-

[2] Изменение атмосферного давления на единицу расстояния по нормали к поверхности равного давления (изобарической поверхности) в сторону убывания давления.

Таблица 1. Результаты AMS датирования донных отложений Восточно-Сибирского моря
Table 1. AMS dating of the bottom sediments of the East-Siberian Sea

Образец	Лаб. номер $IGAN_{AMS}$	Интервал колонки, см	Материал	Радиоуглеродный возраст, л. н.	Калиброванный возраст, кал. л. н.: (1 σ)/среднее
18ВСМ-105	7557	48–49	РОВ	5360 ± 20	5601–5543/5560
20ВСМ-4	8974	20–30	РОВ	12 780 ± 35	15173–15300/15240
20ВСМ-26	8978	124–126	РОВ	11 610 ± 30	13448–13503/13476
20ВСМ-32	8979	36–38	РОВ	12 970 ± 35	15438–15617/15521
20ВСМ-35	8980	10–12	РОВ	15 325 ± 50	18639–18748/18665

хой пенепленизации, наступившей, вероятно, в начале палеогена, за время которой в условиях влажного субтропического климата могли образоваться слаборасчлененный холмистый рельеф и кора выветривания (Бартова, 2021). Дно также полностью покрыто чехлом рыхлых плиоцен-четвертичных отложений, мощность которых в палеодолинах достигает 150 м (Жамойда и др., 2020).

РЕЗУЛЬТАТЫ

По результатам анализа батиметрической модели рельефа в исследуемом районе были выделены гряды, ставшие основными объектами данного исследования. Гряды распространены в нескольких районах.

Первый район, представляющий интерес, расположен на обрамлении субширотно ориентированной подводной долины пра-Колымы, ширина которой составляет 16–25 км. К востоку от мыса Большой Баранов долина разделяется на несколько рукавов. Выделяются узкие депрессии, разделенные пологими симметричными грядами относительной высотой 4–5 м и шириной 5–7 км (рис. 2, (а)).

Второй район с многочисленными грядами высотой 3–5 м и шириной 6–10 км расположен к северу и северо-западу от Медвежьих островов, где они прослеживаются на глубинах от 5–7 м до 20 м (рис. 2, (б)). Ближе к берегу гряды более выдержаны по простиранию, достигая в длину 100–200 км. Мористее их протяженность сокращается до 50–80 км.

К западу от палеодолины р. Индигирки вдоль берега развиты аналогичные формы рельефа, для которых удалось получить сейсмоакустический разрез и датировать образцы донных отложений (станция 20ВСМ-4), представленных тугопластичными глинами. Протяженность гряд достигает 100 км при ширине в первые десятки километров и относительном превышении 1–2 м. По результатам AMS датирования возраст отложений составляет 15.2 тыс. кал. л. (табл. 1).

Наиболее детально удалось исследовать грядовую равнину, занимающую обширную площадь по периферии о-ва Новая Сибирь (рис. 2, (в, г)). Сейсмоакустическое профилирование было выполнено по профилям вкрест простирания гряд и заверено донным пробоотбором (станции 20ВСМ-41, 20ВСМ-32, 20ВСМ-34, 20ВСМ-35 на рис. 2, (в); станции 20ВСМ-42, 20ВСМ-43, 20ВСМ-44 на рис. 2, (г)). Ранее по данным анализа рельефа дна эти гряды, расположенные субпараллельно береговой линии о-ва Новая Сибирь, рассматривались как единая система (Никифоров, 1989; Басилян, Никольский, 2007), однако выполненные нами исследования показали, что по морфологии и составу отложений выделяются два принципиально различных типа этих образований.

Гряды, расположенные на прибрежных мелководьях о-ва Новая Сибирь (глубины моря – 10–20 м; расстояние от берега менее 30 км), имеют слабо асимметричную форму с более пологим склоном со стороны острова и более крутым мористым склоном. Протяженность гряд составляет 10–15 км, ширина – 1–2 км, высота – 4–8 м (рис. 2, (г)). Акустическая структура транспарентная (акустически прозрачная, без видимых внутренних отражений), слоистость внутри гряды не просматривается. Гряды сложены хорошо сортированными (So 1.04–1.10) мелкозернистыми (вес модальной фракции 0.1–0.25 мм составляет 92–93%) буроватыми песками (рис. 3). Грубообломочный материал отсутствует, содержание частиц 0.1–0.01 мм составляет 3–5%, а <0.01 мм – не превышает 0.5%. В связи с отсутствием достаточного количества органического вещества радиоуглеродное датирование не проводилось. Стратиграфически гряды относятся к наиболее молодым образованиям (голоцен).

Гряды на внешней периферии морской равнины (глубины моря – 20–30 м; расстояние от берега – 30–85 км) имеют иную морфологию и состав. Они резко асимметричны, причем пологий склон ориентирован в сторону моря, а крутой – в сторону берега (рис. 2, (в)). Средняя протяженность гряд – 25–30 км при ширине в среднем 2–4 км и относительной высоте – 4–6 м.

По данным сейсмоакустического профилирования гряды сложены слоистыми отложениями, в

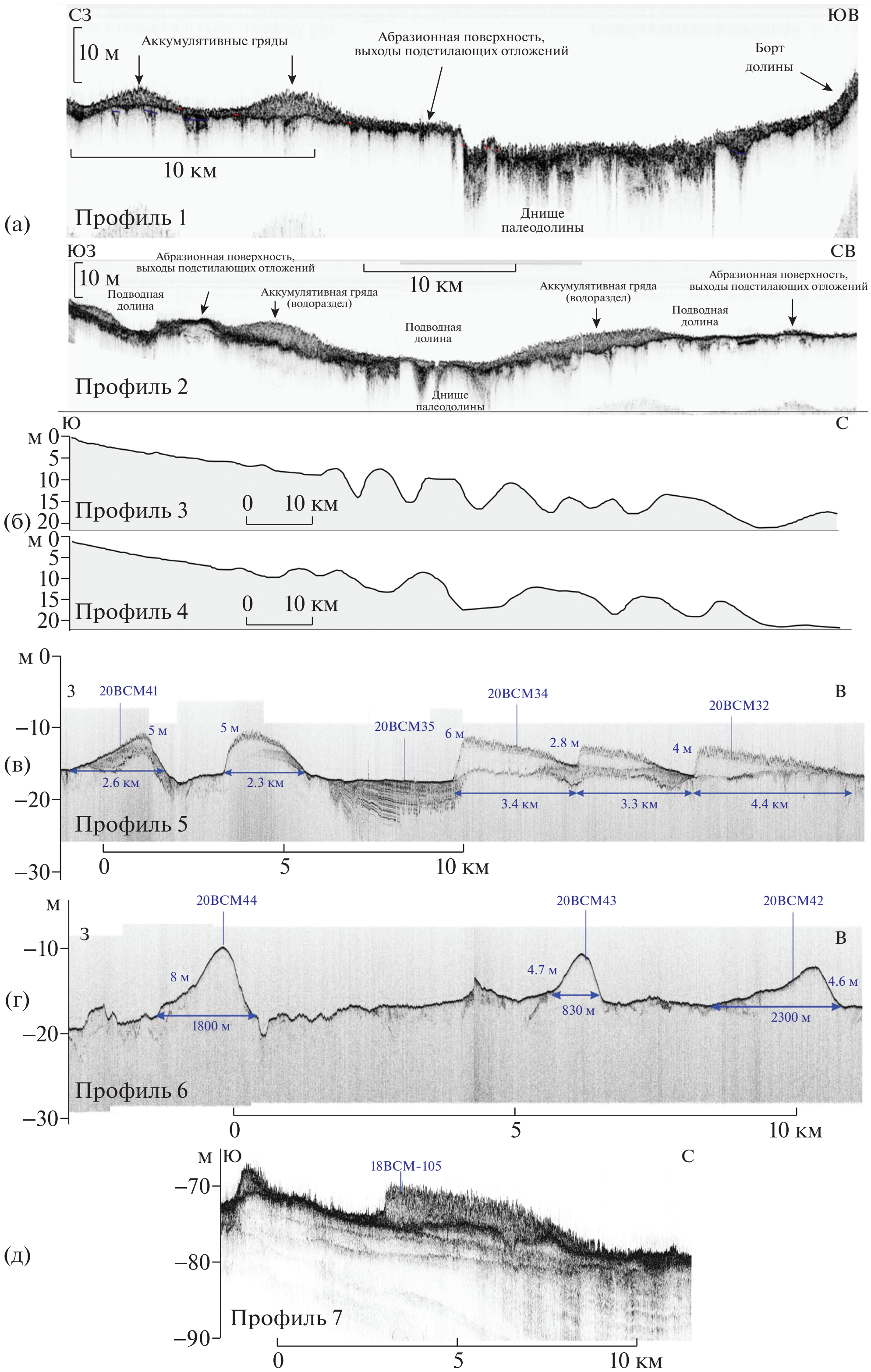


Рис. 2. Профили рельефа морского дна поперек подводных гряд по данным высокочастотного НСАП (профилограф). (а, д) – EdgeTech, модель CHIRP 3300HM; (в, г) – Innomar SES 2000-Light) и по данным батиметрии (б). Синим цветом показаны станции донного пробоотбора и их номера (только на профилях (в, г, д)). Положение и краткое описание профилей: (а) – напротив п-ова Кыттык, пересекает подводную палеодолину р. Колымы; гряды предположительно представлены глинами; (б) – вблизи устья р. Гальгаваам; (в) – на траверзе м. Толбей (о-в Новая Сибирь); три гряды в восточной части профиля сложены плотными глинистыми отложениями (станции пробоотбора 20ВСМ-32,

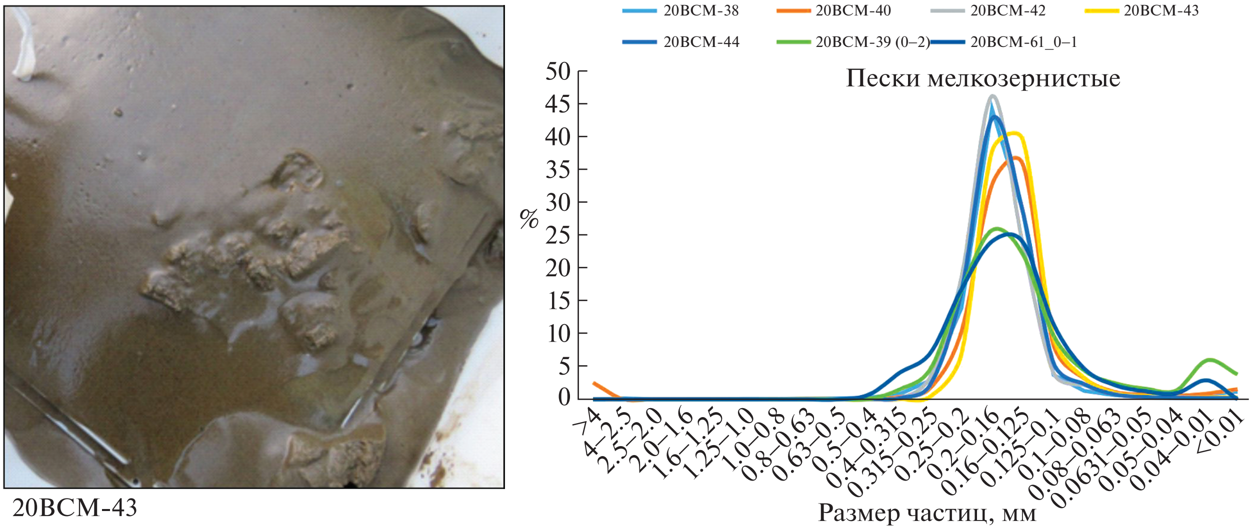


Рис. 3. Фото образца (20ВСМ-43) и кривые распределения гранулометрического состава отложений прибрежных гряд по периферии о-ва Новая Сибирь. Номера образцов показаны над графиком.

Fig. 3. Photo of sample (20VSM-43) and grain-size distribution curves of the deposits of near-shore ridges around New Siberia Island. Number of samples are under the graph.

ряде случаев в их основании прослеживается акустически выраженная поверхность нижележащего комплекса. По данным пробоотбора они представлены плотными (от мягкопластичной до твердой консистенции) глинами и алевроглинами от темно-серого до черного цвета, с неявной горизонтальной слоистостью. В колонке 20ВСМ-26 (рис. 4, (а)) содержание пелитовой и алевритовой фракций варьирует в значительном диапазоне, образуя слойки мощностью от 1 до 10 см. Среднее содержание пелитовой фракции составляет 50.6% (35.0–80.6%), алевритовой – 44.5% (18.2–57.0%), песчаной – 4.8% (0.5–21.8%).

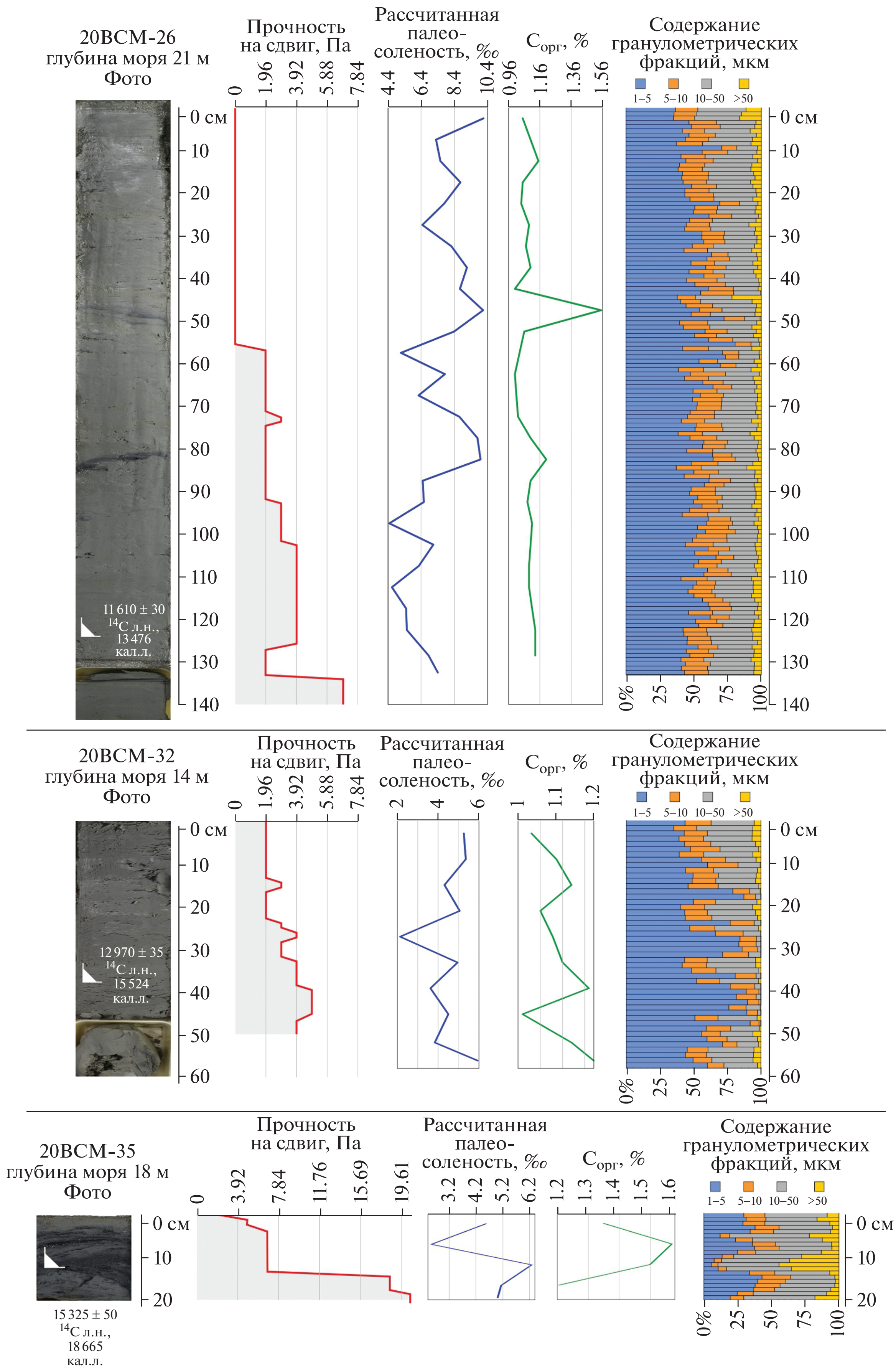
В колонке 20ВСМ-32 (рис. 2, (в), рис. 4) наблюдается чередование прослоев пелитовых алевритов и алевритовых пелитов (интервалы 0–13, 15–22, 26–31, 37–60 см (забой)) и пелитов (13–15, 22–26 и 31–36 см). При этом вес гранулометрических фракций варьирует в достаточно широких пределах: песок – в среднем 2.4% (0–6.4%), алеврит – 37.7% (8.0–58.8%), пелит – 59.9% (35.3–92.1%) (рис. 4, (б)). Содержание $C_{орг}$ в описываемых отложениях составляет в среднем – 1.1% (от 0.64 до 1.59%). Рассчитанная палеосоленость не превышает 10‰.

По данным датирования гряды сложены разновозрастными отложениями преимущественно конца позднего неоплейстоцена – 13.4–15.5 тыс. кал. л. (образцы 20ВСМ-26 – $IGAN_{AMS}$ 8978 и 20ВСМ-32 – $IGAN_{AMS}$ 8979).

В межгрядовых ложбинах обнажаются образования позднего неоплейстоцена – 18.6 тыс. кал. л. (образец 20ВСМ-35 – $IGAN_{AMS}$ 8980), как правило, представленные плотными, слоистыми глинистыми алевритами (рис. 4, (в)). В качестве примера можно привести грунтовую колонку 20ВСМ-35, сложенную пелитовыми алевритами (интервалы 0–5, 6–10 и 14–21 см) с прослоями песчаных алевритов (интервалы 5–6 и 10–14 см). В пелитовых алевритах среднее содержание песчаной фракции составляет 8.0% (2.7–17.8%), алевритовой – 59.6% (52.4–66.2%), пелитовой – 32.4% (19.5–43.1%); в песчаных алевритах содержание песчаной фракции – 33.2% (21.9–44.4%),

←
20ВСМ-34), гряда в западной части профиля сложена мелко-среднезенистыми песками (станция 20ВСМ-41); (г) – вблизи берега на траверзе м. Толбей (о-в Новая Сибирь), по данным пробоотбора гряды сложены песками (станции 20ВСМ-42, 20ВСМ-43, 20ВСМ-44); (д) – напротив залива Аачим, гряда по данным пробоотбора сложена глинами (станция 18ВСМ-105).

Fig. 2. Sections of the seabed across the submarine ridges and bars according to acoustic (high-frequency sub-bottom profiler). (а, д) – EdgeTech (модель CHIRP 3300HM); (в, г) – Innomar SES 2000-Light) and bathymetric data (б). Sampling stations are shown by blue color (only on profiles (в, г, д)). Location and description of profiles: (а) – near the Kyttyk Peninsula, across the underwater palaeovalley of the Kolyma River; (б) – near the mouth of the Galgavaam River; (в) – near Cape Tolbey (New Siberia Island); three submarine ridges in eastern part of the profile composed on dense clay (sampling sites 20VSM-32 and 20VSM-34), ridge in western part of profile – medium to fine grained sand (site 20VSM-41); (г) – near Cape Tolbey (New Siberia Island), according to sediment sampling, submarine ridges composed by sandy deposits (20VSM-42, 20VSM-43, 20VSM-44); (д) – near Aachim bay; submarine ridge according to sediment sampling composed on clay (sampling site 18VSM-105).



20BCM-26
глубина моря 21 м
Фото
Прочность на сдвиг, Па
0 1.96 3.92 5.88 7.84
Рассчитанная палео-соленость, ‰
4.4 6.4 8.4 10.4
$C_{орг}$, %
0.96 1.16 1.36 1.56
Содержание гранулометрических фракций, мкм
1–5 5–10 10–50 >50
0 см 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140
11 610 ± 30 ^{14}C л.н., 13 476 кал.л.
0% 25 50 75 100
20BCM-32
глубина моря 14 м
Фото
Прочность на сдвиг, Па
0 1.96 3.92 5.88 7.84
Рассчитанная палео-соленость, ‰
2 4 6
$C_{орг}$, %
1 1.1 1.2
Содержание гранулометрических фракций, мкм
1–5 5–10 10–50 >50
0 см 10 20 30 40 50 60
12 970 ± 35 ^{14}C л.н., 15 524 кал.л.
0% 25 50 75 100
20BCM-35
глубина моря 18 м
Фото
Прочность на сдвиг, Па
0 3.92 7.84 11.76 15.69 19.61
Рассчитанная палео-соленость, ‰
3.2 4.2 5.2 6.2
$C_{орг}$, %
1.2 1.3 1.4 1.5 1.6
Содержание гранулометрических фракций, мкм
1–5 5–10 10–50 >50
0 см 10 20
15 325 ± 50 ^{14}C л.н., 18 665 кал.л.
0% 25 50 75 100

алевритовой – 57.0% (50.1–66.1%), пелитовой – 9.8% (5.5–13.6%).

Колонка 20ВСМ-4 вскрыла 37 см плотных сухих тугопластичных пелитовых алевритов. Среднее содержание песчаных частиц – 5.4% (2.9–8%), алевритовых – 59.8% (57.6–61.8%), пелитовых – 34.8% (30.5–39.5%). Содержание $C_{орг}$ варьирует от 0.6 до 1.16%, расчетная соленость – от 3.9‰ до 7.5‰, увеличиваясь вверх по разрезу.

Особенность рельефа практически всей площади исследований – высокая степень переработки дна ледовой экзарацией. На профилях высокочастотного НСАП поверхность отложений (в том числе, в зонах развития гряд второго типа) имеет “игольчатый” характер (рис. 2, (а)). Профильные исследования с использованием ГЛБО и многолучевого эхолотирования, а также подводная видеосъемка показали, что на некоторых участках практически все дно нарушено бороздами выпахивания: в среднем 5–6 борозд на 1 км. Ширина их варьирует от первых метров до 100 м и более (рис. 5).

Глубина борозд по данным МЭ и высокочастотного НСАП достигает 3 м, хотя обычно не превышает 1.5 м. Некоторые борозды имеют “свежий” облик с хорошо выраженной обваловкой. Иногда они практически занесены донными осадками. Экзарационные борозды наблюдаются до глубины 50 м. Чаще встречаются относительно широкие борозды или даже их серии, образуемые при перемещении торосов. Кроме того, встречаются множественные тонкие борозды (“царапины”) – результат воздействия на дно ледяной плотины[3]. Согласно данным С.А. Огородова, в Восточно-Сибирском море предельная глубина моря, где возможна современная экзарация дна морским льдом, достигает 40–60 м, а интенсивность этого процесса является наивысшей среди всех арктических морей России (Огородов, 2014). Однако нельзя исключать, что некоторые борозды, в частности, выявленные на больших глубинах, имеют голоценовый или даже поздненеоплейстоценовый возраст. Важно отметить, что экзарационные борозды существенно меньше описанных выше гряд.

[3] Ледяная плотина – протяженная гряда из достигающих дна торосов и набивного льда, образующаяся под напорным воздействием ледяных полей на кромку припая (Огородов, 2014).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Морфология, стратиграфическое и батиметрическое положение гряд на прибрежных мелководьях по периферии о-ва Новая Сибирь, а также состав и гранулометрические параметры слагающих их отложений позволяют достаточно уверенно определить их возраст и генезис. Полученные данные подтверждают гипотезу С.Л. Никифорова (1985, 1989) об аккумулятивном прибрежно-морском (волновом) генезисе этих образований, представляющих собой подводные бары. Способ образования подобных форм описан в современных публикациях (Белошапков и др., 2001; Леонтьев и др., 2011; Леонтьев, 2014).

Вопрос о количестве трансгрессивно-регрессивных циклов и амплитуде изменения уровня моря в голоцене в Восточно-Сибирском море остается дискуссионным. Согласно наиболее распространенной точке зрения, 11 тыс. л. н. море находилось на уровне –50 м; в период с 11 по 8 тыс. л. н. скорость трансгрессии была очень высокой – до 1 см/год (Keigwin et al., 2006; Клювиткина, Полякова, 2021), уровень моря быстро поднимался (до –27 м), а к 5 тыс.л.н. достиг современного (Bauch et al., 2001). Ряд исследователей (например, Анисимов и др., 2002) предполагают наличие двух трансгрессивно-регрессивных циклов на протяжении последних 7.5 тыс. л. н. Быстрое развитие трансгрессии, активные процессы абразии и термоабразии создали благоприятные условия для формирования подводных баров на периферии о-ва Новая Сибирь.

Более сложным представляется вопрос об образовании гряд второго типа. Прежде всего важно отметить, что морфология и состав гряд на периферии о-ва Новая Сибирь исключают их интерпретацию в качестве конечно-моренных гряд. При развитии покровного оледенения с центром в районе о-вов Беннета (Басилян, Никольский, 2007) такие гряды должны иметь противоположную асимметрию склонов, по сравнению с наблюдаемой в действительности. Кроме того, обращает на себя внимание исключительно тонкозернистый состав отложений, представленных практически чистыми глинами, без включения грубообломочного материала, что не характерно для конечно-моренных образований. Исключает возможность их образования в ходе дегляциации среднеплейстоценового ледника и полученный в ходе наших исследований возраст отложений, слагающих гряды, а также подстилающих осадков (конец позднего неоплейстоцена).

Рис. 4. Колонки 20ВСМ-26, 20ВСМ-32 и 20ВСМ-35, отобранные на грядах внешней периферии морской равнины. Слева направо: фото керна, характеристика физических свойств, расчитанная палеосоленость, содержание $C_{орг}$ и гистограммы гранулометрического состава.

Fig. 4. Cores (20VSM-26, 20VSM-32, 20VSM-35), sampled from the ridges of outer periphery of submarine plain: photos, characteristics of physical properties, calculated paleo-salinity, content of organic carbon and grain-size distribution hystograms.

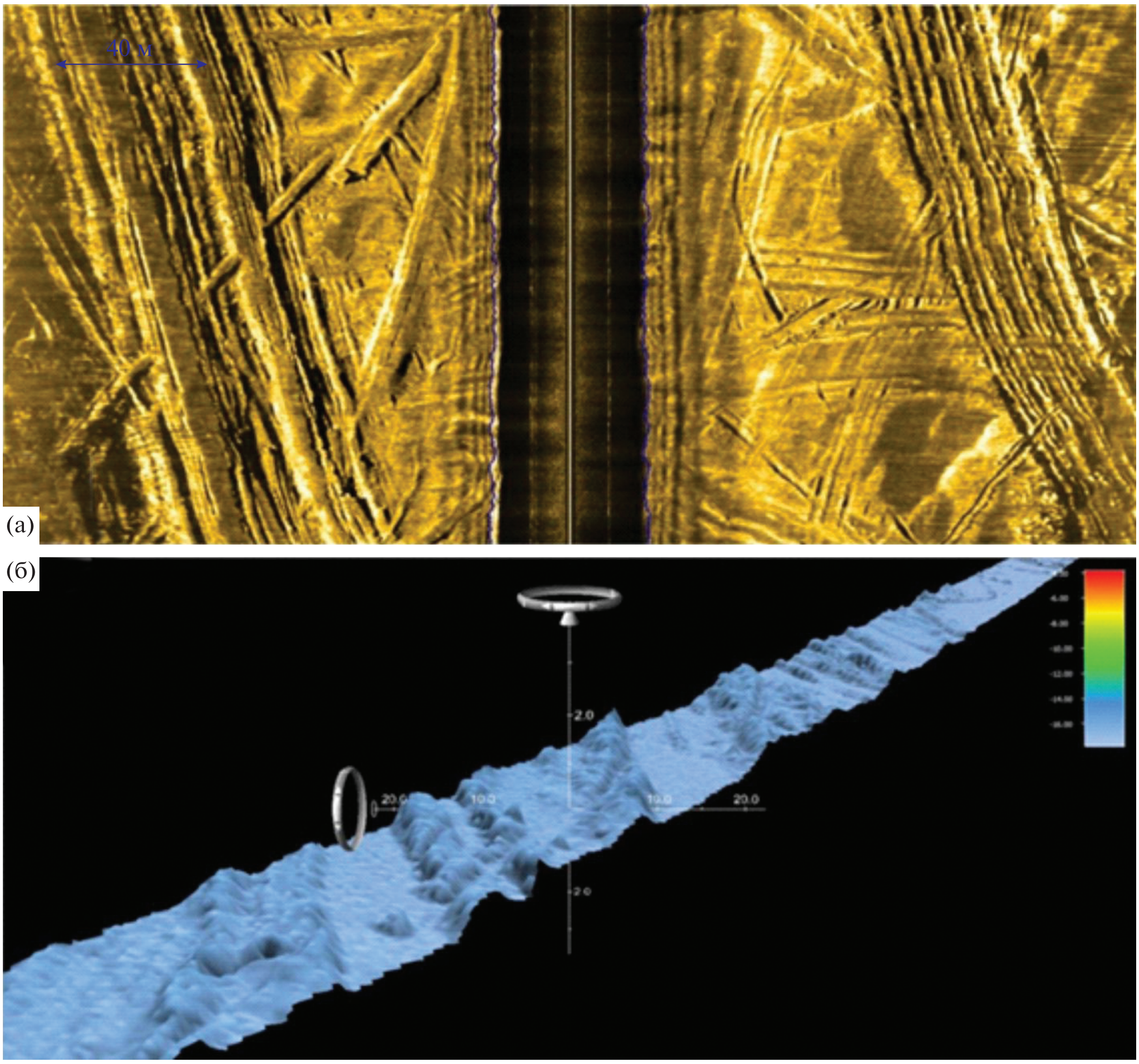


Рис. 5. Следы экзарации на дне по данным ГЛБО (а) и МЭ (б).

Fig. 5. Traces of ice exaration on the bottom surface according to the side-scan profiling data (a) and multibeam echo-sounder survey (б).

Состав отложений, морфология и возраст позволяют предположить, что формирование системы мористых гряд, прослеживаемых далее 30 км от берега о-ва Новая Сибирь, а также аналогичных по морфологии и составу гряд, выделяющихся по периферии палеодолин пра-Колымы и пра-Индигирки, связано с денудационными процессами. Высокая плотность слагающих гряды отложений может свидетельствовать в пользу того, что в своем развитии они прошли субаэральную стадию.

Это не противоречит общим представлениям о значительной (до 100–130 м) предголоценовой регрессии (Bauch et al., 2001; Klemann et al., 2015; Cronin et al., 2017; Pitulko et al., 2019; Клювиткина, Полякова, 2021), когда береговая линия в западной части Восточно-Сибирского моря располагалась на расстоянии более чем на 500 км к северу от современной (Дегтяренко и др., 1982; Klemann et al., 2015), а суша простиралась до о-ва Жохова. Таким образом, все участки дна, на которых установлены гряды второго типа, в период образования этих отложений (13.4–15.5 тыс. кал. л. н.) находились в субаэральных условиях.

Можно предположить, что также происходило селективное протаивание отложений, создавшее предпосылки для развития субаэральных денудационных процессов. Похожие формы погребенного рельефа, интерпретируемые как результат разрушения вечной мерзлоты, установлены на шельфе моря Лаптевых (Rekant et al., 2015). Это соответствует концепции развития шельфа морей Восточной Арктики в конце позднего неоплейстоцена и в голоцене, одним из наиболее важных положений которой является признание опережающего развития термокарста до затопления шельфа (Романовский и др., 1999). Можно предположить, что наряду с термокарстовыми явлениями и субаэральной денудацией определенную роль в формировании гряд и образовании останцового грядового и холмисто-грядового рельефа могли играть неотектонические процессы. Конфигурация активных разломов и характер современных геодинамических процессов (Имаева и др., 2018) создают благоприятные условия для образования форм, субпараллельных современной береговой линии. Можно предположить также дальнейшую моделировку гряд в результате эрозионных процессов, происходивших в ходе голоценовой трансгрессии.

В то же время очевидно, что дать однозначный и окончательный ответ на вопрос о генезисе гряд данного типа в настоящее время не представляется возможным.

ВЫВОДЫ

1. Геолого-геофизические исследования подводных гряд южной части Восточно-Сибирского моря, рассматривавшихся ранее как единая система, показали, что по морфологии и составу отложений выделяются два принципиально различных типа этих образований.

2. Гряды, расположенные на прибрежных мелководьях и непосредственно примыкающие к о-ву Новая Сибирь (глубины моря 10–20 м; расстояние от берега – менее 30 км), имеют слабо асимметричную форму с более пологим склоном со стороны острова и более крутым мористым склоном и сложены хорошо сортированными мелкозернистыми песками. Морфология, стратиграфическое и батиметрическое положение гряд позволяют достаточно однозначно и уверенно определить их возраст и генезис, подтверждая гипотезу С.Л. Никифорова (1985, 1989), предположившего аккумулятивное прибрежно-морское (волновое) происхождение этих образований, представляющих собой подводные бары.

3. Гряды, расположенные на подводном цоколе о-ва Новая Сибирь, мористее (глубины моря – 20–30 м; расстояние от берега – 30–85 км), имеют резко асимметричную форму с пологим склоном, ориентированным в сторону моря, и крутым – в сторону берега. Морфология, состав отложений (плотные алевритовые глины) и возраст (конец позднего неоплейстоцена, 13.4–15.5 тыс. кал. л.) этих гряд, а также аналогичных по морфологии и составу форм, выделяющихся по периферии палеодолин пра-Колымы и пра-Индигирки, исключают возможность их интерпретации в качестве конечно-моренных образований среднеплейстоценового оледенения. Предположительно, генезис гряд этого типа связан с термокарстовыми процессами и субаэральной денудацией на фоне неотектонических движений. Данный вопрос требует дальнейших исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Полевые работы осуществлены в 2018–2020 гг. в рамках Государственного задания ФГБУ “ВСЕГЕИ” (ГК-1000/3 листов R-56-60, S-55,56). Аналитические исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 22-27-00412.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М. (2002). К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Известия РГО. Т. 134. Вып. 5. С. 32–37.

Бартова А.В. (2021). История геологического развития низовьев Колымы в кайнозое // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы XI Всероссийской научно-практической конференции, 05–07 апреля 2021 г. Якутск: Издательский дом СВФУ. С. 11–14.

Басилян А.Э., Никольский П.А. (2007). О плейстоценовом оледенении Новосибирских островов // Геологические события неогена и квартера России // Современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции: материалы Всероссийского научного совещания, Москва, 27–30 марта 2007 г. М.: ГЕОС. С. 10–12.

Белошапков А.В., Гордин А.И., Ильин В.В., Путов В.Ф. (2001). Аккумулятивные формы прибрежной зоны и шельфа северо-восточного Сахалина // Человечество и береговая зона мирового океана в XXI веке. М.: ГЕОС. С. 126–140.

Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Спиридонов М.А. и др. (2009). Новые данные по истории развития юго-восточной части Балтийского моря от позднеледниковья до современности // Региональная геология и металлогения. № 40. С. 103–114.

Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. (2006). Динамика берегов восточных Арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. Т. 10. № 4. С. 74–94.

Дегтяренко Ю.П., Пуминов А.П., Благовещенский М.Г. (1982). Береговые линии восточно-арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука. С. 179–185.

Добровольский А.Д., Залогин Б.С. (1982). Моря СССР. М.: Изд-во МГУ. 192 с.

Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П. и др. (2007). Современное осадкообразование на приконтинентальном шельфе Восточно-Сибирского моря // Дальневосточные моря России. Кн. 2. Исследования морских экосистем и биоресурсов. М: Наука. С. 382–391.

Жамойда В.А., Сергеев А.Ю., Буданов Л.М. и др. (2020). Новые данные о формировании плиоцен-четвертичных отложений Восточно-Сибирского моря по результатам геологического картирования акваториальной части листов R56-60 // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 7. С. 66–75. https://doi.org/10.24411/2687-1092-2020-10710

Имаева Л.П., Имаев В.С., Мельникова В.И. (2018). Напряженно-деформированное состояние новейших структур северо-восточного сектора Российской Арктики // ДАН. Т. 479. № 2. С. 192–194. https://doi.org/10.7868/S0869565218080170

Клювиткина Т.С., Полякова Е.И. (2021). История моря Лаптевых: зачем палеогеографам микроводоросли? // Природа. № 6. С. 31–44. https://doi.org/10.7868/S0032874X21060041

Леонтьев И.О. (2014). Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrücken, Deutschland / Германия. 251 с. ISBN: 978-3-659-62831-3

Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Сухачева Л.Л., Сергеев А.Ю. (2011). О генезисе некоторых форм рельефа дна и берегов восточной части Финского залива // Океанология. Т. 51. № 4. С. 734–745.

Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Асадулин Э.Э. и др. (2020). Экологическое состояние и минералого-геохимические характеристики донных осадков Восточно-Сибирского моря // Океанология. Т. 60. № 4. С. 595–610. https://doi.org/10.31857/S0030157420040152

Никифоров С.Л. (1985). Подводные аккумулятивные формы на шельфе Восточно-Сибирского моря // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М: Наука. С. 96–101.

Никифоров С.Л. (1989). Основные черты развития шельфа Чукотского и Восточно-Сибирского морей в позднеплейстоцен-голоценовое время // Геоморфология. № 3. С. 85–89.

Николаева Н.А., Деркачев А.Н., Дударев О.В. (2013). Особенности минерального состава осадков шельфа восточной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирского // Океанология. Т. 53. № 4. С. 529–538. https://doi.org/10.7868/S0030157413040084

Огородов С.А. (2014). Рельефообразующая роль морских льдов. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: МГУ. 44 с.

Павлидис Ю.А., Леонтьев И.О. (2000). Прогноз развития береговой зоны Восточно-Сибирского моря при повышении уровня и потепления климата // Вестник РФФИ. № 1 (19). С. 31–39.

Петровская Н.А., Савишкина М.А. (2014). Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа Восточной Арктики // Нефтегазовая геология. Теория и практика. № 9. С. 1–26.

Рекант П.В., Петров О.В., Прищепенко Д.В. (2020). Формирование складчато-надвиговой структуры южной части шельфа Восточно-Сибирского моря по результатам структурного анализа сейсмических материалов // Региональная геология и металлогения. № 82. С. 35–59.

Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е. и др. (1999). Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых // Криосфера Земли. Т. 3. № 3. С. 79–91.

Сакулина Т.С., Верба М.Л., Кашубина Т.В. и др. (2011). Комплексные геолого-геофизические исследования на опорном профиле 5-АР в Восточно-Сибирском море // Разведка и охрана недр. № 10. С. 17–23.

Семенов Ю.П. (1965). О некоторых особенностях формирования донных отложений Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Антропогеновый период в Арктике и Субарктике // Труды НИИГА. Т. 143. М.: Недра. С. 350–352.

Яшин Д.С. (2000). Голоценовый седиментогенез арктических морей России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. № 3. С. 57–67.

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. (2001). Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. Vol. 31. Iss. 1–4. P. 125–139. https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00116-3

Cronin T.M., O'Regan M., Pearce C. et al. (2017.). Deglacial sea level history of the East Siberian Sea and Chukchi Sea margins // Climate of the Past. Vol. 13. Iss. 9. P. 1097–1110. https://doi.org/10.5194/cp-13-1097-2017

Keigwin L.D., Donnelly J.P., Cook M.S. et al. (2006). Rapid sea-level rise and Holocene climate in the Chukchi Sea // Geology. Vol. 34. No. 10. P. 861–864.

Klemann V., Heim B., Bauch H.A. et al. (2015). Sea-level evolution of the Laptev Sea and the East Siberian Sea since the last glacial maximum // Arktos. No. 1. https://doi.org/10.1007/s41063-015-0004-x

Pitulko V.V., Kuzmin Y.V., Glascock M.D. et al. V. (2019). They came from the ends of the earth': long-distance exchange of obsidian in the High Arctic during the Early Holocene // Antiquity. No. 93 (367). P. 28–44. https://doi.org/10.15184/aqy.2019.2

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. No. 62. P. 725–757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

Rekant P., Bauch H.A., Schwenk T. et al. (2015). Evolution of subsea permafrost landscapes in Arctic Siberia since the Late Pleistocene: a synoptic insight from acoustic data of the Laptev Sea // Arktos. No. 11. https://doi.org/10.1007/s41063-015-0011-y

MORPHOLOGY AND GENESIS OF UNDERWATER BARS AND RIDGES OF THE EAST SIBERIAN SEA[4]

A. Yu. Sergeev[a,#], D. V. Ryabchuk[a], V. A. Zhamoida[a], L. M. Budanov[a], O. A. Kovaleva[a], I. A. Neevin[a], M. Yu. Tokarev[b,##], L. D. Bashirova[c,###], and E. P. Ponomarenko[c]

[a]*Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russia*

[b]*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia*

[c]*Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: sergeevau@yandex.ru*

[##]*E-mail: mjtokarev@gmail.com*

[###]*E-mail: bas_leila@mail.ru*

Shelf zone of the East-Siberian Sea is one of the least studied marine areas of the Russian Arctic. One of the important unsolved problems is the existence of a ice sheet in the area of the New Siberian Islands, and the debate about the age and genesis of underwater ridges (bars). Based on geological and geophysical field work condicted by VSEGEI in 2018 and 2020, laboratory research, and data analyses, two types of submarine ridges, principally different in morphology, sediment composition, age, and genesis were identified. Ridges located within the submarine plain on the outer periphery of the submerged valley of the Pra-Kolyma river and around the New Sibir' Island are asymmetric, have a relative height of 1–2 m to 4–6 m, an average width of 2–4 km (up to a few tens of km) and an average length of 25– 30 km (up to 100 km). According to the sampling data, the ridges of this type are composed of very dense clayey-silt without inclusion of coarse clastic material. The age of the deposits forming the ridges is Late Pleistocene (18–13 ka BP). Formations of the Upper Pleistocene age are exposed in the inter-ridge hollows. The composition, morphology, and age of the ridge deposits suggest that their genesis is associated with denudation processes, but the mechanism of their formation is not obvious. The second type of ridges includes a system of coastal bars located at a distance of up to 30 km from the coast of New Sibir' Island and composed of fine-grained, well-sorted sands. The width of the ridges varies from 1 to 2 km, the height is from 4 to 8 m, and the length is 10–15 km. The ramparts have a slightly asymmetric shape, with a gentler slope from the side of the island. This system of ridges was formed as a result of accumulative processes in the Holocene. The obtained data do not support the hypothesis of the extension of the Late Pleistocene ice sheet to the shelf.

Keywords: seabed topography, offshore, Arctic, underwater shafts, sub bottom profiling, Holocene, Pleistocene

ACKNOWLEDGEMENTS

Field work was carried out within the framework of the State Assignment of the FSBI "VSEGEI" (Geological mapping – 1000/3, map sheets R-56-60, S-55,56). Grain-size analysis, determination of the content of Corg and data analysis was carried out with the support of the RSF grant No. 22-27-00412.

REFERENCES

Anisimov M.A., Tumskoy V.E., Savatyugin L.M. (2002). On the question of changes in the natural conditions of the Novosibirsk Islands in the Late Pleistocene and Holocene. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo obshhestva*. Vol. 134. Iss. 5. P. 32–37. (in Russ.)

Bartova A.V. (2021). History of geological development of the lower reaches of the Kolyma in the Cenozoic. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Severo-Vostoka Rossii*: *materialy XI Vserossiiskoi nauchno-prakticheskoi konferentsii, 05–07 aprelya 2021 g.* Yakutsk: SVFU (Publ.). P. 11–14. (in Russ.)

Basilyan A.E., Nikolsky P.A. (2007). On the Pleistocene glaciation of the Novosibirsk Islands. *Geologicheskie sobytiya neogena i kvartera Rossii. Sovremennoe sostoyanie stratigraficheskikh skhem i paleogeograficheskie rekonstruktsii: materialy Vserossiiskogo nauchnogo soveshchaniya, Moskva, 27–30 marta 2007 g.* Moscow: GEOS (Publ.). P. 10–12. (in Russ.)

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. (2001). Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin. *Global and Planetary Change*. Vol. 31. Iss. 1–4. P. 125–139. https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00116-3

Beloshapkov A.V., Gordin A.I., Ilyin V.V., Putov V.F. (2001). Accumulative forms of the coastal zone and shelf of northeastern Sakhalin. *Humanity and the coastal zone of the world ocean in the XXI century*. Moscow: GEOS. P. 126–140. (in Russ.)

Cronin T.M., O'Regan M., Pearce C. et al. (2017). Deglacial sea level history of the East Siberian Sea and Chukchi Sea margins. *Climate of the Past*. Vol. 13. Iss. 9. P. 1097–1110. https://doi.org/10.5194/cp-13-1097-2017

[4] *For citation:* Sergeev A.Yu., Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A. et al. (2023). Morphology and genesis of underwater bars and ridges of the East-Siberian Sea. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 3. P. 26–38. (in Russian). https://doi.org/10.31857/S294917892303009X; https://elibrary.ru/WDUFPE

Degtyarenko Yu.P., Puminov A.P., Blagoveshchenskiy M.G. (1982). Coastlines of the Eastern Arctic seas in the Late Pleistocene and Holocene. *Kolebaniya urovnya morei i okeanov za 15 000 let.* Moscow: Nauka (Publ.). P. 179–185. (in Russ.)

Dobrovolsky A.D., Zalogin B.S. (1982). Seas of the USSR. Moscow: MSU (Publ.). 192 p. (in Russ.)

Dudarev O.V., Charkin A.N., Semiletov I.P. et al. (2007). Modern sedimentation on the near-continental shelf of the East-Siberian sea. Moscow: Nauka (Publ.). P. 382–391. (in Russ.)

Grigoriev A.G., Zhamoida V.A., Spiridonov M.A. et al. (2009). New data on the history of the development of the southeastern part of the Baltic Sea from the Late Glacial period to the present. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 40. P. 103–114. (in Russ.)

Grigoriev M.N., Razumov S.O., Kunitsky V.V., Spector V.B. (2006). Dynamics of the shores of the Eastern Arctic seas of Russia: main factors, patterns and trends. *Kriosfera Zemli*. Vol. 10. No. 4. P. 74–94. (in Russ.)

Imaeva L.P., Imaev V.S., Melnikova V.I. (2018). Stress-strain state of the newest structures of the North-Eastern sector of the Russian Arctic. *Reports of the Academy of Sciences*. Vol. 479. No. 2. P. 192–194. https://doi.org/10.7868/S0869565218080170

Keigwin L.D., Donnelly J.P., Cook M.S. et al. (2006). Rapid sea-level rise and Holocene climate in the Chukchi Sea. *Geology*. Vol. 34. No. 10. P. 861–864.

Klemann V., Heim B., Bauch H.A. et al. (2015). Sea-level evolution of the Laptev Sea and the East Siberian Sea since the last glacial maximum. *Arktos*. No. 1. https://doi.org/10.1007/s41063-015-0004-x

Klyuvitkina T.S., Polyakova E.I. (2021). History of the Laptev Sea: why do paleogeographers need microalgae? *Priroda*. No. 6. P. 31–44. (in Russ.) https://doi.org/10.7868/S0032874X21060041

Leont'ev I.O. (2014). *Morfodinamicheskie protsessy v beregovoi zone morya* (Morphodynamic processes in the coastal zone of the sea). LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrücken, Deutschland / Germany. 251 p. (in Russ.). ISBN: 978-3-659-62831-3

Leont'ev I.O., Ryabchuk D.V., Sergeev A.Yu., Sukhacheva L.L. (2011). On the genesis of some bottom and coastal features in the Eastern Gulf of Finland. *Oceanology*. Vol. 51. No. 4. P. 688–698. https://doi.org/10.1134/S0001437011040102

Miroshnikov A.Yu., Flint M.V., Asadulin E.E. et al. (2020). Ecological state and mineralogical-geochemical characteristics of bottom sediments of the East Siberian Sea. *Okeanology*. Vol. 60. Iss. 4. P. 518–531. https://doi.org/10.1134/S0001437020040141

Nikiforov S.L. (1985). Underwater accumulative forms on the shelf of the East Siberian Sea. *Geologiya i geomorfologiya shel'fov i materikovykh sklonov*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 96–101 (in Russ.)

Nikiforov S.L. (1989). The main features of the development of the shelf of the Chukchi and East Siberian Seas in the Late Pleistocene-Holocene time. *Geomorfologiya*. No. 3. P. 85–89 (in Russ.)

Nikolaeva N.A., Derkachev A.N., Dudarev O.V. (2013). Features of the mineral composition of sediments of the shelf of the eastern part of the Laptev and East Siberian Seas. *Okeanology*. Vol. 53. Iss. 4. P. 472–480. https://doi.org/10.1134/S0001437013040073

Ogorodov S.A. (2014). *Rel'efoobrazuyushhaya rol' morskikh l'dov* (The relief-forming role of sea ice). *Prof. thesis*. Moscow: MSU (Publ.). 44 p. (in Russ.)

Pavlidis Yu.A., Leontiev I.O. (2000). Forecast of the development of the coastal zone of the East Siberian Sea with an increase in the level and warming of the climate. *Vestnik RFFI*. No. 1 (19). P. 31–39. (in Russ.)

Petrovskaya N.A., Savushkina M.A. (2014). Comparison of seismic complexes and major inconsistencies in the sedimentary cover of the Eastern Arctic shelf. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*. No. 9. P. 1–26. (in Russ.)

Pitulko V.V., Kuzmin Y.V., Glascock M.D. et al. (2019). They came from the ends of the earth': long-distance exchange of obsidian in the High Arctic during the Early Holocene. *Antiquity*. No. 93 (367). P. 28–44. https://doi.org/10.15184/aqy.2019.2

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. No. 62. P. 725–757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

Rekant P., Bauch H.A., Schwenk T. et al. (2015). Evolution of subsea permafrost landscapes in Arctic Siberia since the Late Pleistocene: a synoptic insight from acoustic data of the Laptev Sea. *Arktos*. No. 11. https://doi.org/10.1007/s41063-015-0011-y

Rekant P.V., Petrov O.V., Prishchepenko D.V. (2020). Formation of the fold-thrust structure of the southern part of the shelf of the East Siberian Sea based on the results of structural analysis of seismic materials. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 82. P. 35–59. (in Russ.)

Romanovsky N.N., Gavrilov A.V., Tumskoy V.E. et al. (1999). Thermokarst and its role in the formation of the coastal zone of the Laptev Sea shelf. *Kriosfera Zemli*. Iss. 3. No. 3. P. 79–91. (in Russ.)

Sakulina T.S., Verba M.L., Kashubina T.V. et al. (2011). Complex geological and geophysical studies on the 5-AR reference profile in the East Siberian Sea. *Razvedka i okhrana nedr*. No. 10. P. 17–23. (in Russ.)

Semenov Yu.P. (1965). On some features of the formation of bottom sediments of the East Siberian and Chukchi Seas. *Antropogenovyi period v Arktike i Subarktike*. *Trudy NIIGA*. Vol. 143. Moscow: Nedra (Publ.). P. 350–352. (in Russ.)

Yashin D.S. (2000). Holocene sedimentogenesis of the Arctic seas of Russia. *Geologo-geofizicheskie kharakteristiki litosfery Arkticheskogo regiona*. No. 3. P. 57–67. (in Russ.)

Zhamoida V.A., Sergeev A.Yu., Budanov L.M. et al. (2020). New data on the formation of Pliocene-Quaternary deposits of the Eastern Siberian Sea from the results of geological offshore mapping of R56-60 sheets of state geological map. *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarktiki i Severo-Zapada Rossii*. Iss. 7. P. 66–75. (in Russ.). https://doi.org/10.24411/2687-1092-2020-10710

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2023, том 54, № 3, с. 39–48

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.435.2(470.40/.43)

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ПОВЕРХНОСТИ ВЕРХНЕГО ПЛАТО СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ[#]

© 2023 г. Е. В. Петрова[1,*], А. В. Гусаров[1]

[1]*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия*

**E-mail: helengeo@mail.ru*

Поступила в редакцию 03.08.2022 г.
После доработки 03.02.2023 г.
Принята к публикации 14.03.2023 г.

Среднее Поволжье – территория распространения пластово-ярусных и ступенчатых возвышенностей, в составе которых верхнее плато является наиболее древним из известных сохранившихся элементов рельефа этого региона Русской равнины. Плато распространено в пределах самых высоких водоразделов на преобладающих высотах 280–380 м, представляя собой верхний ярус рельефа. Большинство исследователей придерживаются мнения о денудационном (педипланационном) характере его происхождения. Возраст образования поверхности плато все еще служит предметом дискуссии. В работе, на основе литературных источников, авторских представлений о развитии неогеновой долины палео-Волги и ее притоков, представлен анализ изменения геоморфологических, палеоклиматических и палеоландшафтных условий Среднего Поволжья и соседних регионов. Сделан вывод, что наиболее оптимальным для педипланации региона и, следовательно, формирования поверхности верхнего плато временем являлся период с рубежа среднего и позднего миоцена (сармат?) до середины меотиса (поздний миоцен), который отличался относительной тектонической стабильностью на фоне общей аридизации климата.

Ключевые слова: поверхность выравнивания, денудация, педипланация, аридизация климата, миоцен, палеодолина, Волга, Русская равнина

DOI: 10.31857/S2949178923030076, **EDN:** WDHMVR

ВВЕДЕНИЕ

Рельеф Среднего Поволжья характеризуется выраженной ярусностью, связанной с распространением разновысотных и разновозрастных поверхностей выравнивания. Выделяются несколько высотных уровней, среди которых наибольшие абс. высоты (280–380 м) приурочены к поверхности так называемого верхнего плато. Термин “верхнее плато” для обозначения верхнего высотного уровня рельефа Поволжья и в зарубежной Европе прослеживается в литературе с 40–50-х гг. XX века (Пиотровский, 1945; Jahn, 1956; Дедков, 1970; 1993).

Генезис поверхности верхнего плато рассматривался одними исследователями как полигенетический (Мещеряков, 1960; Горелов, 1974), другими – как денудационный (Мазарович, 1927; Милановский, 1940; Пиотровский, 1945; Дедков, 1970; Рождественский, 1971; Дедков, 1993). Более обоснованным нам видится последний, поскольку денудационный характер образования плато определяется тем, что его поверхность в пределах своего развития срезает разновозрастные отложения от пермской до палеогеновой (включительно) систем.

Полагается, что денудационная поверхность как основной элемент плато сформировалась при педипланации в условиях сезонно-влажного саванного климата, которой благоприятствовала также тектоническая стабильность (Дедков, 1993), тогда как второй элемент плато – его уступ – в процессе педиментации семигумидно-семиаридного типа в эоплейстоцене. Согласно А. Яну (Jahn, 1956), самая высокая денудационная поверхность Люблинской возвышенности (Польша) представляет собой именно педиплен, сформировавшийся в условиях саванного климата позднего миоцена. Миоценовые педименты и педиплены с красноцветными карбонатными корами выветривания встречаются также на Урале, в Казахстане, Среднегорье Германии и т.д. (Дедков и др., 1977).

Вместе с этим возраст денудационной поверхности верхнего плато как наиболее древнего эле-

[#] *Ссылка для цитирования*: Петрова Е.В., Гусаров А.В. (2023). К вопросу о возрасте поверхности верхнего плато Среднего Поволжья // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 39–48. https://doi.org/10.31857/S2949178923030076; https://elibrary.ru/WDHMVR мента рельефа Среднего Поволжья все еще остается дискуссионным. Большинство исследователей датировали его миоценом (Милановский, 1940; Пиотровский, 1945; Рождественский, 1971), тогда как другие авторы придерживались мнения о его палеогеновом возрасте (Мещеряков, 1965; Горелов и др., 1970). Высказывалась также точка зрения о миоцен-плиоценовом возрасте поверхности плато (Мазарович, 1927; Морфоструктура и морфоскульптура ..., 1986). Многолетние исследования рельефа Среднего Поволжья проводились А.П. Дедковым, которым возраст этой поверхности трактовался по-разному. В своих ранних работах (Дедков, 1972) он указывал на олигоцен-миоценовый (послеэоценовый) ее возраст. Позднее (Дедков и др., 1977; Дедков, 1993) он считал, что образование поверхности плато происходило в конце миоцена и начале плиоцена. В наиболее позднем своем исследовании А.П. Дедков (2003) относил образование верхнего плато лишь к миоцену, не уточнив, однако, конкретный временной отрезок этой весьма продолжительной (свыше 18 млн. лет) эпохи кайнозоя.

Изменения в стратиграфии палеогена и неогена, а также новые данные по неогеновым речным долинам Среднего Поволжья и последние опубликованные исследования в пределах соседних регионов Русской равнины позволяют внести уточнения по возрастным рубежам образования наиболее высокой (из известных сохранившихся) региональной поверхности выравнивания и особенностям ее развития.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕГО ПЛАТО

От верхнего плато сохранились фрагменты единой денудационной поверхности, которая в настоящее время находится в пределах основных водоразделов на преобладающих отметках от 280 до 380 м во внутренних областях Русской равнины, и до 450–600 м – в окраинных предгорных ее частях (Дедков, 1993). Важными особенностями плато являются четко выраженный эоплейстоценовый уступ, отделяющий его поверхность от более низкой поверхности выравнивания, а также серия останцов, сохранившихся на более низкой ступени рельефа. Юго-восток Русской равнины – это область развития структурно-денудационных пластово-ярусных равнин, верхнюю ступень которых и представляют остатки плато. Более детально эти и прочие особенности плато рассмотрены в работе А.П. Дедкова (1993). В Среднем Поволжье верхнее плато сохранилось, главным образом, в пределах Приволжской и Бугульминско-Белебеевской возвышенностей (рис. 1).

Приволжская возвышенность заходит на данную территорию своей северо-восточной частью; наибольшие высоты приурочены к востоку возвышенности. Водораздельные пространства представляют собой плоско-выпуклые холмистые поверхности. Инверсионный характер образования Приволжской возвышенности четко прослеживается по особенностям залегания мезозойских и палеогеновых отложений: наиболее высокие отметки приурочены к области наибольшего опускания указанных отложений. Фрагменты плато встречаются также в южной части возвышенности, совпадая с областью распространения отложений палеогена.

Черты рельефа Бугульминско-Белебеевской возвышенности в целом сходны с Приволжской возвышенностью. Для этой возвышенности характерны более пологие приводораздельные поверхности и более высокие абс. отметки (до 380 м).

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ВЕРХНЕГО ПЛАТО

Как указывалось выше, верхнее плато в Среднем Поволжье фрагментарно сохранилось лишь в пределах Приволжской и Бугульминско-Белебеевской возвышенностей. Данные по тектонике региона свидетельствуют о том, что образование Приволжской возвышенности на месте Ульяновско-Саратовского тектонического прогиба происходило в конце палеогена и в самом начале неогена (Морфоструктура и морфоскульптура ..., 1986). Бугульминско-Белебеевская возвышенность сформировалась на месте унаследованных палеозойских и мезозойских структур, являясь прямым отражением купольной структуры Южно-Татарского свода – положительной тектонической структуры первого порядка Волго-Уральской антеклизы.

Денудационная поверхность плато срезает различные по возрасту отложения: в пределах северо-востока и востока Среднего Поволжья – верхнепермские (Бугульминско-Белебеевская возвышенность), на юге и юго-западе – палеогеновые (Приволжская возвышенность) (рис. 1). Самые молодые отложения, слагающие в настоящее время поверхность плато в юго-западной и южной частях исследуемой территории, – отложения сызранского и камышинского горизонтов верхнего палеоцена, а также нижней части эоцена (калининская свита (пролейский горизонт?)). Формирование этих отложений связано с трансгрессией окраинных морей, развитых в то время в пределах юго-востока Русской равнины. Значительная часть территории была занята тогда морскими акваториями, а на суше произрастала тропическая и субтропическая растительность из многолетнезеленых и жестколистных растений – папоротники, пальмы, лавровые и миртовые. Это свидетельствует о том, что в раннем палеогене в пределах исследуемой территории господствовал теплый и гумидный климат (Орешкина,

(а)

(б)

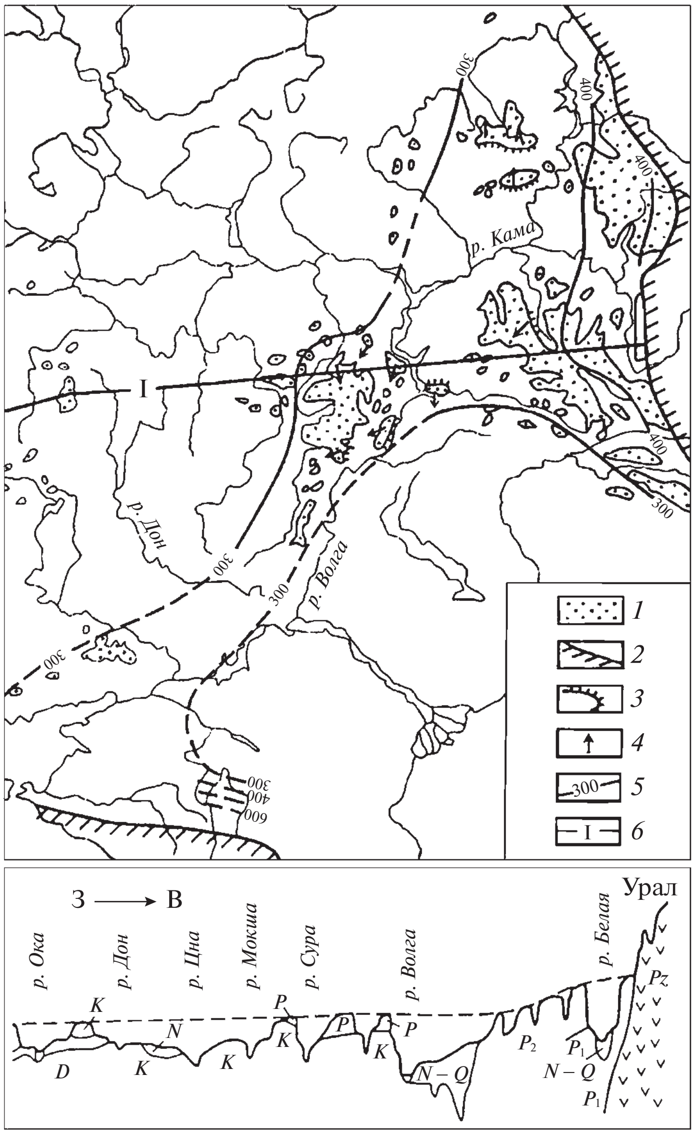


Рис. 1. Распространение верхнего плато на востоке Русской равнины (а), согласно А.П. Дедкову (1993) с изменениями. *1* – верхнее плато; *2* – горы; *3* – куэстовые уступы; *4* – направление падения пластов; *5* – линии наибольших высот поверхности верхнего плато (м); *6* – схематичный геолого-геоморфологический профиль (б) (индексы указывают геологический возраст пород; пунктирная линия – реконструированный уровень поверхности верхнего плато).

Fig. 1. The upper plateau in the east of the Russian Plain (a), according to A.P. Dedkov (1993) with changes. *1* – the upper plateau; *2* – mountains; *3* – cuesta escarps; *4* – dip direction of geological layers; *5* – lines of the greatest elevations of the surface of the upper plateau (m); *6* – schematic geological-geomorphological profile (b) (indices indicate the geological age of rocks; dashed line is the reconstructed surface level of the upper plateau).

Александрова, 2017), не способствовавший педипланации рельефа.

Позднее этого возрастного рубежа территория нынешнего Среднего Поволжья была уже областью преобладания процессов денудации. Реконструкция развития территории более позднего периода ограничена перерывами в осадконакоплении, а также отсутствием коррелятных отложений. Однако данные по прилегающим территориям позволяют проследить тенденцию изменения многих процессов в палеогене и неогене и, как следствие, обозначить наиболее вероятные временные рубежи формирования поверхности верхнего плато в Среднем Поволжье.

Соседнее Нижнее Поволжье в палеогене – это область развития морских акваторий. Средние температуры вод раннеэоценовых морей, на основе оценки температурного диапазона фаунистических комплексов и изотопных методов, составляли около 30°C, среднеэоценовых – 26–28°C. На отдельных участках суши тогда произрастала многолетнезеленая растительность. К концу эоцена отмечается явное похолодание, продолжившееся и в олигоцене, что фиксируется снижением средней температуры воды в акваториях и сменой флористического состава на мезофильные виды умеренно-теплого климата (Изменение климата ..., 1999).

Отложения миоцена широко представлены в пределах Волго-Донского и Волго-Хоперского междуречий. К раннему миоцену в пределах Нижнего Поволжья (Ергени) отнесена верхняя часть майкопской серии (табл. 1). Это комплекс морских отложений, сформировавшихся в период трансгрессии морей, начавшейся еще в олигоцене. Споро-пыльцевые комплексы раннего миоцена свидетельствуют о господстве на этой территории в это время мезофильной растительности с богатым видовым составом, характерной для теплого и достаточно влажного климата субтропиков. Из хвойных преобладали семейства Taxodiaceae и Pinaceae, из широколиственных – главным образом Fagaceae, Juglandaceae, Myricaceae; значительной была доля и многолетнезеленых представителей (Жидовинов, Застрожнов, 2017).

Реконструкции растительного покрова в пределах Волго-Хоперского междуречья указывают на то, что климат на рубеже раннего и среднего миоцена становится более прохладным. Сокращается видовое разнообразие многолетнезеленых субтропических видов. В среднем миоцене (яшкульская и ольховская серии) господствующей становится хвойно-широколиственная лесная растительность с преобладанием семейства Pinus (Застрожнов, 2009).

На протяжении среднего миоцена площадь морских акваторий в пределах юго-востока Русской равнины сокращалась. Территория современного Волго-Донского междуречья расчленялась врезающимися речными долинами раннемиоценового (бачуровский горизонт, варежниковская свита) и среднемиоценового (яшкульская, ольховская серии) палео-Дона (Иосифова и др., 2004; Застрожнов, 2009). Чередование аллювиальных и аллювиально-морских отложений в разрезах миоценовой долины палео-Дона свидетельствует о неоднократных трансгрессиях Восточного Паратетиса. Реконструкция береговых линий Восточного Паратетиса в среднем миоцене в регионе хорошо прослеживается по отложениям региональных подразделений – чокры, карагана и конки (Попов и др., 2010).

Положение морских отложений в пределах Ергеней указывает на то, что с конца среднего миоцена территория Нижнего Поволжья развивается в континентальном режиме. При этом образовавшаяся в пределах Волго-Донского междуречья аккумулятивная равнина испытывала поднятие (Брылев, Дедова, 2015). Наиболее тектонически стабильным в Нижнем Поволжье были конец среднего и начало позднего миоцена. В пределах Прикаспийской низменности в это время формировалась обширная морская равнина. С конца среднего миоцена Каспий становится внутренним водоемом (Попов и др., 2010) и, как следствие, территория современного Поволжья развивается как обособленный регион.

С конца среднего и начала позднего миоцена нарастает климатический оптимум. Новые данные по территории Окско-Донского междуречья свидетельствуют о деградации мезофильной субтропической широколиственной лесной флоры тургайского типа в конце среднего миоцена и развитии на данной территории травянистых сообществ (Шпуль, 2011). Реконструкция климато-ландшафтных условий на юго-востоке Русской равнины, представленная Н.Я. Жидовиновым и Е.А. Ахлестиной (Изменение климата ..., 1999), позволяет проследить изменение этих условий от сармата к меотису. На рубеже среднего и позднего сармата происходит смена лесных ассоциаций на лесостепные. В меотисе господствующими становятся степные ландшафты. Точные датировки сармата сложны в связи с тем, что не до конца прояснен “объем” сармата в региональной шкале юга России. Усложняет проведение палеоклиматических и ландшафтных реконструкций также отсутствие точно датируемых отложений рубежа среднего и позднего миоцена Поволжья и прилегающих территорий.

Установившиеся климатические условия благоприятствовали процессам денудации. Снос материала, вероятнее всего, осуществлялся в долину Дона и его притоков. На Нижнем Доне в этот период формируется аллювиальная яновская свита, в пределах Ергеней – континентальная бурукшунская толща (табл. 1) (Невесская и др., 2005).

На востоке Русской равнины (в Приуралье) и на Урале ранний и средний миоцен были тектонически стабильными. Кроме данных по тектонике региона, на это указывает, прежде всего, литологический спектр отложений (Пучков, 2010). В Южном Предуралье к нижнему миоцену относят континентальные отложения – тюльганскую, куюргазинскую, ворошиловскую свиты. Споро-пыльцевые спектры тюльганской свиты свидетельствуют о развитии в этот период тургайской широколиственно-листопадной флоры с примесью многолетнезеленых растений (табл. 1). Растительность тургайского типа, произраставшая в пределах Южного Предуралья, вследствие похолодания постепенно трансформировалась; ее видовой состав сокращался. В конце среднего миоцена и начале позднего (ушкатлинская свита) преобладающими в видовом составе становятся хвойные (преимущественно Pinus) и листопадные (*Salix* sp., *Betula* sp.) с возрастанием доли тра-

Таблица 1. Сводная схема палеогеографической обстановки в миоцене на юго-востоке Русской равнины
Table 1. A summary scheme of the paleogeographic situation in the Miocene in the southeast of the Russian Plain

Общая стратиграфическая шкала России				Юг Европейской части России				
СИСТЕМА	**ОТДЕЛ**	**Подотдел**	**Ярусы**	***Региональные ярусы***	**Волго-Хоперское междуречье** Застрожнов (2009)	**Ергени** Невесская и др. (2005), Застрожнов (2009)	**Нижнее Поволжье и Северный Прикаспий** Жидовинов, Курлаев (1971), Невесская и др. (2005)	**Южное Предуралье** Яхимович (1971), Невесская и др. (2005)
НЕОГЕНОВАЯ	**МИОЦЕН**	**Верхний**	**Мессинский**	*Понтический*	***Ергенинская свита*** *(континентальные, аллювиальные отложения)*	***Ергенинская свита*** *(континентальные отложения) Растительные комплексы с доминированием травянистых растений*	***Кушумская свита*** *(аллювиальные отложения) Растительные комплексы с доминированием травянистых растений*	***I чебеньковский горизонт (свита)*** *Лесостепная растительность*
					?	***Айгурская свита(?) Новороссийский подъярус*** ***Бурукшунская толща (свита)*** *(континентальные отложения)*	***Цветновская толща(?)*** *Степная растительность*	***Ушкатлинская свита*** *Смешанные леса с обедненным составом*
			Тортонский	*Меотический*				
				Сарматский				
		Средний	**Серравальский**	*Конкский*	***Ольховская серия*** *(аллювиальные и аллювиально-морские отложения) Хвойно-широколиственная растительность с участием субтропических видов*	***Яшкульская серия*** *(морские и континентальные отложения) Хвойно-широколиственная растительность с участием субтропических видов*		
				Караганский				
			Лангийский	*Чокракский*				
				Тарханский				
		Нижний	**Бурдигальский**	*Коцахурский*	***Варежниковская свита*** *(аллювиально-морские отложения(?))*			***Ворошиловская свита*** *Хвойно-широколиственные леса с участием мелколиственных*
				Сакараульский				***Куюргазинская свита*** *Широколиственная листопадная флора с участием хвойных*
			Аквитанский	*Кавказский*		***Майкопская серия*** *(шельфовые, морские, аллювиально-морские отложения)*	***Майкопская серия (?)*** *(шельфовые, морские отложения)*	***Тюльганская свита*** *Тургайская широколиственно-хвойная флора со значительным участием субтропических видов*

вянистых видов. Особенностью верхнего миоцена является выделение в спектрах высокой доли травянистой растительности, что может быть связано не только с похолоданием, но и аридизацией климата в этот период.

Современная поверхность высокого плато в миоцене была господствующим элементом рельефа Среднего Поволжья. Приволжская и Бугульминско-Белебеевская возвышенности образовывали единый водораздел. На основе реконструкции оползневых тел в плиоценовых долинах, А.П. Дедковым (1970) установлено, что высота водоразделов в северной части Приволжской возвышенности в миоцене превышала современную не менее чем на 100 м. Г.П. Бутаковым и А.П. Дедковым (1971), на основе математического моделирования продольных профилей доапшеронских палеорек, по данным расчетов длин рек, а также по степени окатанности гравийно-галечных отложений, определена высота палеоводораздела в районе современного г. Тетюши (Республика Татарстан) на отметке около 370 м. Уровень этой поверхности не везде был одинаков, причем наибольшие высоты, как и в настоящее время, были приурочены к юго-востоку территории. Если на западе высоты поверхности составляли 300–350 м, то на востоке – 360–380 (?) м. При этом, скорее всего, пространства, приуроченные к прогибам осадочного чехла, имели более низкие высоты поверхности.

Новый этап альпийского орогенеза на Урале начался в позднем миоцене. Поднятие Уральского орогенного пояса и с ним востока Русской платформы привело к активизации различных тектонических структур также в пределах Среднего Поволжья. Восходящие движения испытывали Северный и Южный Татарские своды (Войтович, 2003). Происходила активизация древних тектонических разломов и прогибов, окончательно сформировались отрицательные структуры – Мелекесская впадина и Заволжский прогиб, что сыграет значительную роль в заложении будущей обширной гидросети региона. В то же время отрицательные движения испытали более южные территории – происходило погружение Каспийской синеклизы (Каспийское море ..., 1987).

Климатические изменения в позднем миоцене, связанные с резкой аридизацией климата, произошедшие в Средиземноморье (так называемый мессинский кризис, 6.0–5.3 млн. л. н.), имели свое отражение и в Черноморско-Каспийском регионе. Каспийское море существовало тогда в виде изолированных водоемов, и глубоководный режим сохранялся лишь в Южно-Каспийской впадине: уровень его опускался до отрицательных отметок –500–700 м (Жидовинов, Курлаев, 1971). Нахождение неогеновой палеодолины Волги на близких отметках свидетельствует о ее заложении в период резкого падения уровня Каспия (Жидовинов, Курлаев, 1971).

В пределах Среднего Поволжья, напротив, похолодание и гумидизация климата способствовали установлению в позднем миоцене и раннем плиоцене умеренно теплых и влажных климатических условий (Горецкий, 1964; Ананова, 1971; Блудорова, Николаева, 1986; Линкина, Петрова, 2015). Возрастающие перепады высот и, как следствие, падение базиса эрозии (денудации), а также значительное увлажнение территории Среднего Поволжья способствовали интенсивной глубинной эрозии и развитию глубоковрезанных речных долин палео-Камы и палео-Волги и их притоков (Горецкий, 1964). Реконструкция речной сети палео-Камы и палео-Волги, анализ споро-пыльцевых и палеомагнитных данных опорных скважин севера Среднего Поволжья позволяют говорить о том, что заложение долинной сети палео-Камы и палео-Волги произошло на рубеже меотиса-понта(?) или в начале понта (Линкина, Петрова, 2015). Этот вопрос требует уточнения. Нахождение шешминского аллювия в долинах рек Белой, Камы, Волги и их как крупных (Свияга, Шешма, Зай, Ик), так и менее крупных притоков свидетельствует о том, что основа рисунка гидросети Среднего Поволжья сформировалась в понтическое время. Возрастная датировка отложений долины палео-Волги и палео-Камы в пределах Среднего Поволжья была осуществлена на основе данных восьми опорных скважин Средне-Волжской серии листов (Линкина, Петрова, 2015).

Врезание рек, углубление и расширение долин палео-Волги и палео-Камы и их притоков сопровождались фрагментированием ранее сформированной поверхности нынешнего верхнего плато (Дедков, 1993). Максимальная глубина врезания долины палео-Волги в Среднем Поволжье зафиксирована на отметке –201.4 м (у с. Чувашское Бурнаево, Республика Татарстан), в Нижнем Поволжье – на отметке –470 м (у с. Соленое Займище, Астраханская область). Таким образом, общие перепады высот в Поволжье могли достигать 500–800 м (Петрова, 2008).

На протяжении плиоцена происходило разрушение поверхности верхнего плато (его фрагментизация и сокращение площади), о чем свидетельствует нахождение в оползневых телах палеодолин рек, расчленяющих Приволжскую возвышенность, фрагментов пород палеогена. Мы не исключаем, что и слабо окатанные и неокатанные местные материалы, встречаемые на поверхности нижнего плато, – это спроецированные на его поверхность обломки пород, слагавших когда-то рельеф верхнего плато. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Образование поверхности нижнего плато в пределах исследуемой территории происходило в условиях, близких к условиям развития верхнего плато. После окончания акчагыльской трансгрессии в пределах палеодолин и прилегающих к ним пространств формировались аккумулятивные равнины с высотами около 140–160 м. Таким образом, в раннем плейстоцене в рельефе Среднего Поволжья выделялись водораздельные пространства, приуроченные к верхнему плато, и аккумулятивные низменности. В эоплейстоцене, в связи с понижением уровня Каспийского бассейна, начался новый этап развития речной сети (лаишевская и азинская свиты). Климат становится еще более засушливым. Лесостепные ландшафты сменяются степными. В позднем эоплейстоцене в пределах Среднего Поволжья образуется новый уровень рельефа – нижнее плато, формирование которого происходило путем педиментации в засушливом климате того времени. Об этом свидетельствуют делювиально-пролювиальные отложения, сформированные перед уступом нижнего плато. Датировки шаймурзинской свиты на основе палеомагнитных данных указывают время окончания образования нижнего плато – рубеж позднего эоплейстоцена и неоплейстоцена (Дедков, Мозжерин, 2003). Одновременно с образованием нижней поверхности формировался и уступ к вышележащей и более древней денудационной поверхности выравнивания, приведя к обособлению в рельефе региона той его формы, что мы ныне называем “верхнее плато”. Условия образования поверхности нижнего плато имели некоторое сходство с теми условиями, которые были характерны для конца среднего и начала позднего миоцена: окончание морских трансгрессий, завершение аккумулятивного цикла в палеодолинах и последующий новый эрозионный цикл с развитием новой речной сети. При этом прослеживалась аридизация климата в эпохи формирования двух платообразных уровней рельефа региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все вышеизложенное позволяет предположить, что поверхность верхнего плато в Среднем Поволжье образовалась с рубежа среднего и позднего миоцена (сармат?) до середины меотиса (поздний миоцен). Это время сочетания наиболее благоприятных условий обширного денудационного выполаживания рельефа в регионе – относительная тектоническая стабильность и аридизация климата. В дальнейшем для уточнения времени и среды образования поверхности верхнего плато в Среднем Поволжье необходимы более детальные геологические исследования отложений среднего и позднего миоцена пограничных областей, что позволит провести более информативные реконструкции климатических и ландшафтных условий того времени.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананова Е.Н. (1971). О возрасте кинельской свиты (по палинологическим данным) / Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра. С. 86–97.

Блудорова Е.А., Николаева К.В. (1986). Геологическая и палинологическая характеристика плиоценовых отложений Казанского Поволжья и Прикамья. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 136 с.

Брылев В.А., Дедова И.С. (2015). О развитии песчаных верхнемайкопских отложений в Волго-Донском междуречье и особенностях неотектонического этапа // Вестн. ВГУ. Сер. Геология. № 2. С. 19–25.

Бутаков Г.П., Дедков А.П. (1971). Аналитическое изучение крупнообломочного материала. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 81 с.

Войтович Е.Д. (2003). Тектоника осадочного чехла // Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС. С. 313–336.

Горелов С.К. (1974). О проблеме комплексного анализа поверхностей выравнивания и кор выветривания // Геоморфология. № 1. С. 15–26.

Горелов С.К., Дренов Н.В., Мещеряков Ю.А. и др. (1970). Поверхности выравнивания СССР // Геоморфология. № 1. 28–41.

Горецкий Г.И. (1964). Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М.: Наука. 414 с.

Дедков А.П. (1970). Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 255 с.

Дедков А.П. (1972). О денудационных срезах и древних поверхностях выравнивания в Среднем Поволжье // Экзогенные процессы в Среднем Поволжье. Казань: Изд-во Казанского ун-та. С. 3–20.

Дедков А.П. (1993). Верхнее плато Восточно-Европейской равнины // Геоморфология. № 4. С. 82–89.

Дедков А.П. (2003). Неотектоника и геоморфология // Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС. С. 337–364.

Дедков А.П., Мозжерин В.В. (2003). Эоплейстоцен // Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС. С. 242–248.

Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. (1977). Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 224 с.

Жидовинов Н.Я., Застрожнов С.И. (2017). Неоген Волго-Хоперского междуречья // Недра Поволжья и Прикаспия. Геология. Вып. 91. С. 49–65.

Жидовинов Н.Я., Курлаев В.И. (1971). Плиоценовые отложения Северного Прикаспия // Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра. С. 169–179.

Застрожнов А.С. (2009). Неоген палео-Дона: стратиграфия и история геологического развития. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб.: СПбГУ. 24 с.

Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). (1999) / Под. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 260 с.

Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Семенов В.В. (2004). Региональная стратиграфическая схема неогеновых и эоплейстоценовых отложений бассейна палео-Дона // Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по центру и югу Русской платформы. Москва.

Каспийское море. Геология и нефтегазоносность. (1987) / Л.И. Лебедев, И.А. Алексина, Л.С. Кулакова и др. М.: Наука. 316 с.

Линкина Л.И., Петрова Е.В. (2015). Климатические и ландшафтные условия Среднего Поволжья на рубеже миоцена и плиоцена // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. Т. 157. Кн. 1. С. 34–48.

Мазарович А.Н. (1927). Из области геоморфологии и истории рельефа Нижнего Поволжья // Землеведение. Т. 29. Вып. 3–4. С. 21–42.

Мещеряков Ю.А. (1960). Морфоструктура равниннo-платформенных областей. М.: Изд-во Акад. наук СССР. 112 с.

Мещеряков Ю.А. (1965). Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука. 390 с.

Милановский Е.В. (1940). Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.–Л.: Гостоптехиздат. С. 276.

Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей. (1986) / Отв. ред. И.П. Герасимов, А.А. Асеев. М.: Наука. 190 с.

Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. (2005). Региональная стратиграфическая схема неогена юга Европейской части России // Отечественная геология. № 4. С. 47–60.

Орешкина Т.В., Александрова Г.Н. (2017). Палеонтологическая характеристика палеоцена–нижнего эоцена Ульяновско-Сызранской структурно-фациальной зоны Поволжско-Прикаспийского субрегиона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 25. № 3. С. 73–98. https://doi.org/10.7868/S0869592X17030061

Петрова Е.В. (2008). Закономерности размещения неогеновых речных долин в пределах территории Республики Татарстан и их соотношение с современной речной сетью // Учен. Зап. Казан ун-та. Сер. Естеств. науки. Т. 150. Кн. 4. С. 43–50.

Пиотровский М.В. (1945). К изучению основных черт рельефа Нижнего Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. № 2. С. 311–314.

Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С. и др. (2010). Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 18. № 2. С. 99–124.

Пучков В.Н. (2010). Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн Полиграф Сервис. 280 с.

Рождественский А.П. (1971). Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука. 303 с.

Шпуль В.Г. (2011). Климатический оптимум среднего миоцена на территории Окско-Донской равнины (по данным палинологии) // Вестник ВГУ. Сер. Геология. № 2. С. 264–266.

Яхимович В.Л. (1971). Этапы развития Башкирского Предуралья в неогене / Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра. С. 45–64.

Jahn A. (1956). Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Prace Geograficzne, IG PAN, Nr 7). Warszawa: Państwow e wydawnictw o naukowe. 460 s.

ON THE ISSUE OF THE AGE OF THE UPPER PLATEAU SURFACE OF THE MIDDLE VOLGA REGION (EUROPEAN RUSSIA)[1]

E. V. Petrova[a,#] and A. V. Gusarov[a]

[a] *Kazan Federal University, Kazan, Russia*

[#] *E-mail: helengeo@mail.ru*

The Middle Volga region is an area of layer-tiered and stepped uplands, in which the upper plateau is the most ancient surviving (among the known) element of the relief of this region of the East European Plain. The plateau is located within the highest interfluves at the prevailing elevations of 280–380 m, representing the upper level of the relief. Most researchers support the denudation (pediplanation) nature of its origin. The age of formation of the plateau surface is still a matter of debate. In this paper, based on literature sources, the author's ideas about the development of the Neogene valleys of the paleo-Volga and its tributaries, an analysis of changes in the geomorphological, paleoclimatic and paleolandscape conditions of the Middle Volga region and neighboring regions was presented. It is concluded that the most optimal time for the pediplanation of the region's relief and, consequently, the formation of the surface of the upper plateau was the time period between the time boundary of the Middle and Late Miocene (Sarmatian?) and the middle of the Maeotis

[1] *For citation*: Petrova E.V., Gusarov A.V. (2023). On the issue of the age of the upper plateau surface of the Middle Volga region (European Russia). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 3. P. 39–48 (in Russian). https://doi.org/10.31857/S2949178923030076; https://elibrary.ru/WDHMVR

(Late Miocene), which was distinguished by relative tectonic stability and general increase of climate aridization.

Keywords: planation surface, denudation, pediplanation, climate aridization, Miocene, paleovalley, Volga River, East European Plain

ACKNOWLEDGMENTS

The work is carried out in accordance with the Strategic Academic Leadership Program "Priority 2030" of the Kazan Federal University of the Government of the Russian Federation.

REFERENCES

Ananova E.N. (1971). On the age of the Kinel Formation (according to palynological data). *Stratigrafiya neogena vostoka Evropeiskoi chasti SSSR* (Stratigraphy of the Neogene of the east of the European part of the USSR). Moscow: Nedra (Publ.). P. 86–97. (in Russ.)

Bludorova E.A., Nikolaeva K.V. (1986). *Geologicheskaya i palinologicheskaya kharakteristika pliotsenovykh otlozhenii Kazanskogo Povolzh'ya i Prikam'ya* (Geological and palynological characteristics of the Pliocene deposits of the Kazan Volga and Kama regions). Kazan: Kazan University (Publ.). 136 p. (in Russ.)

Brylev V.A., Dedova I.S. (2015). On the development of sandy verhnemaykopskiy sediments in the Volga-Don interfluve and characteristics of neotectonic stage. *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology.* No. 2. P. 19–25. (in Russ.)

Butakov G.P., Dedkov A.P. (1971). *Analiticheskoe izuchenie krupnooblomochnogo materiala* (Analytical study of coarse-grained material). Kazan: Kazan University (Publ.). 81 p. (in Russ.)

Dedkov A.P. (1970). *Ekzogennoe rel'efoobrazovanie v Kazansko-Ul'yanovskom Privolzh'e* (Exogenous relief formation in the Kazan-Ulyanovsk Cis-Volga region). Kazan: Kazan University (Publ.). 255 p. (in Russ.)

Dedkov A.P. (1972). On denudation sections and ancient planation surfaces in the Middle Volga region. *Ekzogennye protsessy v Srednem Povolzh'e* (Exogenous processes in the Middle Volga region). Kazan: Kazan University (Publ.). P. 3–20. (in Russ.)

Dedkov A.P. (1993). The upper plateau of the East European Plain. *Geomorfologiya*. No. 4. P. 82–89. (in Russ.)

Dedkov A.P. (2003). Neotectonics and geomorphology. *Geologiya Tatarstana. Stratigrafiya i tektonika* (Geology of Tatarstan. Stratigraphy and tectonics). Moscow: Geos (Publ.). P. 337–364. (in Russ.)

Dedkov A.P., Mozzherin V.I., Stupishin A.V., Trofimov A.M. (1977). *Klimaticheskaya geomorfologiya denudatsionnykh ravnin* (Climatic geomorphology of denudation plains). Kazan: Kazan University (Publ.). 224 p. (in Russ.)

Dedkov A.P., Mozzherin V.V. (2003). Eopleistocene. *Geologiya Tatarstana. Stratigrafiya i tektonika* (Geology of Tatarstan. Stratigraphy and tectonics). Moscow: GEOS (Publ.). P. 242–248. (in Russ.)

Gerasimov I.P., Aseyev A.A. (Eds.). (1986). *Morfostruktura i morfoskul'ptura platformennykh ravnin SSSR i dna omyvayushchikh ego morei* (Morphostructure and morphosculpture of the platform plains of the USSR and the bottom of the surrounding seas). Moscow: Nauka (Publ.). 190 p. (in Russ.)

Gorelov S.K. (1974). On the problem of complex analysis of planation surfaces and weathering crusts. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 15–26. (in Russ.) https://doi.org/10.15356/0435-4281-1974-1-15-26

Gorelov S.K., Drenov N.V., Mescheriakov Yu.A. et al. (1970). Surfaces of planation of the USSR. *Geomorfologiya*. No. 1. 28–41. (in Russ.) https://doi.org/10.15356/0435-4281-1970-1-28-41

Goretsky G.I. (1964). *Allyuvii velikikh antropogennykh prarek Russkoi ravniny* (Alluvium of the Great Anthropogenic Pro-Rivers of the Russian Plain). Moscow: Nauka (Publ.). 414 p. (in Russ.)

Iosifova Yu.I., Agadzhanyan A.K., Semenov V.V. (2004). Regional stratigraphic scheme of the Neogene and Eopleistocene deposits of the Paleo-Don. *Regional Interdepartmental Stratigraphic Commission for the Center and South of the Russian Platform*. Moscow. (in Russ.)

Jahn A. (1956). *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd* (Lublin Upland. Sculpture and Quaternary) (Prace Geograficzne, IG PAN, Nr 7). Warszawa: Państwow e wydawnictw o naukowe (Publ.). 460 p. (in Pol.)

Lebedev L.I., Aleksina I.A., Kulakov L.S. et al. (Eds.). (1987). *Kaspiiskoe more. Geologiya i neftegazonosnost'* (Caspian Sea. Geology and oil and gas potential). Moscow: Nauka (Publ.). 316 p. (in Russ.)

Linkina L.I., Petrova E.V. (2015). Climatic and landscape conditions in the Middle Volga region at the turn of Miocene and Pliocene. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*. Vol. 157. Issue 1. P. 34–48. (in Russ.)

Mazarovich A.N. (1927). From the field of geomorphology and history of the relief of the Lower Volga region. *Zemlevedeniye*. Vol. 29. Issue 3–4. P. 21–42. (in Russ.)

Meshcheryakov Yu.A. (1960). *Morfostruktura ravninno-platformennykh oblastei* (Morphostructure of plain-platform areas). Moscow: USSR Academy of Sciences (Publ.). 112 p. (in Russ.)

Meshcheryakov Yu.A. (1965). *Strukturnaya geomorfologiya ravninnykh stran* (Structural geomorphology of the plain areas). Moscow: Nauka (Publ.). 390 p. (in Russ.)

Milanovsky E.V. (1940). *Ocherk geologii Srednego i Nizhnego Povolzh'ya* (Essay on the geology of the Middle and Lower Volga regions). Moscow–Leningrad: Gostoptekhizdat (Publ.). 276 p. (in Russ.)

Nevesskaya L.A., Kovalenko E.I., Beluzhenko E.V. et al. (2005). Regional stratigraphic scheme of the Neogene, Southern European part of Russia. *Otechestvennaya Geologiya*. No. 4. P. 47–60. (in Russ.)

Oreshkina T.V., Aleksandrova G.N. (2017). Paleocene–lower Eocene paleontological record of the Ulyanovsk-Syzran facial district, Volga-Peri-Caspian region. *Stra-*

tigraphy and Geological Correlation. Vol. 25. Issue 3. P. 73–98. https://doi.org/10.1134/S0869593817030066

Petrova E.V. (2008). The arrangement regularities of Neogenic river valleys on the Tatarstan Republic territory and their correlation with modern river network. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*. Vol. 150. Issue 4. P. 43–50. (in Russ.)

Piotrovsky M.V. (1945). To the study of the main features of the relief of the Lower Volga region. *Izvestiya Akad. Nauk SSSR. Seriya Geograficheskaya i Geofizicheskaya*. No. 2. P. 311–314. (in Russ.)

Popov S.V., Antipov M.P., Kurina E.E. et al. (2010). Sea-level fluctuations on the northern shelf of the eastern Paratethys in the Oligocene-Neogene. *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 18. Issue 2. P. 99–124. https://doi.org/10.1134/S0869593810020073

Puchkov V.N. (2010). *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* (The geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)). Ufa: DesignPoligraphService (Publ.). 280 p. (in Russ.)

Rozhdestvensky A.P. (1971). *Noveishaya tektonika i razvitie rel'efa Yuzhnogo Priural'ya* (Recent tectonics and development of the relief of the Southern Urals). Moscow: Nauka (Publ.). 303 p. (in Russ.)

Shpul V.G. (2011). Climatic optimum on the territory of Oka-Don Plain in the Middle Miocene (according to palynological data). *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*. No 2. P. 264–266. (in Russ.)

Velichko A.A. (Ed.). (1999). *Izmenenie klimata i landshaftov za poslednie 65 millionov let: (Kainozoi: ot paleotsena do golotsena)* (Changes in climate and landscapes over the past 65 million years: (Cenozoic: Paleocene to Holocene)). Moscow: GEOS (Publ.). 260 p. (in Russ.)

Voitovich E.D. (2003). Sedimentary cover tectonics. *Geologiya Tatarstana. Stratigrafiya i tektonika* (Geology of Tatarstan. Stratigraphy and tectonics). Moscow: GEOS (Publ.). P. 313–336. (in Russ.)

Yakhimovich V.L. (1971). Stages of development of the Bashkir Cis-Urals in the Neogene. *Stratigrafiya neogena vostoka Evropeiskoi chasti SSSR* (Stratigraphy of the Neogene of the east of the European part of the USSR). Moscow: Nedra (Publ.). P. 45–64. (in Russ.)

Zastrozhnov A.S. (2009). *Neogen paleo-Dona: stratigrafiya i istoriya geologicheskogo razvitiya* (The Neogene of the paleo-Don: stratigraphy and history of geological development). PhD thesis. St. Petersburg. 24 p. (in Russ.)

Zhidovinov N.Ya., Kurlaev V.I. (1971). *Pliocene deposits of the Northern Peri-Caspian region. Stratigrafiya neogena vostoka Evropeiskoi chasti SSSR* (Stratigraphy of the Neogene of the east of the European part of the USSR). Moscow: Nedra (Publ.). P. 169–179. (in Russ.)

Zhidovinov N.Ya., Zastrozhnov S.I. (2017). Neogene of the Volga-Khoper interfluve. *Volga and Pricaspian region resources. Geology*. No. 91. P. 49–65. (in Russ.)

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2023, том 54, № 3, с. 49–66

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.89:551.311.234.3(470.44/.47)

ХРОНОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ КРИОГЕНЕЗА В ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЯХ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ[#]

© 2023 г. Н. А. Таратунина[1,2], В. В. Рогов[2,3], И. Д. Стрелецкая[2], Т. А. Янина[1,2], Р. Н. Курбанов[1,2,*]

[1]Институт географии РАН, Москва, Россия

[2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

[3]Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия

*E-mail: kurbanov@igras.ru

Поступила в редакцию 06.07.2022 г.
После доработки 04.12.2022 г.
Принята к публикации 14.03.2023 г.

В статье представлены результаты изучения четырех разрезов в Нижнем Поволжье, содержащих многочисленные следы криогенеза в позднеплейстоценовых субаэральных отложениях, представленные тонкими вертикальными клиньями в лёссах и почвах, инволюциями и клиньями в аллювиальных отложениях. С целью установления этапов развития криогенеза и границ распространения криолитозоны на территории юго-востока Восточно-Европейской равнины авторами охарактеризована морфология криогенных структур, выполнены морфоскопия кварцевых зерен и микроморфологические исследования, расчет коэффициента криогенной контрастности, а также абсолютное датирование отложений. На данной территории установлено четыре этапа развития криогенеза в позднем плейстоцене, которые различались по типу, масштабу распространения и условиям образования криогенных структур. Процессы криогенного преобразования отложений в регионе происходили в условиях как сезонного промерзания, так и развития многолетней криолитозоны. Они определили состав, структуру и особенности строения лёссово-почвенных серий и аллювиальных слоев. Полученные результаты существенно уточняют современные представления об условиях формирования ательских отложений Нижнего Поволжья и масштабы распространения криолитозоны на юге Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене.

Ключевые слова: лёссы, палеокриолитозона, минералогический анализ, коэффициент криогенной контрастности, ОСЛ-датирование

DOI: 10.31857/S2949178923030118, **EDN:** WEPPLC

ВВЕДЕНИЕ

Одним из природных явлений, получивших широкое распространение на территории Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене, является перигляциальная криолитозона. Здесь выявлены многочисленные свидетельства существования мерзлых пород в виде разнообразных криогенных структур, часто формирующих криогенные горизонты. Последние, в свою очередь, являются важными хроностратиграфическими реперами. В настоящее время детальная реконструкция этапов развития криогенеза, условий проявления криогенных процессов и выявление границы максимального распространения области многолетней мерзлоты на территории Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене остаются актуальной проблемой современной палеогеографии.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Одним из районов дискуссионного распространения многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене на Восточно-Европейской равнине является Прикаспийская низменность. В Нижнем Поволжье, на значительном протяжении Волго-Ахтубинской долины, охарактеризована серия разрезов, содержащих уникальную запись о четвертичной истории колебаний уровня Каспийского моря в виде чередующихся морских, аллювиальных и субаэральных отложений (Федоров, 1957; Васильев, 1961; Свиточ, Янина, 1997; Koltringer et al., 2021; Kurbanov et al., 2021). Однако в значительном по объему опубликованном материале встречаются лишь короткие и отры-

[#] *Ссылка для цитирования*: Таратунина Н.А., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д. и др. (2023). Хронология и условия развития криогенеза в лёссово-почвенных сериях Нижнего Поволжья // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 49–66. https://doi.org/10.31857/S2949178923030118; https://elibrary.ru/WEPPLC вочные описания палеогеографических условий регрессивных эпох Каспийского моря.

Недостаточность материалов по реконструкции ландшафтов и климата во время продолжительной ательской регрессии (МИС 4 – начало МИС 3) связана, во-первых, с малым количеством изученных на современном уровне разрезов, а во-вторых, с тем, что основное внимание исследователей региона было направлено на детальную характеристику морских отложений различных трансгрессивных этапов Каспийского моря. Реконструкция эволюции мерзлотных процессов в отложениях позднего плейстоцена и их влияния на особенности седиментации могут позволить приблизиться к пониманию палеогеографических условий формирования субаэральных отложений в регрессивные эпохи Каспия.

Грунтовые структуры, объясняемые криогенным происхождением, отмечались в Нижнем Поволжье рядом исследователей (Федоров, 1957; Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Шкатова, 1975; Свиточ, Янина, 1997). Однако данные о существовании мерзлоты в позднем плейстоцене на данной территории, а также интерпретация условий формирования и развития структур, практически отсутствуют. Среди зафиксированных структур выделяют преимущественно мерзлотные котлы, щельники и псевдоморфозы по вытаявшим подземным льдам. В своей работе Ю.М. Васильев (1961) описывает наличие структур (псевдоморфозы, складчатые деформации и криотурбации) в разрезах Средняя Ахтуба, Черный Яр, Райгород, Копановка и др., относя их к мерзлотным. А.И. Москвитин (1962) так же ограничивается упоминанием мерзлотных явлений в разрезах четвертичных образований Северного Прикаспия без интерпретации условий их формирования. Обширный обзор литературы по Нижней Волге с характеристикой условий времени накопления ательских регрессивных и хвалынских трансгрессивных (вторая половина МИС 3 – МИС 2) отложений (по данным фаунистического и флористического анализов) представлен в работе В.К. Шкатовой (1975). Особое внимание уделено описанию и фотофиксации разрезов четвертичных отложений на территории Нижнего Поволжья, а также криогенных образований (щельников/клиновидных структур и инволюций).

Выделенные структуры в Нижнем Поволжье приурочены к ательской свите, представленной преимущественно лёссовыми отложениями. Лессовые породы, как континентальные архивы плейстоценовой истории, представляют большой интерес, поскольку могут дать ответ на вопрос о палеогеографических условиях времени их накопления и дальнейшего преобразования. Лёссовые отложения широко распространены в пределах перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины. Вместе с почвенными горизонтами они образуют лёссово-почвенные серии (Величко, 1973). В результате работ международной группы исследователей под руководством Р.Н. Курбанова и Т. Стивенса в Нижнем Поволжье подробно описана и проанализирована серия разрезов, содержащих значительные по мощности лёссово-почвенные серии, получены данные о возрасте и генезисе этих отложений (Koltringer et al., 2020, 2022; Taratunina et al., 2021, 2022; Kurbanov et al., 2022).

Исследователи связывают формирование криогенных форм и образований в рыхлых отложениях и, в том числе, в лёссово-почвенных сериях, с понижением температур в регионе, поэтому изучение криогенных структур помогает ответить на вопрос о палеогеографических условиях во время их формирования. Наиболее детальные работы по изучению истории палеокриолитозоны выполнены для территории Европы – на равнинах Восточной Европы, где встречается все многообразие ископаемых мерзлотных образований (Vandenberghe et al., 2014), в европейской части России (Попов, 1960; Розенбаум, 1985; Динамика ландшафтных..., 2002; Сычева, 2012; Стрелецкая, 2017).

Долина Нижней Волги в отношении представительности разрезов четвертичных отложений, их полноты, условий залегания и обнаженности, насыщенности палеонтологическим материалом является уникальным объектом для познания истории развития Каспия и корреляции его трансгрессий и регрессий с ледниковыми и межледниковыми событиями на Восточно-Европейской равнине. Изученные разрезы расположены в нижнем течении р. Волги, по ее правому берегу и берегам Волго-Ахтубинской долины.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для территорий вне современной криолитозоны комплексные исследования криогенных образований методами минералогии и микроморфологии пока единичны (Величко и др., 1996; Makeev et al., 2021), и вопрос о влиянии криогенных процессов на преобразование состава и строения отложений, как и вопрос о существовании и параметрах мерзлоты в перигляциальной зоне последнего оледенения, остается открытым.

В основу работы положены результаты комплексного изучения четырех опорных разрезов Волго-Ахтубинской долины (рис. 1): на левом берегу исследованы Средняя Ахтуба, Ленинск и Батаевка, на правом – Райгород. Все они вскрывают строение нижнехвалынской равнины Северного Прикаспия: реперный горизонт шоколадных глин хвалынской трансгрессии, полифациальную толщу ательских континентальных осадков и

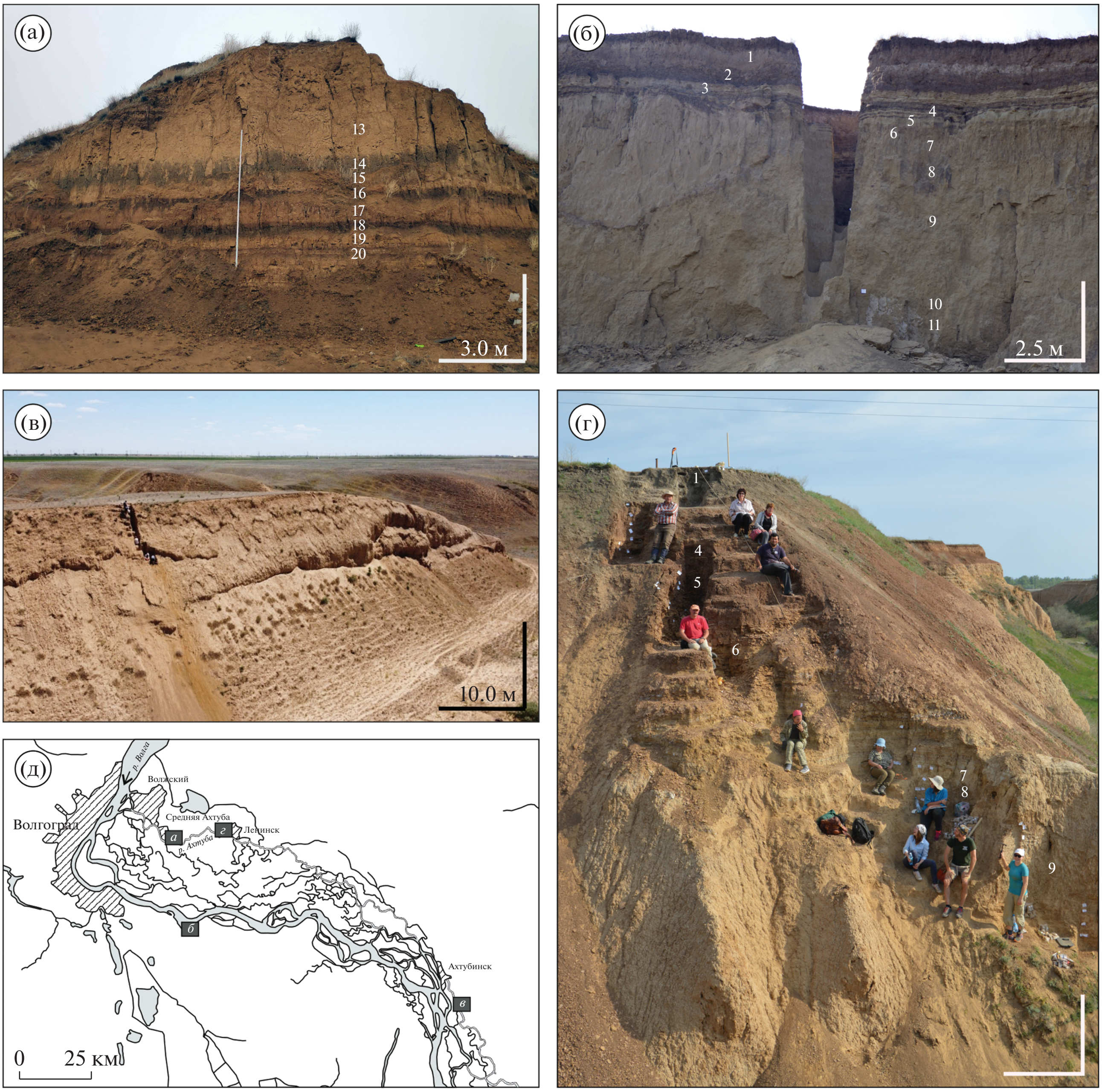


Рис. 1. Общий вид разрезов Средняя Ахтуба (а), Райгород (б), Батаевка (в), Ленинск (г) и их расположение (д) в пределах Нижнего Поволжья.

Fig. 1. General view of the Srednyaya Akhtuba (а), Raygorod (б), Bataevka (в), Leninsk (г) sections and their location in the Lower Volga Region (д).

комплекс отложений, связанных с эпохой хазарского (~МИС 5) трансгрессивного этапа Каспия. В северной части района исследований по мощности резко преобладают субаэральные отложения, в которых на разных уровнях отмечаются структуры по типу псевдоморфоз и криотурбаций.

Под псевдоморфозами в данной статье понимаются вторичные структуры, возникшие в результате замещения одной породы другой с сохранением внешних форм исходного материала. Согласно этому определению к таковым относятся и изучаемые нами структуры, которые сформировались в результате протаивания льда и заполнения вышележащим материалом.

Полевые работы включали рекогносцировочные исследования, зачистки криогенных структур, их детальное описание в стенке разреза, отбор образцов для лабораторных исследований, геодезическую привязку границ горизонтов и точек отбора образцов.

Комплексное лабораторное изучение отложений выполнено в институте криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН (Тюмень), Институте географии РАН (Москва), в Скандинавской лаборатории люминесцентного датирования (Орхусский университет, Дания). Изучены минералогический состав отложений и осуществлен расчет коэффициента криогенной контрастности (ККК), морфоскопия кварцевых зерен и микроморфологическое строение, выполнено абсолютное люминесцентное датирование.

Изучение микростроения проводилось при помощи растрового электронного микроскопа TM 3000 (Hitachi) в комплексе с энерго-дисперсионным спектрометром Swift 3000 в двух аспектах:

1) изучение микростроения образцов ненарушенного сложения по сколам небольших образцов (0.5–1.0 см^3). Подготовка образцов для анализа выполнялась путем раскалывания образца на две части, которые приклеивались на предметный столик тыльной стороной; далее, согласно обычной процедуре подготовки образцов для исследования в электронном микроскопе, производилось напыление золотом для создания токопроводящего покрытия (Курчатова, Рогов, 2020);

2) изучение микротекстурных характеристик поверхности кварцевых зерен, которые могут сохраняться в течение длительного времени и несут наибольшее количество информации об условиях седиментации отложений (Krinsley, Doornkamp, 1973; Vos et al., 2014; Woronko, Pisarska-Jamrozy, 2015; Курчатова, Рогов, 2020). Исследование образцов проводилось в электронном микроскопе с аналогичной пробоподготовкой (распыление на углеродный пластырь и напыление золотом). При изучении особое внимание уделялось форме частиц, рельефу поверхности, наличию сколов, строению агрегатов, органическим и минеральным включениям.

Для реконструкции условий развития многолетней мерзлоты региона в прошлом был привлечен показатель, характеризующий степень участия в формировании отложений процесса криогенного выветривания – коэффициент криогенной контрастности (ККК). Для расчета данного коэффициента (Конищев, Рогов, 1994) необходимо выполнить минералогический анализ двух фракций: тонкого песка (0.05–0.1 мм) и крупной пыли (0.01–0.05 мм). Определение минералогического состава выполнялось с использованием рентгеноструктурного дифрактометра D2 PHASER (Bruker). Интерпретация рентгенограмм дифрактометра проводилась с помощью программ DiffracEva и DiffracTopas. По представлению основоположника этого метода, В.Н. Конищева (Конищев, 1999; Конищев и др., 2005), значения ККК позволяют провести корреляцию со среднегодовой температурой поверхности грунтов.

Для создания надежной основы хроностратиграфических корреляций выполнено абсолютное датирование методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ). Первые результаты датирования были опубликованы в (Янина и др., 2017), детали датирования и люминесцентные характеристики образцов опубликованы в (Kurbanov et al., 2021). Отбор образцов происходил в темное время суток в светонепроницаемые черные пакеты либо пластиковые трубы после предварительной зачистки места отбора. Химическая подготовка образцов выполнена по стандартной методике (Kurbanov et al., 2021).

Люминесценция выделенных фракций кварца и полевых шпатов изучена с использованием ридера TL/OSL Risø DA20. Для отложений данных разрезов проведены стандартные тесты: для кварцевых зерен проведен “тест чистоты” для оценки чистоты датируемого материала; проведена предварительная оценка эквивалентной дозы; выполнен тест восстановления дозы для оценки достоверности измерения прибором. Измерения эквивалентной дозы кварца проведены по стандартному протоколу SAR (Kurbanov et al., 2021), а оценка дозы K-полевого шпата выполнена по протоколу IRSL SAR (Buylaert et al., 2012), что позволяет провести сравнение итоговых возрастов по кварцу и калиевым полевым шпатам и оценить степень обнуления люминесцентного сигнала до момента захоронения материала. Концентрация радионуклидов была рассчитана с помощью гамма-спектрометров высокого разрешения (Murray et al., 1987).

Для разреза Райгород (рис. 2) использованы результаты байесовского моделирования (Taratunina et al., 2022). Более детальная информация о люминесцентных характеристиках отложений и результатах датирования приведена в специальных работах по разрезам Райгород (Taratunina et al., 2022) и Ленинск (Kurbanov et al., 2022).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты полевых исследований. Обнажение **Средняя Ахтуба** расположено в 500 м восточнее населенного пункта Средняя Ахтуба (рис. 2, $H_{абс}$ 14.9 м, 48°42′01″ N; 44°53′37″ E) и открывается в стенке одной из эрозионных балок, прорезающих поверхность хвалынской террасы. Разрез мощностью 20 м характеризует строение отложений, накопившихся в эпоху ательской регрессии Каспийского моря, а также мощную толщу шоколадных глин хвалынской трансгрессии. Описана полифациальная толща осадков (сверху вниз): современная почва (каштанозем, слой 1); мощная толща шоколадных глин (слои 2–5); чередование

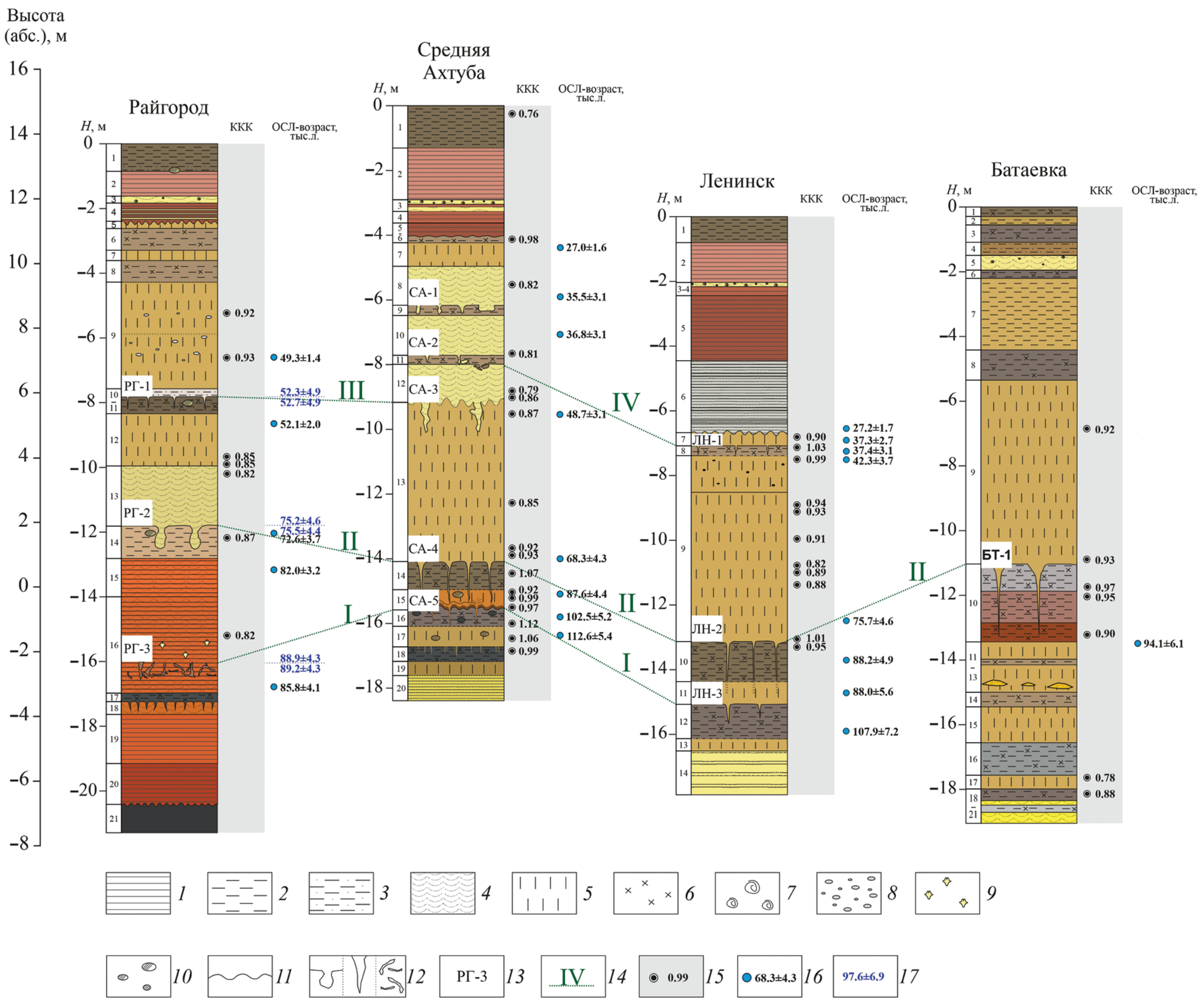


Рис. 2. Корреляция изученных на территории Нижнего Поволжья разрезов и этапов развития криогенеза в позднем плейстоцене.
1 – глина; *2* – суглинок; *3* – супесь; *4* – песок; *5* – лёсс; *6* – палеопочвы; *7* – малакофауна; *8* – карбонатные конкреции; *9* – гипсовые "розы"; *10* – кротовины; *11* – эрозионная граница; *12* – криогенные структуры; *13* – криогенные горизонты; *14* – этапы криогенеза; *15* – коэффициент криогенной контрастности; *16* – ОСЛ-возраст, тыс. л.; *17* – моделированный ОСЛ-возраст, тыс. л. Слева от стратиграфической колонки обозначены номера слоев; цвет отложений отражает естественный цвет осадка.

Fig. 2. Correlation of the studied sections in the Lower Volga Region and stages of cryogenesis in the Late Pleistocene.
1 – clay; *2* – loam; *3* – sandy loam; *4* – sand; *5* – loess; *6* – paleosols; *7* – malacofauna; *8* – carbonate concretions; *9* – gypsum "roses"; *10* – krotovinas; *11* – erosion boundary; *12* – cryogenic structures; *13* – cryogenic horizons; *14* – stages of cryogenesis; *15* – coefficient of cryogenic contrast; *16* – OSL-age, ka; *17* – modeled OSL-age, ka. Layers are marked on the left of the stratigraphic column; the color of the deposits reflects the natural color of the sediment.

палеопочв и аллювия (слои 6–12); горизонт лессовых отложений, верхняя часть которых размыта (слой 13); чередование лёссов, в значительной степени затронутых педогенезом, и развитых палеопочв (слои 14–19), озерно-лиманные отложения (слой 20). Описание разреза, его стратификация и результаты абсолютной геохронометрии приведены согласно работе (Янина и др., 2017).

Уникальной особенностью разреза Средняя Ахтуба является выраженность позднеплейстоценового криогенеза: в разрезе установлены следы пяти горизонтов с криогенными структурами в виде криотурбаций и псевдоморфоз различных типов (рис. 3, 4).

На глубине ~6.2 м (отн.) выявлены следы первого (сверху вниз) горизонта криогенных структур (СА-1) в виде псевдоморфоз, секущих слой 9. Всего в пределах расчистки вскрыто шесть структур, имеющих разнообразные вертикальные размеры (20–30 см) и форму: воронкообразную с расширением на конце, клиновидную с закруг-

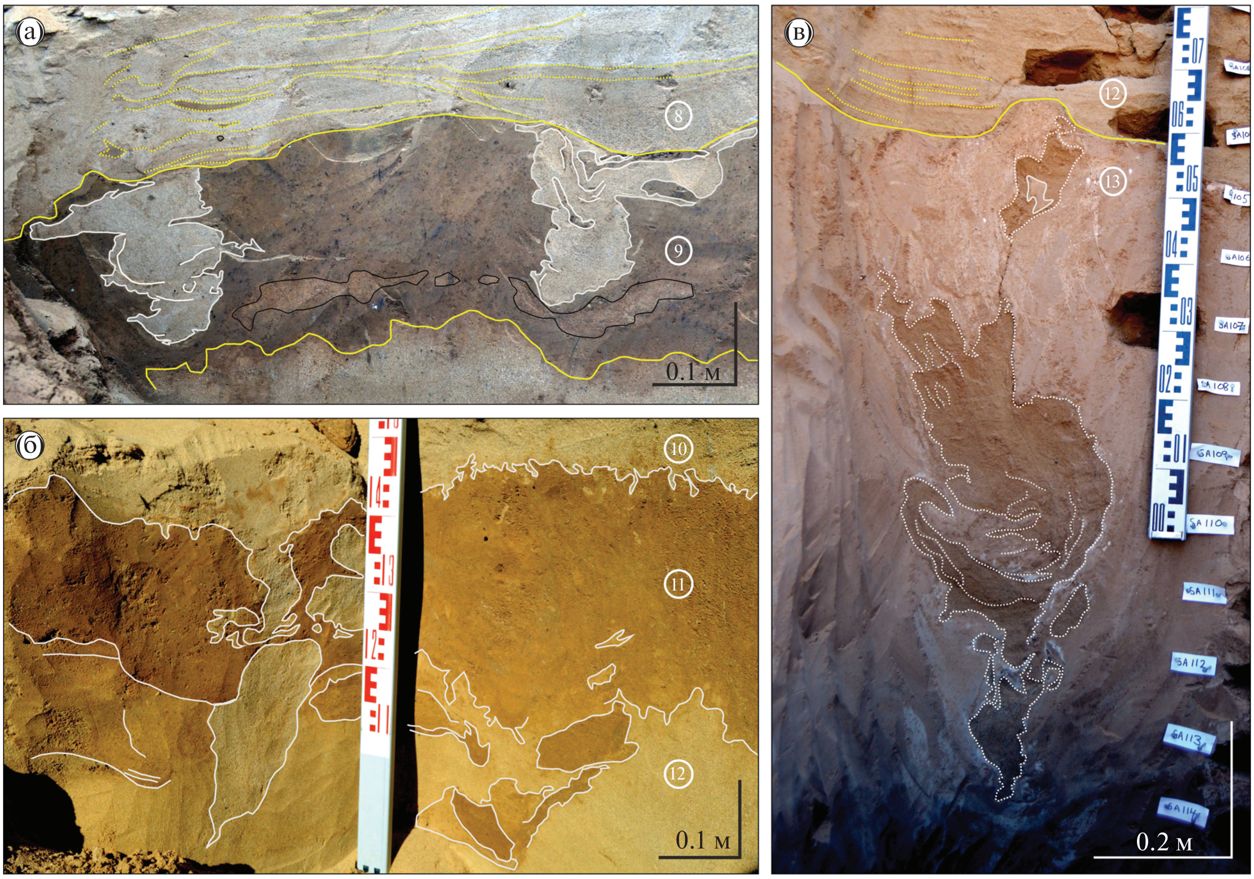


Рис. 3. Криогенные структуры в разрезе Средняя Ахтуба: (а) – клиновидные структуры с горизонтальными отростками первого криогенного горизонта (СА-1); (б) – криотурбации в аллювиальных отложениях, второй криогенный горизонт (СА-2); (в) – двухуровневая криогенная структура третьего криогенного горизонта (СА-3). Номерами обозначены слои, выделенные в колонках на рис. 2.

Fig. 3. Cryogenic structures in the Srednyaya Akhtuba section: (а) – wedge-shaped structures with horizontal processes of the first cryogenic horizon (SA-1); (б) – cryoturbations in alluvial deposits, the second cryogenic horizon (SA-2); (в) – two-level cryogenic structure of the third cryogenic horizon (SA-3). Layers are from fig. 2 and are numbered.

ленным концом, некоторые имеют горизонтальные плоскости и зубчатые края (рис. 3, (а)).

На глубине 7.7 м (отн.) наблюдается второй горизонт криогенных структур (СА-2), представляющий собой ряд округлых клубнеобразных образований (рис. 3, (б)), рассекающих палеопочву и внедряющихся в нижележащий аллювиальный горизонт; материал их представлен мелкозернистым песком коричневого и серо-желтого цвета. Центральные части описываемых образований слабо ожелезнены; часть их, заключенная в палеопочве, имеет закругленную границу. Структуры, внедряющиеся в аллювиальный горизонт (слой 10), имеют клинообразный хвост.

Третий криогенный горизонт (СА-3) приурочен к кровле горизонта лёссов. Здесь, на глубине 9.1 м (отн.), слой среднезернистого однородного песка с горизонтальной слоистостью по эрозионной границе сменяется плотным лёссом светло-палевого цвета. Лёссовая толща общей мощностью 5.0 м в верхней части включает ряд крупных псевдоморфоз. В расчистке вскрыта криогенная структура, имеющая двухуровневое строение (рис. 3, (в)): верхняя (более широкая) часть представляет собой мешкообразный карман глубиной 70–75 см, шириной до 40 см, заполненный неоднородным рыхлым песком темно-бежевого цвета, со слоистостью, которая указывает на постепенное заполнение структуры от краев к центру; нижняя часть псевдоморфозы представлена клинообразным хвостом шириной до 20 см, вертикальной протяженностью 35–40 см. Граница псевдоморфозы и вмещающего материала неровная, с многочисленными завихрениями и складками, подчеркивается тонкой линией карбонатов.

Структуры четвертого криогенного горизонта (СА-4, глубина 14.1 м отн.), зафиксированы в слое палеопочвы (слой 14) в виде клиновидных псевдоморфоз (рис. 4, (а)). Ширина структур в

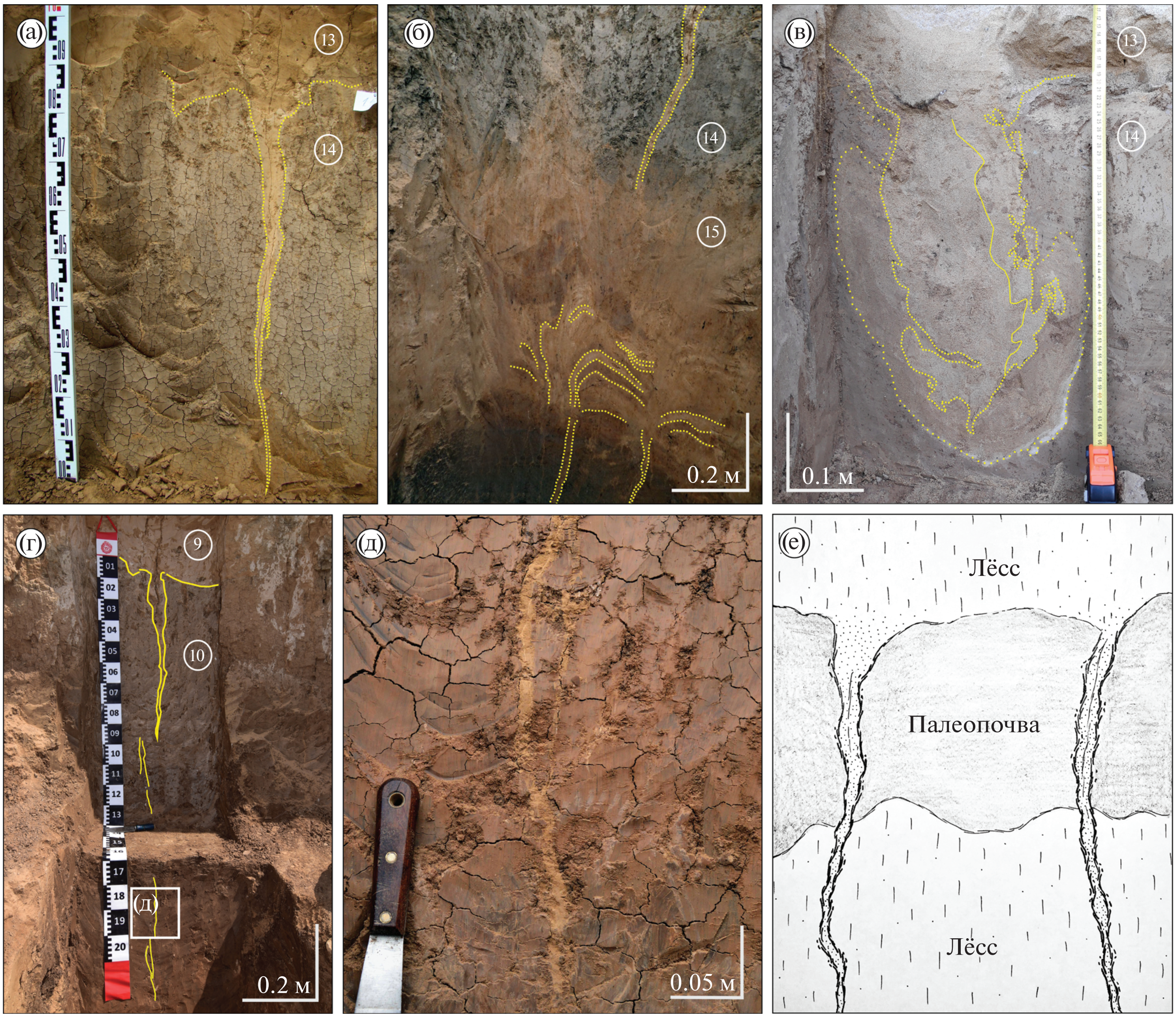


Рис. 4. Криогенные структуры в разрезах Нижнего Поволжья: (а) – клиновидная структура в палеопочве (СА-4), (б) – перемятия в строении лёсса и палеопочвы на границе слоев 15 и 16 (СА-5); (в) – мешкообразная псевдоморфоза в аллювиальных отложениях разреза Райгород; (г) – клиновидная структура в разрезе Батаевка; (д) – сетчатая текстура в отложениях и тонкий хвост криогенной структуры, заполненный лёссовым материалом (увеличенный фрагмент с рис. 4, (г)); (е) – тонкие клиновидные формы, заполненные вышележащим лёссовым материалом и секущие палеопочвенные горизонты, разрез Ленинск (зарисовка). Номерами обозначены слои.

Fig. 4. Cryogenic structures in the Lower Volga sections: (a) – wedge-shaped structure in paleosol (SA-4); (б) – deformation in the structure of loess and paleosol at the boundary between layers 15 and 16 (SA-5); (в) – “bag-like” pseudomorphosis in alluvial deposits of the Raigorod section; (г) – wedge-shaped structure in the Bataevka section; (д) – reticulate texture in sediments and a thin cryogenic tail filled with loess material (enlarged fragment from fig. 4, (г)); (e) – thin wedge-shaped forms filled with overlying loess material and cutting paleosol horizons, Leninsk section (sketch). Numbers in circles indicate the layer numbers.

верхней части – 12–20 см, вертикальная протяженность – от 0.6 до 1.0 м; расстояние между клиньями 40–60 см. Клиновидные структуры заполнены вышележащим лёссовым материалом. Вмещающие отложения характеризуются сетчатой текстурой, предположительно, криогенного происхождения.

Следы пятого горизонта (СА-5, глубина 15.5 м отн.) зафиксированы в палеопочве (слой 16) в нижней части разреза и выражены в виде тонких клиновидных псевдоморфоз, секущих нижележащий горизонт лёсса (слой 17) и внедряющихся в поверхность палеопочвы (слой 18) мелкими хвостами. Клинья имеют относительно широкий раструб по верху (12–20 см), быстро сужаются и продолжаются в виде хвостов, иногда распадающихся на 2–3 отдельных. Высота клиновидных структур от 0.8 до 1.5 м; расстояние между клиньями 40–60 см. Заполнены структуры более светлым лёссовым материалом слоя 15. Граница слоев 15 и 16 нарушена неровными зубчатыми контактами (рис. 4, (б)).

Разрез Райгород (рис. 2, $H_{абс}$ 13.7 м, 48°25′53″ N; 44°58′02″ E) расположен на правом берегу р. Волга, в 1 км восточнее одноименного села. Разрез является стратотипом ательских отложений Нижнего Поволжья (Свиточ, Янина, 1997), и вскрывает строение раннехвалынской террасы Каспийского моря. Толща представлена разнофациальными отложениями мощностью более 21 м: ниже современной почвы (слой 1) залегает толща шоколадных глин (слои 2–4), под которой с эрозионной границей вскрыта мощная лёссово-почвенная серия (слои 5–12); нижняя часть – русловые и пойменные отложения (слои 13–21) с признаками почвообразования.

В разрезе Райгород вскрыты следы трех криогенных горизонтов. Первый криогенный горизонт (РГ-1, глубина 7.9 м отн.) представляет собой палеопочву и секущие ее клиновидные псевдоморфозы до 25–30 см по вертикали, расположенные на расстоянии 30–50 см друг от друга. Ширина по верху криогенных структур составляет 2–3 см; по вертикали ширина клина сохраняется и составляет 1–2 см; хвосты теряются. Структуры слабо различимы и заполнены вышележащим супесчаным материалом палевого цвета.

Второй криогенный горизонт (РГ-2) представлен в разрезе мешкообразными псевдоморфозами вертикальной протяженностью 50–60 см, расположенными на глубине 11.8 м и заполненными вышележащим русловым аллювием. Опробованная структура этого горизонта представлена на рис. 4, (в), имеет “мешковатый” вид и вложена в неслоистые суглинки серовато-коричневого цвета с равномерно распределенными крупными изометричными порами (1–3 мм). Размер структуры по вертикали 55 см, ширина от 20 см в верхней части до 45 см в нижней. Псевдоморфоза имеет зональное строение: внешний контур представлен супесью светло-коричневого цвета толщиной 5–10 см; внутренняя часть криогенной структуры заполнена песком светло-палевого цвета. Структура неоднородная по вертикали: верхняя ее часть представлена линзой крупнозернистого песка светло-бежевого цвета, ниже фиксируется постепенный переход в центральную часть структуры, состоящую из однородного песчаного материала с редкими включениями органики. Граница между внешней и внутренней частями четкая, неровная, с затеками. От вмещающих отложений структура отделена тонкой (0.1–0.3 см) границей белого цвета, представленной кристаллами карбонатов и гипса.

Третий горизонт (РГ-3) мощностью до 30 см вскрыт в нижней части разреза на глубине 16.0 м и представлен суглинками, которые пронизаны тонкими клиньями (до 1.5–2.0 см в раструбе, до 25–30 см по вертикали), заполненными вышележащим аллювием. В плане клинья представляют собой неправильную решетку с размерами полигонов 5–15 см в поперечнике. Клинья имеют четкие границы, ломаные формы, материал заполнителя – серо-коричневые суглинки с органикой. Горизонт сильно ожелезнен по всей толще; высокое содержание гипсовых стяжений величиной от 1 до нескольких миллиметров.

Разрез Батаевка (рис. 2, $H_{абс}$ 11.7 м; 48°09′51″ N; 46°17′14″ E) расположен в 15 км юго-восточнее г. Ахтубинск, на левом берегу р. Ахтуба, и заложен на границе поймы и хвалынской террасы Прикаспийской низменности. В строении разреза мощностью 19 м вскрыта толща морских и континентальных образований: в верхней части это чередование субаэральных почвенных горизонтов и плотных лёссовидных суглинков и супесей, которые разделяются песками хвалынской трансгрессии с присутствием каспийских моллюсков (слои 1–8); в средней части разрез представлен мощным горизонтом плотной, карбонатной лёссовидной супеси (слой 9), которая подстилается педокомплексом (слой 10) с характерными клиновидными структурами (подобно структурам палеопочв в нижней части разрезов Средняя Ахтуба и Ленинск). Ниже продолжается частое чередование горизонтов лёссов и палеопочв (слои 11–18), в последних появляются остатки углей. Основание разреза представлено переслаиванием алевритов и тонких песков (слои 19–21). Отличительной особенностью является отсутствие горизонта хвалынских шоколадных глин.

В данном разрезе выявлен один криогенный горизонт (см. рис. 4, (г, д)), расположенный на глубине ~11.0–13.0 м и содержащий клиновидные псевдоморфозы, берущие начало в лёссе и секущие нижележащие палеопочвы. Горизонт полностью пронизан тонкими клиньями вертикальной протяженностью 2.0–2.5 м, расположенными на расстоянии 40–50 см друг от друга. Клинья имеют воронкообразный раструб (в сечении 12–17 см), заполнены вышележащим лёссовым материалом. Ширина основного тела выдержана в центральной части и составляет ~2 см. В хвостовой части (на глубине ~2.0 м от раструба) структуры постепенно сужаются, иногда пропадают и снова появляются в виде жилок шириной 1–3 мм, заполненных более светлым лёссовым материалом. Границы клиньев четкие, ломаной формы, выделены по цвету и материалу, с многочисленными ответвлениями в хвостовой части. При горизонтальной зачистке хвостовой части вскрыта полигональная сетка с размером полигонов до 20 см. Вмещающие палеопочвенные отложения имеют сетчатую текстуру, вероятно, криогенного происхождения (рис. 4, (д)).

Разрез Ленинск (рис. 2, $H_{абс}$ 11.5 м, 48°43′17″ N; 45°09′33″ E) расположен в 2 км западнее г. Ленинск (Волгоградская область), в одной из балок на левом берегу р. Ахтуба. Строение разреза Ленинск включает: 1) современную почву (слой 1); 2) толщу морских осадков – реперный горизонт шоколадных глин (слои 2–5); 3) подстилающие их серые глины (слой 6); 4) мощную толщу континентальных осадков (слои 7–13), представленную чередованием лёссов и палеопочв; последние вмещают криогенные структуры в виде псевдоморфоз клиновидного облика; 5) в основании разреза вскрыт горизонт озерно-лиманных отложений.

В разрезе Ленинск выделено три горизонта с криогенными структурами. Первый (ЛН-1) представлен сочетанием лёссов (слой 7) и палеопочвы (слой 8): из вышележащего лёсса палевого цвета в нижележащую палеопочву отходят маломощные псевдоморфозы вертикальной протяженностью 35–40 см, шириной 1.5–2.0 см. Структуры имеют ломаную форму, хвосты теряются.

Второй горизонт криогенных структур ЛН-2 берет начало на границе лёссов и палеопочвы (слой 10). Горизонт представлен клиньями вертикальной протяженностью 65–70 см субвертикального направления (рис. 4, (е)). Клинья с ответвлениями, заполнены вышележащим плотным, неоднородным, неслоистым лёссовым материалом, расположены на расстоянии ~60 см друг от друга. Клинья меняют свою ширину по вертикали от нескольких до 20 см и составляют в среднем 5–7 см; их края как ровные, так и с боковыми ответвлениями; встречаются и более мелкие структуры. Один из клиньев был подробно опробован.

Третий криогенный горизонт (ЛН-3) также берет начало на границе лёсс–палеопочва (слои 11–12). Структуры представлены тонкими клиновидными псевдоморфозами до 2–3 см по толщине, секущими палеопочву на глубину до 30–40 см. Отмечаются два типа клиньев – заполненные лёссовыми осадками и более темным почвенным материалом.

Результаты лабораторных исследований. *Микростроение лёссово-почвенной толщи.* Для отложений разрезов Нижнего Поволжья изучены микростроение образцов лёссов ненарушенного состояния и морфология кварцевых частиц (песчаной и пылеватой фракций) (рис. 5). Микростроение представлено в основном крупными агрегатами до 3 мм, сложенными частицами разной крупности и степени слитности: от остроугольных частиц кварца тонкопесчаной размерности до “примазок” различного состава (железо, кремний, кальций). Интересной особенностью являются цилиндрические поры (см. рис. 5, (а)), диаметр которых составляет до 0.6 мм, а на стенках наблюдается уплотнение грунтовой массы с участием пылеватых частиц силикатов. В большинстве примеров сечение пор близко к окружности, но в ряде случаев оно имеет шестиугольную форму; помимо этого, вокруг каналов часто заметны радиальные трещины.

Морфология частиц песчаной фракции. Все больше исследователей в своих работах по генезису рыхлых отложений представляют информацию о характере поверхности частиц кварца песчаной размерности, форме зерен и дефектах на их поверхности. Считается, что эти показатели позволяют судить о генезисе отложений, при этом наличие свежих сколов на поверхности частиц предполагает криогенное воздействие (Woronko, Pisarska-Jamrozy, 2015; Курчатова, Рогов, 2020).

Морфология песчаных кварцевых частиц (рис. 5, (б–г)) в исследованных образцах весьма разнообразна и отражает условия формирования отложений в разных обстановках. Вмещающие аллювиальные отложения характеризуются как хорошо окатанными, изометричными зернами с неглубокими ямками на поверхности, так и хорошо окатанными зернами неправильной формы; встречаются также угловатые зерна со сглаженными гранями. Кварцевые зерна лёссовых горизонтов имеют раковистые изломы и пластинчатые сколы (рис. 5, (б)), иногда сглаженные растворением и повторным осаждением кремнезема. Встречены зерна, подвергшиеся, вероятно, эоловой обработке: на поверхности хорошо окатанного зерна неравномерно распределены многочисленные ямки (рис. 5, (г)); зерна со скругленными гранями, имеющие унаследованную удлиненную форму, мелкие ямки на поверхности. Встречены хорошо окатанные зерна со следами травления и водной обработки – нерегулярными V-образными углублениями (рис. 5, (в)). Отдельно исследованы кварцевые зерна из материала псевдоморфоз и вмещающих отложений разрезов, которые показали многочисленные сколы, встреченные как во вмещающих отложениях, так и в заполнителе структур, особенно в хвостовой части.

Морфология агрегатов пылеватой фракции (0.05–0.005 мм). Лёссы состоят из структурных отдельностей различного размера – от агрегатов микроскопических размеров до хорошо различимых столбчатых отдельностей. При изучении микростроения особое внимание было уделено агрегатам пылеватой фракции (микроагрегатам), поскольку ряд исследователей предполагает их криогенный генезис (Попов, 1967; Конищев, 1981).

В лёссах рассматриваемых разрезов встречаются различные по размеру и структуре агрегаты. Крупные и рыхлые агрегаты (0.5–0.1 мм) обычно сложены десятком или более частиц пылеватой фракции. В агрегатах меньшего размера преобладают тонкопылеватые и глинистые частицы; внутриагрегатные поры в них меньше и имеют

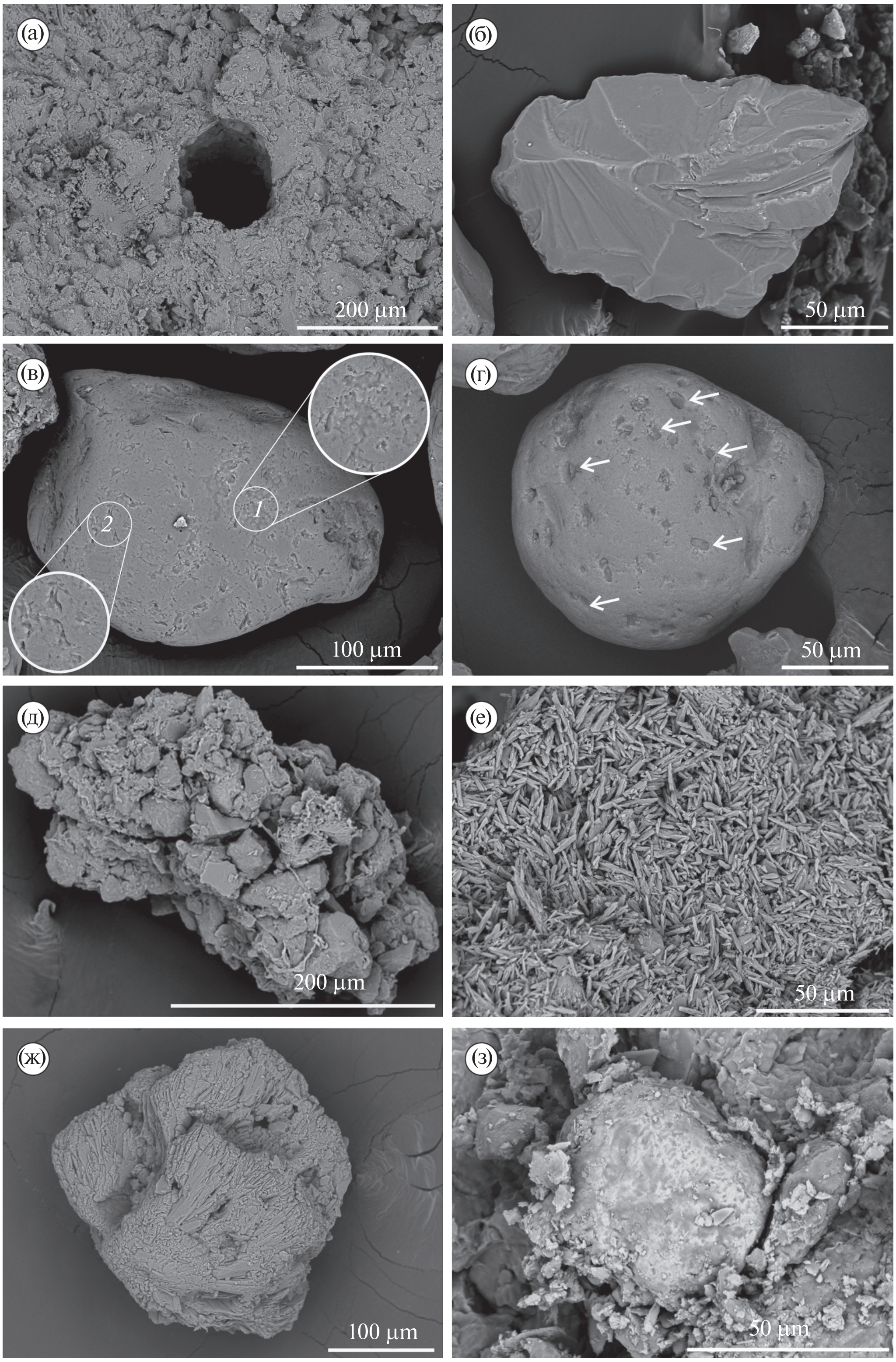


Рис. 5. Особенности микростроения отложений и морфологии частиц разрезов Нижнего Поволжья: (а) – трубчатая пора в микростроении лёссов (разрез Батаевка, слой 9, глубина 10.9 м); (б) – угловатое зерно с многочисленными сколами на поверхности (разрез Ленинск, заполнитель хвостовой части псевдоморфозы, криогенный горизонт ЛН-2); (в) – следы травления (1) и транспортировки в водной среде (2) на поверхности кварцевого зерна (разрез Ленинск, заполнитель псевдоморфозы, раструб, глубина 13.1 м); (г) – изометричное зерно с неравномерно распределенными углублениями на поверхности (белые стрелки) (разрез Ленинск, заполнитель хвостовой части псевдоморфозы, криогенный горизонт ЛН-2); (д) – агрегат, сложенный частицами разной размерности (разрез Средняя Ахтуба, глубина 14.0 м); (е) – игольчатый кальцит (разрез Райгород, криогенный горизонт РГ-3, глубина 16.2 м); (ж) – гипс во вмещающих криогенные структуры отложениях (разрез Ленинск, криогенный горизонт ЛН-2, глубина 13.1 м); (з) – титано-железистые конкреции (разрез Средняя Ахтуба, глубина 15.6 м).

уплощенную форму. Большая часть агрегатов образована пылеватыми и глинистыми частицами, соединенными цементом железо-карбонатного состава (рис. 5, (д)). Агрегаты достаточно прочные, не разрушаются при промывке водой и воздействии ультразвуком. Контакт между агрегатами происходит посредством глинистых “мостиков”, которые формируют внутриагрегатные поры 0.01–0.005 мм.

Аутигенные минералы во всех разрезах представлены “шубой” и “иголочками” карбоната кальция на поверхности минеральных частиц (рис. 5, (е)), включениями гипса (рис. 5, (ж)). Железо представлено аморфными пленками на поверхности частиц, конкрециями сидерита и редкими новообразованиями магнетита и титано-магнетита (рис. 5, (з)). Встречены кристаллы витерита. Состав аутигенных минералов свидетельствует о криоаридных условиях формирования горизонтов лёссов в разрезах Нижнего Поволжья.

Расчет коэффициента криогенной контрастности. Для оценки влияния криогенеза на изученные отложения была проанализирована минералогия основных гранулометрических фракций лёссов – тонкого песка и крупной пыли, и рассчитан коэффициент криогенной контрастности (ККК).

Значения ККК (рис. 2) по разрезу Средняя Ахтуба колеблются в достаточно широком диапазоне: они фиксируют как горизонты, сформировавшиеся в холодных климатических условиях, так и не несущие их видимых следов. Величина ККК в отложениях голоценового этапа (МИС 1, слои 2 и 1) составляет 0.76, что соответствует теплым условиям. Этап накопления аллювиальной толщи, отвечающий второй половине стадии МИС 3 и ранней фазе раннехвалынской трансгрессии Каспия (слои 8–12), характеризуется невысокими значениями ККК (0.79–0.82). Этап ательской регрессии характеризуется более высокими значениями ККК: для слоя 13 получено значение 0.87–0.93. В серии осадков, отвечающей позднехазарскому трансгрессивно-регрессивному этапу в Каспии (~МИС 5), в составе и строении отложений четко прослеживается влияние похолодания: согласно расчетам коэффициента криогенной контрастности наиболее преобразованными пачками оказались слои 14 (МИС 5a, ККК 1.07), 16 (МИС 5c, ККК 1.12) и 17 (МИС 5d, ККК 1.06). Эти горизонты, вероятно, были подвержены криогенному преобразованию в достаточно холодных условиях МИС 5b и МИС 4 во время существования на изученной территории многолетней криолитозоны. В разрезе Батаевка для нижней части лёссовой толщи (граница слоев 9 и 10) получено значение 0.93, что говорит о достаточно суровых условиях начала формирования лёссов. Ниже, в педокомплексе, коэффициент составляет 0.97, и снижается по профилю палеопочв до 0.90. Значения ККК разреза Райгород рассчитаны для лёссовой и аллювиальной толщ. В обоих типах отложений значения ККК не превышают 1, хотя в лёссах ККК несколько выше – 0.85–0.93 против 0.82–0.87 в аллювии. Значения ККК в лёссовой толще разреза Ленинск (слой 9) различны, находятся в пределах 0.82–0.99, что, на наш взгляд, отражает меняющиеся условия увлажнения – для монотонной лёссовой толщи более высокие значения ККК говорят о более интенсивном периоде криогенной переработки. Для палеопочвенных горизонтов ККК максимален на границе лёсс–палеопочва: 1.03 на границе слоев 7/8 (ЛН-1) и 1.01 на границе слоев 9/10 (ЛН-2). В разрезе Ленинск также проведена детальная оценка ККК для отложений второго криогенного горизонта: материал для анализа был отобран из тела псевдоморфозы (5 шт.) и из вмещающих отложений (8 шт.). Различия в значении коэффициента для вмещающего и формирующего структуру материала не велики, однако прослеживается некоторая закономерность – во вмещающих палеопочвенных отложениях (слой 10) коэффициент больше (0.88–1.05), по сравнению с вышележащими (слой 9), где ККК ниже (0.76–0.90).

Геохронологические исследования. В рамках люминесцентного датирования получено 22 даты (рис. 2), характеризующие основные этапы формирования отложений в условиях криогенеза, что позволило выделить четыре этапа развития криогенеза в Нижнем Поволжье в позднем плейстоцене (рис. 2). Для выделения этапов в разрезе Райгород привлечены данные байесовского моделирования, представленные в (Taratunina et al., 2022). Информация обобщена в табл. 1, а на рис. 6 выполнена корреляция этапов с событиями на Восточно-Европейской равнине и в Каспийском регионе.

⟵

Fig. 5. Microstructure of sediments and particle morphology: (a) – tubular pore in loess microstructure (Bataevka section, layer 9, depth 10.9 m); (б) – angular grain with numerous chips on the surface (Leninsk section, filler of the “tail part” of ice wedge cast, cryogenic horizon LN-2); (в) – traces of etching (1) and water treatment (2) the on the quartz grain surface (Leninsk section, filler of the ice wedge cast mouth, depth 13.1 m); (г) – isometric grain with irregularly distributed pits on the surface (white arrows) (Leninsk section, filler of the “tail part” of ice wedge cast, cryogenic horizon LN-2); (д) – an aggregate composed of particles of different size (Srednyaya Akhtuba section, depth 14.0 m); (е) – needle-shaped calcite (Raygorod section, cryogenic horizon RG-3, depth 16.2 m); (ж) – gypsum in sediments containing cryogenic structures (Leninsk section, cryogenic horizon LN-2, depth 13.1 m); (з) – titanium-ferruginous nodules (Srednyaya Akhtuba section, depth 15.6 m).

Таблица 1. Криогенные этапы и типы криогенных структур в изученных разрезах Нижнего Поволжья
Table 1. Stages of cryogenesis and types of cryogenic forms in the studied sections of Lower Volga valley

Этап	Разрез (обозначение горизонта)	Тип криогенных структур	Абс. высота, м	Возраст, тыс. л. н.	Условия формирования структур в различных отложениях
I МИС 5b	Средняя Ахтуба (СА-5)	Тонкие клиновидные структуры до 1.5 м	–0.64	~95–90	Субаэральные отложения; сухие, холодные
	Ленинск (ЛН-3)		–1.73	~95	
	Райгород (РГ-3)	Маломощные (до 30 см) тонкие структуры	–2.35	~90	Пойменные отложения: влажные, холодные условия; сезонное промерзание
II МИС 5a/ МИС 4	Ленинск (ЛН-2)	Тонкие клиновидные структуры до 1.0 м	–2.10	~75	Субаэральные отложения; сухие, холодные условия; сливающаяся мерзлота
	Райгород (РГ-2)	Мешкообразные псевдоморфозы с послойным заполнением	1.87	~75	Аллювиальные отложения; влажные; глубокое протаивание
	Средняя Ахтуба (СА-4)	Тонкие клиновидные структуры до 1.0 м	0.74	~70	Субаэральные отложения; сухие, холодные условия; сливающаяся мерзлота
	Батаевка (БТ-1)	Тонкие клиновидные структуры до 2.5 м	0.72	~70	Субаэральные отложения; сухие, холодные условия; сливающаяся мерзлота
III МИС 3b/c	Райгород (РГ-1)	Тонкие клиновидные структуры до 30 см	6.12	~52–50	Субаэральные отложения; сухие, холодные условия
	Средняя Ахтуба (СА-3)	Двухуровневые псевдоморфозы до 1.5 м с послойным заполнением	5.74	~45	Аллювиальные отложения; влажные; подъем уровня Волги, глубокое протаивание
IV МИС 3a	Ленинск (ЛН-1)	Тонкие клиновидные структуры до 30 см	4.32	~37–35	Субаэральные условия; сухие, холодные; многолетняя мерзлота
	Средняя Ахтуба (СА-2)	Криотурбации	7.16	~37	Развитие пойменных почв по аллювию; влажные условия; возможно существование многолетней мерзлоты
	Средняя Ахтуба (СА-1)	Клиновидные псевдоморфозы до 25 см	8.36	~35	Развитие пойменных почв по аллювию; влажные; сезонное промерзание

Понятия “криогенный горизонт” и “криогенный этап” в данной работе понимаются по-разному: криогенный горизонт – геологическое тело, которое несет в себе следы криогенеза, т.е. это слой с криогенными структурами; криогенный этап – время формирования криогенных структур.

Начало **I этапа** соответствует концу МИС 5c – первой половине МИС 5b (95–90 тыс. л. н.). Для данного периода выделены разнообразные структуры, формирование которых связано с субаэральными условиями (разрезы Средняя Ахтуба, Ленинск). Здесь, в условиях междуречья, сформировались крупные псевдоморфозы клиновидной формы протяженностью до 1.5 м. Помимо этого, в пойменных отложениях (разрез Райгород), где промерзание происходило на небольшую глубину, сформировались маломощные псевдоморфозы в виде тонких вертикальных клиньев (криогенный горизонт РГ-3) до 30 см. В целом криогенный этап I характеризуется наличием

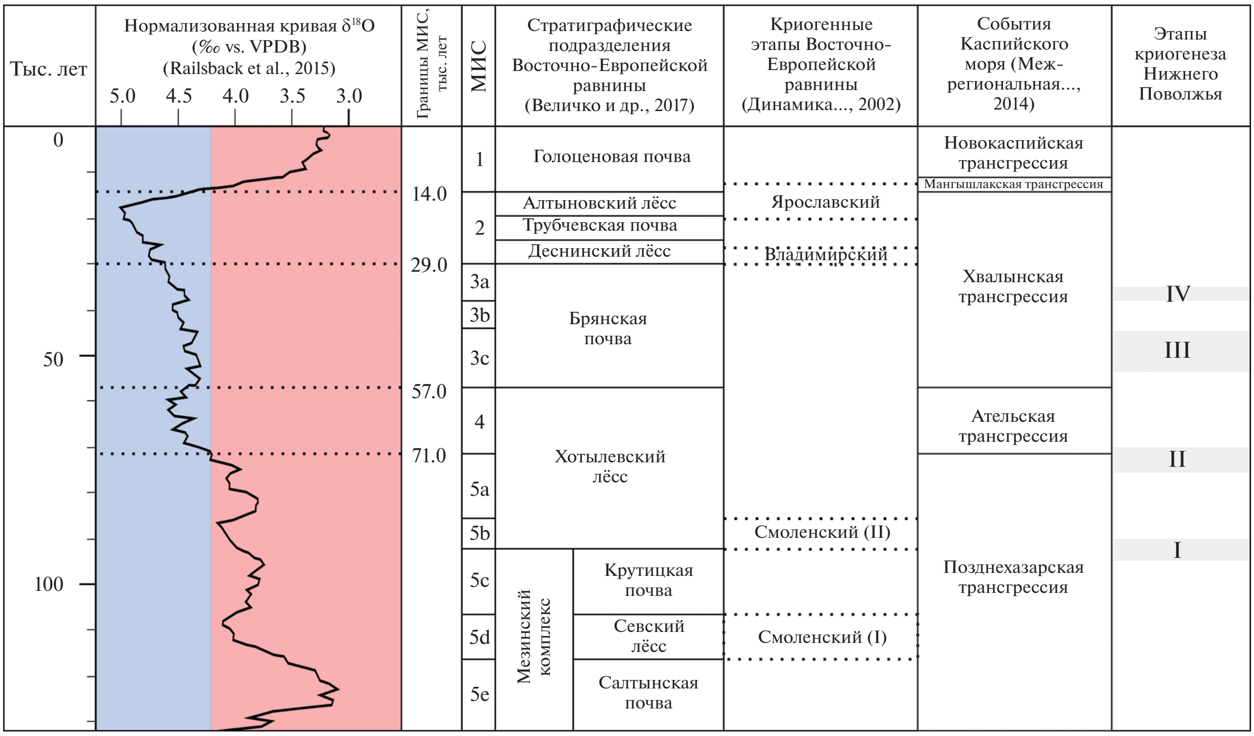


Рис. 6. Корреляция криогенных событий Восточно-Европейской равнины и Нижнего Поволжья.
Fug. 6. Correlation of cryogenic events in the East European Plain and the Lower Volga Region.

многолетней мерзлоты (максимальные значения ККК 1.12).

II этап криогенеза на территории Нижнего Поволжья установлен ~75–70 тыс. л. н. и соответствует переходному времени от МИС 5а к МИС 4. Для этого времени здесь зафиксированы различные по облику структуры в разных типах отложений: 1) в разрезах Ленинск (ЛН-2), Средняя Ахтуба (СА-4) и Батаевка (БТ-1) в субаэральных лёссово-почвенных отложениях зафиксированы псевдоморфозы клиновидной формы вертикальной протяженностью ~0.6–2.0 м; 2) разрез Райгород (РГ-2) фиксирует структуры другого строения, заключенные в тонкодисперсных фациях аллювия – мешкообразные псевдоморфозы 55–60 см по вертикали, 20–50 см в ширину, с послойным заполнением вышележащим аллювиальным материалом.

Криогенные структуры этапа, вскрытые в разрезах Средняя Ахтуба, Ленинск и Батаевка, заключены в субаэральных лёссово-почвенных отложениях, и, хотя расположены на разных широтах, имеют схожее строение и параметры. Структуры в разрезе Райгород, расположенном на одной широте со Средней Ахтубой, заключены в аллювиальных отложениях и имеют другое строение. Это свидетельствует о том, что характер структур зависит в большей степени от генезиса отложений, чем от территориального положения (в пределах одного региона).

Начало этапа III соответствует МИС 3с – началу МИС 3b (~52–45 тыс. л. н.). Этап отмечен в разрезе Райгород (РГ-1) на глубине ~7.7 м в виде маломощных клиновидных псевдоморфоз, представленных тонкими структурами до 30 см по вертикали; ширина структур выдержана по вертикали. Они секут слаборазвитую почву, и заполнены вышележащим лёссовым материалом; хвост структур теряется. Структуры развиты в лёссово-почвенных субаэральных отложениях, сформировавшихся в водораздельных условиях с невысоким увлажнением. В разрезе Средняя Ахтуба выделены псевдоморфозы до 1.5 м с двухуровневым строением (СА-3): широкая верхняя часть представляет собой мешкообразный карман глубиной 70–75 см, шириной до 40 см, заполненный неоднородным рыхлым песком; нижняя часть представлена клинообразным хвостом шириной до 20 см, вертикальной протяженностью 35–40 см. Границы псевдоморфоз и вмещающего материала неровные, с многочисленными завихрениями и складками.

Этап IV соответствует МИС 3а (37–35 тыс. л. н.). В Нижнем Поволжье этот этап выражен в разрезе Ленинск, а также в виде двух уровней в разрезе Средняя Ахтуба: 1) нижний уровень в разрезе Средняя Ахтуба (СА-2) представлен клубнеобразными криотурбациями, которые нарушают однородность отложений пойменных почв и аллювиальной толщи; 2) верхний горизонт (СА-1) представлен псевдоморфозами различного строения – клиновидными структурами, формами с горизонтальными отростками, которые образуются в условиях как постоянно существующего, так и периодически формирующегося бассейна, а также при наличии многолетней мерзлоты; для всех структур этого горизонта характерна небольшая мощность (до 25 см) в пределах почвенного горизонта и четкие границы с вмещающими отложениями; 3) в разрезе Ленинск (ЛН-1) для этого этапа зафиксированы клиновидные псевдоморфозы малого размера (до 30 см по вертикали), выраженные на всю мощность слаборазвитой палеопочвы и заполненные вышележащим лёссовым материалом. Эти структуры сформировались в субаэральных водораздельных условиях.

Обсуждение результатов. При изучении разрезов рыхлых верхнеплейстоценовых отложений Нижнего Поволжья исследователи неоднократно наблюдали различные структуры, для которых предполагалось их криогенное происхождение (Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Шкатова, 1975). На изученной территории описанные структуры встречаются в трех генетических типах отложений: аллювиальных, в горизонтах палеопочв лессово-почвенных серий, лёссах. В каждом из этих типов проявление криогенеза различается как масштабами, так и формами структур. Проявление криогенеза в Нижнем Поволжье имеет ряд особенностей (аридные условия, южное расположение территории, влияние трансгрессивно-регрессивной истории Каспийского моря, эволюция р. Волги).

Криогенное происхождение вскрытых в разрезах структур подтверждается как полевыми, так и лабораторными исследованиями. Морфология структур, особенности соотношения вмещающих отложений и заполнителя (четкие границы, заполнение вышележащим материалом, нарушения по верхней границе структур, более широкая верхняя часть структур, изгибы вмещающих отложений на границе структур и вмещающих отложений и сегрегационные отростки) указывают на криогенный характер их формирования. Вмещающими криогенные структуры отложениями являются преимущественно палеопочвы, которые характеризуются более глинистым составом, а следовательно, более влагоемки. В “сухих” лессах проявление криогенеза отражается в вертикальной отдельности лёссов и их блочной структуре (Feng et al., 2021).

Проведенные лабораторные исследования также подтверждают криогенное происхождение выделенных структур. Для отложений криогенных горизонтов и отдельных структур в них проведен детальный расчет коэффициента криогенной контрастности, который показал, что вмещающие палеопочвы характеризуются более высокими значениями ККК (1.07, 1.13), которые убывают по профилю с глубиной. Это закономерно, поскольку вмещающие отложения проходят через большее количество циклов промерзания-протаивания, а значит испытывают более интенсивное криогенное преобразование. Несмотря на то что лёссовые горизонты сформировались в холодные отложения, характеризуются многочисленными кварцевыми зернами со сколами, раковистыми изломами криогенного характера; встречены зерна, совмещающие в себе первоначальные признаки эоловой обработки, впоследствии подвергнутые криогенному дроблению. Дополнительным аргументом в пользу криогенного генезиса структур в палеопочвах МИС 5 является их микростроение в шлифах, изученное в обнажении Средняя Ахтуба (Makeev et al., 2021). Микротрещины в палеопочвах трех педогенетических уровней (PL 5 – МИС 5a, PL6 – МИС 5c и PL7 – МИС 5e), заполненные пылеватым вскипающим материалом из вышележащих лёссов, особенно хорошо видны на фоне гумусового горизонта в изученных педокомплексах.

Палеогеографические условия развития криогенных этапов Нижнего Поволжья

I этап: в Каспийском регионе в этот период реконструируется завершающая стадия позднехазарской трансгрессии (гирканская стадия). По современным представлениям (Янина, 2012), трансгрессия развивалась во влажную эпоху с обильным стоком рек. Уровень моря несколько превышал современный, воды гирканского бассейна проникали по долине Волги, формируя широкий эстуарий. На территории Восточно-Европейской равнины для второй половины МИС 5 отмечают начало валдайского оледенения: в МИС 5b здесь выделяют II фазу смоленского криогенного этапа (Динамика ландшафтных..., 2002).

II этап: палеогеографические условия развития этого этапа характеризовались развитием валдайского оледенения на Восточно-Европейской равнине. В Нижнем Поволжье этот период также знаменуется существенными изменениями – началом глубокой ательской регрессии Каспийского бассейна, сменой климатических параметров с влажных и относительно теплых (завершение формирования почвы МИС 5a) на холодные, сухие и ветренные (начало формирования лёссовых отложений МИС 4) (Величко, 1973). В это время значительные площади долины реки оказались под воздействием криогенеза и эоловой дефляции.

III этап: на Восточно-Европейской равнине в это время начинается брянский мега-интерстадиал – теплый период внутри валдайского оледенения (Динамика ландшафтных..., 2002). В Каспийском море в криогенный этап III, по-видимому, отмечается некоторое повышение уровня, что способствовало проникновению вод в долину Волги и протаиванию мерзлых отложений.

IV этап: для периода МИС 3 с короткими фазами потепления и увлажнения вследствие поднятия уровня Каспия (Янина и др., 2017) характерно увеличение влагосодержания в толще отложений. Русло Волги неоднократно меняло свое положение, что отразилось на появлении палеопочвенных горизонтов в толще аллювия. На Восточно-Европейской равнине в это время фиксируется завершающий этап формирования брянской палеопочвы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1) Строение и морфология структур, распределение коэффициента криогенной контрастности, морфоскопия кварцевых зерен, микростроение отложений подтверждают криогенное происхождение структур в выделенных криогенных горизонтах.

2) Результаты ОСЛ-датирования и корреляция криогенных горизонтов по времени позволили выделить четыре этапа развития криогенеза на территории Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене: МИС 5b, при переходе от МИС 5a к МИС 4, МИС 3b/c и МИС 3a.

3) В период формирования лёссов условия были суровыми и холодными, следовательно, криогенез отразился в более глинистых, более влагоемких отложениях, т.е. в палеопочвах. Наиболее суровые условия в Нижнем Поволжье (многолетняя криолитозона) существовали на границе МИС 5a и МИС 4 (II криогенный этап), и нашли отражение во всех изученных разрезах в виде регионально распространенных тонких вертикально протяженных псевдоморфоз (Средняя Ахтуба, Ленинск, Батаевка), а также в виде мешкообразных структур в аллювии (Райгород).

4) Поскольку климатические параметры исследуемого региона достаточно однородны, при реконструкции учитывались местные климатические особенности, состав отложений, влажность и историческое прошлое. Формирование клиновидных криогенных образований в изученных разрезах можно объяснить не морозобойным растрескиванием, а промерзанием отложений, насыщенных влагой, что подтверждается определениями значений коэффициента криогенной контрастности в затронутых криогенезом горизонтах, указывающих на развитие маломощной мерзлоты.

Проведенные исследования показали перспективность применения методики криолитологического анализа минерального вещества для оценки палеогеографических условий времени их образования. На примере изучения разрезов показано, что, как в пределах многолетней перигляциальной криолитозоны, так и в условиях сезонного промерзания в позднем плейстоцене происходили процессы криогенного преобразования отложений, во многом предопределившие состав и строение отложений ательских свиты Нижнего Поволжья.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 20-55-56046 (абсолютное датирование), в рамках госзаданий географического факультета МГУ № 121051100135-0 (полевые исследования), № 121051100164-0 (криолитологические анализы) и Института географии РАН № АААА-А19-119021990091-4 (палеогеографические исследования). Авторы выражают благодарность с.н.с. МГУ им. М.В. Ломоносова В.Р. Беляеву, зав. кафедрой географии и картографии ВолГУ Д.А. Солодовникову, а также С.А. Федорчуку за помощь в проведении полевых работ. Авторы благодарны анонимным рецензентам, критические комментарии которых позволили существенно улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васильев Ю.М. (1961). Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР. С. 128.

Величко А.А. (1973). Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука. С. 256.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. (1996). Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука. С. 150.

Величко А.А., Борисова О.К., Кононов Ю.М. и др. (2017). Реконструкция событий позднего плейстоцена в перигляциальной зоне юга Восточно-Европейской равнины // ДАН. Т. 475. № 4. С. 448–452.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. (2002) / А.А. Величко. М.: ГЕОС. С. 296.

Конищев В.Н. (1981). Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука. С. 197.

Конищев В.Н. (1999). Эволюция температуры пород арктической зоны России в верхнем кайнозое // Криосфера Земли. Т. III. № 4. С. 39–47.

Конищев В.Н., Рогов В.В. (1994). Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ. С. 135.

Конищев В.Н., Лебедева-Верба М.П., Рогов В.В., Сталина Е.Е. (2005). Криогенез современных и позднеплейстоценовых отложений Алтая и перигляциальных областей Европы. М.: ГЕОС. С. 132.

Курчатова А.Н., Рогов В.В. (2020). Методы электронной микроскопии в геокриологии. Тюмень: Изд-во ТИУ. С. 134.

Межрегиональная стратиграфическая схема квартера территории Российской Федерации (2014) // Дополнение к “Карте четвертичных образований территории Российской Федерации. Масштаб 1:2500000”. СПб: ВСЕГЕИ.

Москвитин А.И. (1962). Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды ГИН АН СССР. Вып. 64. М.: Изд-во АН СССР. С. 263.

Попов А.И. (1960). Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ. С. 10–36.

Попов А.И. (1967). Лёссовые и лёссовидные породы как продукт криолитогенеза // Вестник МГУ. Серия географическая. № 6. С. 43–48.

Розенбаум Г.Э. (1985). Покровный палеокриогенный комплекс на севере валдайской перигляциальной зоны // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М.: Наука. С. 4–15.

Свиточ А.А., Янина Т.А. (1997). Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН. С. 267.

Стрелецкая И.Д. (2017). Клиновидные структуры на южном берегу Финского залива // Криосфера Земли. Т. 21. № 1. С. 3–12.

Сычева С.А. (2012). Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене// Криосфера Земли. Т. 16. № 4. С. 45–56.

Федоров П.В. (1957). Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды ГИН АН СССР. Вып. 10. С. 308.

Шкатова В.К. (1975). Стратиграфия плейстоценовых отложений низовьев рек Волги и Урала и их корреляция. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л.: ВСЕГЕИ. С. 25.

Янина Т.А. (2012). Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ. С. 264.

Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н. и др. (2017). Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной // Вестник Московского университета. Серия 5. География. № 1. С. 21–29.

Buylaert J.P., Jain M., Murray A.S. et al. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments // Boreas. Vol. 41. P. 435–451.
https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x

Feng L., Zhang M., Jin Zh. et al. (2021). The genesis, development, and evolution of original vertical joints in loess // Earth Science Reviews. Vol. 214. 103526.

Koltringer C., Stevens T., Bradák B. et al. (2020). Enviromagnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences, Russia // Quaternary Research. P. 1–25.
https://doi.org/10.1017/qua.2020.73

Koltringer C., Bradák B., Stevens T. et al. (2021). Palaeoenvironmental implications from Lower Volga loess – Joint magnetic fabric and multi-proxy analyses // Quaternary Science Reviews. Vol. 267. P. 107057.
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107057

Koltringer C., Stevens T., Linder M. et al. (2022). Quaternary sediment sources and loess transport pathways in the Black Sea – Caspian Sea region identified by detrital zircon U-Pb geochronology // Global and Planetary Change. Vol. 209. No. 2. P. 103736.
https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103736

Krinsley D.H., Doornkamp J.C. (1973). Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge University Press, Cambridge. P. 91.

Kurbanov R., Murray A., Thompson W. et al. (2021). First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // Boreas. Vol. 50. No 1. P. 134–146.
https://doi.org/10.1111/bor.12478

Kurbanov R.N., Buylaert J.-P., Stevens T. et al. (2022). A detailed luminescence chronology of the Lower Volga loess-palaeosol sequence at Leninsk // Quaternary Geochronology. Vol. 73. P. 101376.
https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101376

Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A. et al. (2021). Pedosedimentary environments in the Caspian Lowland during MIS 5 (Srednaya Akhtuba reference section, Russia) // Quaternary International. Vol. 590. P. 164–180.

Murray A.S., Marten R., Johnston A., Martin P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. Vol. 115. No 2. P. 263–288.

Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J. et al. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages // Quaternary Science Reviews. Vol. 111. P. 94–106.
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012

Taratunina N., Rogov V., Streletskaya I. et al. (2021). Late Pleistocene cryogenesis features of a loess-paleosol sequence in the Srednyaya Akhtuba reference section, Lower Volga River valley, Russia // Quaternary International. Vol. 590. P. 56–72.
https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.12.015

Taratunina N.A., Buylaert J.-P., Kurbanov R.N. et al. (2022). Late Quaternary evolution of lower reaches of the Volga River (Raygorod section) based on luminescence dating // Quaternary Geochronology. Vol. 72. P. 101369.
https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101369

Vandenberghe J., French H.M., Gorbunov A. et al. (2014). The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17 ka BP // Boreas. Vol. 43. No. 3. P. 652–666.
https://doi.org/10.1111/bor.12070

Vos K., Vandenberghe N., Elsen J. et al. (2014). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // Earth-Science Reviews. No. 128. P. 93–104.
https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.013

Woronko B., Pisarska-Jamrozy M. (2015). Micro-scale frost weathering of sand-sized quartz grains // Permafrost and Periglacial Processes. No. 27. P. 109–122.
https://doi.org/10.1002/ppp.1855

CHRONOLOGY AND DEVELOPMENT OF CRYOGENESIS IN LOESS-PALEOSOL SEQUENCE IN THE LOWER VOLGA REGION[1]

N. A. Taratunina[a,b], V. V. Rogov[b,c], I. D. Streletskaya[b], T. A. Yanina[a,b], and R. N. Kurbanov[a,b,#]

[a] *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

[b] *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

[c] *Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia*

[#] *E-mail: kurbanov@igras.ru*

The article presents the results of studying four sediment sections in the Lower Volga region that containing numerous traces of cryogenesis in Late Pleistocene subaerial deposits, represented by thin vertical wedges in loess and soils, involutions and wedges in alluvial deposits. In order to establish the stages of development and the boundaries of permafrost in the southeast of the East European Plain, morphology of cryogenic structures, morphoscopy and micromorphology of quartz grains were established, the coefficient of cryogenic contrast were calculated, and also absolute dating of deposits was performed. Five stages of cryogenesis development in the Late Pleistocene, which differed in type, scale of distribution, and conditions for the formation of cryogenic structures were established on the studied territory. The processes of cryogenic transformation of sediments occurred due to both seasonal freezing and the long-term development of a perennial permafrost zone. This determined the composition, structure and properties of loess-paleosol sequences and alluvial layers. The results obtained significantly refine the current understanding of the conditions for the formation of the Atelian deposits in the Lower Volga Region and the distribution of permafrost zone in the south of the East European Plain in the Late Pleistocene.

Keywords: loess, paleo-permafrost, mineralogical analysis, coefficient of cryogenic contrast, OSL dating

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by Russian Foundation for Basic Research grant No. 20-55-56046 (absolute dating), state programs of the Lomonosov MSU 121051100135-0 (field studies), 121051100164-0 (cryolithological analyses) and Institute of Geography RAS No. AAAA-A19-119021990091-4 (palaeogeography studies). The authors are grateful to V.R. Belyaev (Senior Researcher of Lomonosov Moscow State University), to D.A. Solodovnikov (the Head of the Department of Geography of VolSU), as well as S.A. Fedorchuk for the help during the field work. The authors are grateful to the anonymous reviewers, whose critical comments allowed us to improve the article.

REFERENCES

Buylaert J.P., Jain M., Murray A.S. et al. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*. Vol. 41. P. 435–451. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x

Fedorov P.V. (1957). *Stratigrafiya chetvertichnykh otlozhenii i istoriya razvitiya Kaspiiskogo morya* (Stratigraphy of Quaternary deposits and the history of the development of the Caspian Sea). *Trudy GIN AN SSSR*. Vol. 10. Moscow: AN SSSR (Publ.). 308 p. (in Russ.)

Feng L., Zhang M., Jin Zh. et al. (2021). The genesis, development, and evolution of original vertical joints in loess. *Earth Science Reviews*. Vol. 214. 103526.

Koltringer C., Bradák B., Stevens T. et al. (2021). Palaeoenvironmental implications from Lower Volga loess – Joint magnetic fabric and multi-proxy analyses. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 267. 107057. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107057

Koltringer C., Stevens T., Bradák B. et al. (2020). Enviromagnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences, Russia. *Quaternary Research*. P. 1–25. https://doi.org/10.1017/qua.2020.73

Koltringer C., Stevens T., Linder M. et al. (2022). Quaternary sediment sources and loess transport pathways in the Black Sea – Caspian Sea region identified by detrital zircon U-Pb geochronology. *Global and Planetary Change*. Vol. 209 (2): 103736. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103736

Konishchev V.N. (1981). *Formirovanie sostava dispersnykh porod v kriolitosfere* (Formation of the composition of dispersed rocks in the Cryolithosphere). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 197 p. (in Russ.)

Konishchev V.N. (1999). *Evolyutsiya temperatury porod arkticheskoi zony Rossii v verkhnem kainozoe* (Temperature evolution of rocks in the Arctic zone of Russia in the Upper Cenozoic). *Earth's Cryosphere*. Vol. III. No. 4. P. 39–47. (in Russ.)

Konishchev V.N., Lebedeva-Verba M.P., Rogov V.V., Stalina E.E. (2005). *Kriogenez sovremennykh i pozdnepleistotsenovykh otlozhenii Altaya i periglyatsial'nykh oblastei Evropy* (Cryogenesis of modern and late Pleistocene deposits of Altai and periglacial regions of Europe). M.: GEOS (Publ.). 132 p.

Konishchev V.N., Rogov V.V. (1994). *Metody kriolitologicheskikh issledovanii* (Methods of cryolithological research). Moscow: MSU (Publ.). 135 p. (in Russ.)

[1] *For citation*: Taratunina N.A., Rogov V.V., Streletskaya I.D. et al. (2023). Chronology and development of cryogenesis in loess-paleosol sequence in the Lower Volga Region. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 3. P. 49–66 (in Russian). https://doi.org/10.31857/S2949178923030118; https://elibrary.ru/WEPPLC

Krinsley D.H., Doornkamp J.C. (1973). Atlas of quartz sand surface textures. *Cambridge University Press*. Cambridge. 91 p.

Kurbanov R., Murray A., Thompson W. et al. (2021). First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley. *Boreas*. Vol. 50. No. 1. P. 134–146. https://doi.org/10.1111/bor.12478

Kurbanov R.N., Buylaert J.-P., Stevens T. et al. (2022). A detailed luminescence chronology of the Lower Volga loess-palaeosol sequence at Leninsk. *Quaternary Geochronology*. 73. 101376. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101376

Kurchatova A.N., Rogov V.V. (2020). *Electron Microscopy in Geocryology*. Tyumen: TIU (Publ.). 106 p.

Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A. et al. (2021). Pedosedimentary environments in the Caspian Lowland during MIS 5 (Srednaya Akhtuba reference section, Russia). *Quaternary International*. Vol. 590. P. 164–180.

Mezhregional'naya stratigraficheskaya skhema kvartera territorii Rossiiskoi Federatsii (Interregional stratigraphic scheme of the quarter of the territory of the Russian Federation). (2014). Supplement to the "Map of Quaternary formations of the territory of the Russian Federation 1:2 500 000". St. Petersburg: VSEGEI.

Moskvitin A.I. (1962). *Pleistotsen Nizhnego Povolzh'ya* (Pleistocene of the Lower Volga region). Trudy GIN AN SSSR. Vol. 64. Moscow: AN SSSR (Publ.). 263 p. (in Russ.)

Murray A.S., Marten R., Johnston A., Martin P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. Vol. 115. No. 2. P. 263–288.

Popov A.I. (1960). *Periglyatsial'nye obrazovaniya Severnoi Evrazii i ikh geneticheskie tipy* (Periglacial formations of Northern Eurasia and their genetic types). *Periglacial phenomena on the territory of the USSR*. M.: MGU (Publ.). P. 10–36. (in Russ.)

Popov A.I. (1967). Loess and loess-like rocks as a product of cryolithogenesis. *Vestnik MSU. Seria 5. Geografiya*. No. 6. P. 43–48. (in Russ.)

Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J. et al. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 111. P. 94–106. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012

Rozenbaum G.E. (1985). Cover paleocryogenic complex in the north of the Valdai periglacial zone. Development of the Eurasian permafrost zone in the Upper Cenozoic. Moscow: Nauka (Publ.). P. 4–15. (in Russ.)

Shkatova V.K. (1975). *Stratigrafiya pleistotsenovykh otlozhenii nizov'ev rek Volgi i Urala i ikh korrelyatsiya* (Stratigraphy of Pleistocene deposits in the lower reaches of the Volga and Ural rivers and their correlation). *PhD Thesis*. Leningrad: VSEGEI (Publ.). 25 p. (in Russ.)

Streletskaya I.D. (2017). Wedge-shaped structures on the southern coast of the Gulf of Finland. *Earth's Cryosphere*. Vol. 21. No. 1. P. 3–12. (in Russ.)

Svitoch A.A., Yanina T.A. *Chetvertichnye otlozheniya poberezhii Kaspiiskogo morya* (Quaternary deposits of the coasts of the Caspian Sea). Moscow: RASKHN (Publ.). 1997. 267 p. (in Russ.)

Sycheva S.A. (2012). Paleofrost events in the periglacial region of the Russian Plain at the end of the Middle and Late Pleistocene. *Earth's Cryosphere*. Vol. 16. No. 4. P. 45–56. (in Russ.)

Taratunina N., Rogov V., Streletskaya I. et al. (2021). Late Pleistocene cryogenesis features of a loess-paleosol sequence in the Srednyaya Akhtuba reference section, Lower Volga River valley, Russia. *Quaternary International*. 590. P. 56–72. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.12.015

Taratunina N.A., Buylaert J.-P., Kurbanov R.N. et al. (2022). Late Quaternary evolution of lower reaches of the Volga River (Raygorod section) based on luminescence dating. *Quaternary Geochronology*. 72, 101369. https://doi.org/10.1016/j

Vandenberghe J., French H.M., Gorbunov A. et al. (2014). The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25-17 ka BP. *Boreas*. 43 (3). P. 652–666. https://doi.org/10.1111/bor.12070

Vasil'yev Yu.M. (1961). *Antropogen Yuzhnogo Zavolzh'ya* (Anthropogen of the Southern Trans-Volga region). Moscow: AN SSSR (Publ.). 128 p. (in Russ.)

Velichko A.A. (1973). *Prirodnyi protsess v pleistotsene* (Natural process in the Pleistocene). Moscow: Nauka (Publ.). 256 p. (in Russ.)

Velichko A.A. (Ed.). (2002). *Dinamika landshaftnykh komponentov i vnutrennikh morskikh basseinov Severnoi Evrazii za poslednie 130 000 let* (Dynamics of landscape components and inland marine basins of Northern Eurasia over the past 130.000 years). M.: GEOS (Publ.). 296 p. (in Russ.)

Velichko A.A., Borisova O.K., Kononov Yu.M. et al. (2017). *Rekonstruktsiya sobytii pozdnego pleistotsena v periglyatsial'noi zone yuga Vostochno-Evropeiskoi ravniny* (Reconstruction of Late Pleistocene events in the periglacial zone of the south of the East European Plain). *Doklady Akademii nauk*. Vol. 475. No. 4. P. 448–452.

Velichko A.A., Morozova T.D., Nechayev V.P., Porozhnyakova O.M. (1996). *Paleokriogenez, pochvennyi pokrov i zemledelie* (Paleocryogenesis, soil cover and agriculture). M.: Nauka (Publ.). 150 p. (in Russ.)

Vos K., Vandenberghe N., Elsen J. et al. (2014). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews*. No. 128. P. 93–104. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.013

Woronko B., Pisarska-Jamrozy M. (2015). Micro-scale frost weathering of sand-sized quartz grains. *Permafrost and Periglacial Processes*. No. 27. P. 109–122. https://doi.org/10.1002/ppp.1855

Yanina T.A. (2012). *Neopleystotsen Ponto-Kaspiya: biostratigrafiya, paleogeografiya, korrelyatsiya* (Neopleistocene of the Ponto-Caspian: biostratigraphy, paleogeography, correlation). Moscow: MSU (Publ.). 264 p. (in Russ.)

Yanina T.A., Svitoch A.A., Kurbanov R.N. et al. (2017). Experience in dating Pleistocene deposits of the Lower Volga region by optically stimulated. *Vestnik MSU. Seria 5. Geografiya*. No. 1. P. 21–29. (in Russ.)

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2023, том 54, № 3, с. 67–80

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.435(440.46+440.47)

SEDIMENTARY CHARACTERISTICS OF BAER KNOLLS DEPOSITS IN THE VOLGA RIVER DELTA#

© 2023 г. D. M. Lobacheva[1,*], E. N. Badyukova[1], and R. R. Makshaev[1]

[1]Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

*E-mail: lobachevadm@my.msu.ru

Received October 21, 2022; revised October 21, 2022; accepted March 14, 2023

Baer knolls (BK) are elongated ridges often close to the sub-latitudinal orientation sometimes spatially isometric that are widespread in the entire Northern Caspian Region up to 0 m a.s.l. (the upper limit of the Late Khvalynian sea transgression). The goal of this study was to establish the genesis of BK based on interpretation of textural and lithologic characteristics of sediments and dating the material composing these landforms. Research has led to the following conclusions that BK have been formed during the transition of Late Khvalynian and Early Holocene time. Sediments of BK consists of three lithofacies (LF1, LF2, LF3). Chocolate clay (CC) and Volga alluvium were significant sources of material for knolls formation. Nonetheless, for lithofacies 1, it was also sandy material lying below the CC. The BK material cannot be attributed to the aeolian genesis because of its lithological, faunal and geochemical characteristics. The knolls formed in brackish subaquatic conditions of the lagoon floor, where a low-energy currents occurred due to the descent of Late Khvalynian basin waters through the Manych Strait. Thus, BK are analogues of river bedforms appearing as the result of turbulent flow, like ripples and river dunes, where, in concordance with the accumulation of sandy material and detritus of redeposited shells, clay particles were deposited under the mixing of the brackish water of the lagoon and the fresh water of the rivers flowing into it.

Keywords: Late Pleistocene, the Caspian Sea, underwater bedform accumulation, Khvalynian time, Stratigraphy, the Volga Delta

DOI: 10.31857/S2949178923030052, **EDN:** WDAEYY

INTRODUCTION

Baer knolls (BK) are landforms named after a member of the Russian Geographical Society, Carl von Baer, who described its morphometrical characteristics and origin for the first time (Baer, 1856). The study of these landforms dates back to more than 150 years (Pravoslavlev, 1929; Yakubov, 1952; Svitoch, Klyuvitkina, 2006; Badyukova, 2018; Lavrushin et al. 2019). Researchers interpret the material composing a particular landform, the features of its spatial distribution and orientation very differently. The aeolian origin is the most popular among the scientific community (Fedorovich, 1941; Volkov, 1960; Leontyev and Foteeva, 1965; Belevich, 1979; Kroonenberg et al., 1997). There are also fluvial, deltaic, (Pravoslavlev, 1929; Zhukov, 1935; Doskach, 1949; Yakubov, 1952), marine, including interference of longshore currents, surges-drives phenomena (Berg, 1908; Britzina, 1955; Nikolaev, 1955; Zhindarev et al., 2001; Svitoch and Klyuvitkina, 2006; Rychagov, 2009), tectonic (Aristarkhova, 1980; Leonov and Lavrushin, 1995; Lavrushin et al., 2019) and permafrost hypothesis (Ryabukha, 2018). The article summarizes all the current views that are complemented by an extensive bibliography and presents scrupulous results of various analyzes, mainly based on the research of the Lower Volga Region and its delta.

The relevance of this research is in studying Baer knolls as landforms dated back to the Late Khvalynian stage of the Caspian Sea transgression as a key to reconstructing the history of the Caspian Region, and environmental features that existed on its shores during the Late Pleistocene – Holocene transition. BK are a natural heritage of the landscape that existed close to the Caspian Sea.

The Caspian Lowland was chosen as a study area because of a large volume of published material, covering several key sections along the Volga River Region and peripheral territory. Baer knolls are relict landforms but are remarkably well-preserved in the studied landscape. The research objective is a detailed study of the internal structure of the Baer knolls and their lithological features for a more reliable interpretation of their genesis. It will help to clarify the history of the Caspian Sea fluctuations during the Late Pleistocene

For citation: Lobacheva D.M., Badyukova E.N., Makshaev R.R. (2023). Sedimentary characteristics of Baer knolls deposits in the Volga River Delta. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 3. P. 67–80. https://doi.org/10.31857/S2949178923030052; https://elibrary.ru/WDAEYY

and Early Holocene. The main problem of this research is incomplete and often ambiguous data. The article aims to revise the previous interpretations presented by various researchers on the proposed genesis by receiving new data based on modern methods as a supplement to an earlier publication (Badyukova, 2018). For the first time, result of X-ray fluorescence analysis of sediments from several Baer knolls at the Volga Delta is presented.

SITE INFORMATION

Caspian Sea setting and palaeogeography. The Caspian Sea is the largest inland water basin on Earth, which occupies 378400 km^2 and contain more than 78000 km^3 of water (Svitoch, 2014). The water catchment area is up to 3.6 million km^2. The present surface elevation of the Caspian Sea is – 27 m below sea level and the average depth is 180 m. The average salinity of the Caspian Sea is 12.7‰, that varies between 1–3‰ near the Volga River Delta to 20.3‰ in the Balkhan Gulf. The basin is subdivided into three sections, North, Middle and South. The area of the North Caspian basin is 95000 km^2 with an average depth of 5 m and contain only 1% of the total water volume of the basin. River discharge into the North Caspian basin contributes 88% of total inflow to the basin (Svitoch, 2014).

During the Pleistocene, several transgressions (Akchagylian, Apsheronian, Bakunian, Urundzhikian, Early Khazarian, Late Khazarian, Hyrcanian, Early Khvalynian, Late Khvalynian and Novocaspian) and regressions (Tyurkyanian, Chelekenian, Singilian, Chernoyarian, Atelian, Enoetaevkian and Mangyshlakian) of the Caspian Sea occurred (Svitoch, 2014; Krijgsman et al., 2019). The Caspian Sea and the Black Sea were connected through the Manych passage during large transgression events (Fedorov, 1957; Svitoch, Yanina, 1997).

Geographical and geological setting. The Baer knolls area is located in the southeast part of the Northern Caspian Lowland occupying a south part of the Lower Volga River region, its Delta, the south-part of the Ural River Delta and a small area in north-west Caspian Lowland (fig. 1). The Baer knolls area covers approximately 55.5 km^2 and is limited by 0 m asl contour line.They are elongated ridges often close to the sublatitudinal orientation, sometimes spatially isometric. Ridges 3–10 m in height are spread throughout the Caspian lowland from the Emba River mouth on the eastern coast to the mouth of the Kuma River on the western coast of the Caspian Sea. Baer knolls have not been identified anywhere above the upper limit of the Late Khvalynian transgression (0 m asl).

In the Northern Caspian Region, the stratigraphy of Quaternary deposits in the study area is represented by the Bakunian, Khazarian, Atelian, Khvalynian and Novocaspian regional horizons (Fedorov, 1957; Svitoch, Yanina, 1997; Svitoch, 2014; Zastrozhnov et al., 2018). The marine deposits are predominated with an exception of Atelian sediments, which are represented by loess (Fedorov, 1957). The Baer knolls deposits are presented by Khvalynian sediments. The Khvalynian horizon corresponds to one of the largest transgression events in the Caspian Sea during the Pleistocene, when the sea level of the Khvalynian basin reached +45–50 m asl and occupied an area of 872000 km^2 (Fedorov, 1957; Aladin, Plotnikov, 2006; Svitoch, 2014).

The Khvalynian horizon is presented by the Lower Khvalynian and Upper Khvalynian sub horizons divided by Enotaevkian continental layer that correspond to eponymous regression event of the Caspian Sea (Svitoch, 2014).

MATERIAL AND METHODS

Field investigation. This study is based on interpretation of remote sensing data (satellite imagery and DEM SRTM arc-second global 1) and field investigations of the Baer knolls carried out in 2017–2019 in the Lower Volga River Region. We selected the group of knolls, where artificial and natural outcrops were identified (tabl. 1). Textural and lithological features of the Baer knolls were described during the detailed geomorphological investigations, based on a comprehensive interpretation of BKs position and landform configuration.

Sedimentological and geochemical analysis. Three lithofacies (LF) based on sedimentary structures and visual characteristics were identified during the investigations of the Baer knolls deposits in the Volga River Delta. Fifty samples for sedimentological analysis were collected from Yaksatovo (18), Mirnii (14), Nartovo (8), and Troitsky (10) knolls using a mini shovel. Seven samples for lithofacies 3, seventeen for lithofacies 2 and twenty-six for lithofacies 1. That BK possess three lithological formations (lower lithological formation (lithofacies 1), upper lithological formation (lithofacies 2), and chocolate clays (CC, lithofacies 3). However, in some BK there are only lithofacies 2, due to erosion of the lithofacies 1. All samples were dried at 50°C for 3 hours and then pretreated with 10% hydrochloric acid (HCl) and hydrogen peroxide (H_2O_2) to remove carbonates and organic particles. To avoid coagulation, sodium pyrophosphate 5% ($Na_4O_7P_2$) was added into samples as a dispersion agent. Grain-size analysis for prepared samples (<1 mm) was conducted using Laser Diffraction Particle Size Analyzer Fritsch Analysette 22. The measurements were carried out with two lasers in the range from 0.8 to 2000 μm three times for 4 minutes each. Grain-size classes were presented according to Kachinskiy classification with limits by <1 μm, 1–5 μm, 5–10 μm, 10–50 μm, 50–250 μm, and 250–1000 μm (Kachinskiy, 1965). The sample analysis with using of sieves set (1000–

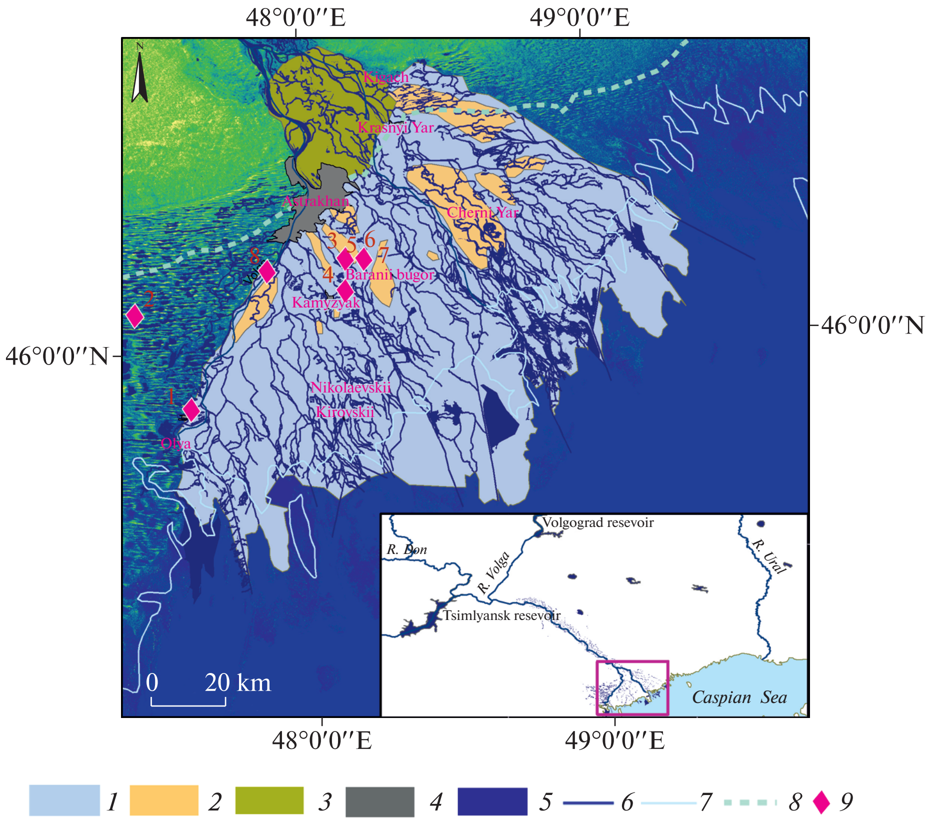


Fig. 1. Geological sketch and geographical setting of the Volga Delta: *1* – Holocene alluvial-marine deposits (Q_{4am}); *2* – Late Pleistocene alluvial-marine outliers (Q_{3am}); *3* – Volga floodplain (Q_{4a}); *4* – Settlements; *5* – Ilmeni and broad river deltaic channels; *6* – Rivers and channels; *7* – Coastline; *8* – New Caspian marine boundary (Q_{4m}); *9* – work area.

Рис. 1. Геологическая схема дельты Волги: *1* – голоценовые аллювиально-морские отложения (Q_{4am}); *2* – позднеплейстоценовые останцы бэровских бугров (Q_{3am}); *3* – пойма Волги (Q_{4a}); *4* – населенные пункты; *5* – ильмени и протоки дельты; *6* – реки и каналы; *7* – современная береговая линия моря; *8* – граница новокаспийской трансгрессии (Q_{4m}); *9* – участки работ.

2000 μm) showed the absence of fraction larger 1000 μm. Textures were determined using high-resolution photographs. Sedimentary bedding and depositional environments were defined according to L.N. Botvinkina (1962) and Reinek and Singh (1981). Major elements (TiO_2, CaO, Al_2O_3, SiO_2, Fe_2O_3, K_2O, MgO) were identified in 20 samples using induction-coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES).

Macrofaunal analysis. Twenty-five sediment samples containing mollusk shells were collected from investigated knolls (Yaksatovo, Mirnii, Nartovo, and Troitsky). Mollusk shells were extracted, measured, and then photographed. Sediment samples (1 kg) containing detritus were rinsed and then sieved using 1 mm mesh. Mollusk shells were selected for radiocarbon dating.

Radiocarbon dating. Mollusks shell samples of *Didacna protracta, D. parallella, D. praetrigonoides, Monodacna caspia, Dreissena polymorpha* were dated in a Radiocarbon dating laboratory at the Saint Petersburg State University (Russia, lab. index LU) according to scintillation technique (Arslanov, 1987). Radiocarbon ages were calibrated using CALIB 8.1. software (http://calib.org/calib/) and IntCal20 calibration curve (Reimer et al., 2020) with standard deviation 2σ. In table 2 below, in addition to the authors' own results, the calibrated dates obtained earlier are given (Svitoch and Klyuvitkina, 2006). In order to clearly display the available dates for the strata composing the knolls.

RESULTS

Lithofacies. Three main lithofacies (fig. 2, (a–e)) were identified basis on sedimentary structures, visual characteristics, colours, lamination type, grain-size (and geochemical composition (WD-XRF) in the studied Baer Knolls.

Lithofacies 1 (LF1). Cross-laminated sand is composed of 1 to 3 m thick light-pale brown to yellow-grey, very fine to medium quartz sand, with thin (2–5 mm) lenses of coarse sand. Silt lenses 1–4 mm thick sporadically alternate with 10–15 cm beds of very fine

Table 1. Studied Baer Knolls in the Volga River Region
Таблица 1. Изученные бугры Бэра в дельте Волги

No.	Section name	Year of investigation	Latitude	Longitude	Lithofacies
1	Troitsky	2018	45°59′58.49″ N	47°38′34.93″ E	LF1, LF2, LF3
2	Basy	2019	46°08′29.54″ N	47°02′19.01″ E	LF2
3	Yaksatovo	2018	46°14′44.25″ N	48°01′26.37″ E	LF1, LF2, LF3
4	Nartovo	2018	46°14′02.79″ N	48°02′15.34″ E	LF1, LF2
5	Funtovo-1	2019	46°14′03.62″ N	48°06′22.39″ E	LF1, LF2
6	Funtovo-2	2019	46°13′26.00″ N	48°08′06.83″ E	LF1, LF2
7	Kirpichnyy zavod	2019	46°16′21.64″ N	48°04′12.62″ E	LF1, LF2, LF3
8	Mirnii (Dolgii)	2018	46°22′14.76″ N	47°55′30.14″ E	LF1, LF2, LF3

sands. Coarse sand lenses usually contain detritus and rounded shell fragments of brackishwater mollusks. Sediments also contain rare mollusk species *Didacna protracta* and *Monodacna caspia*. Bird burrows *(Riparia riparia*) are typical in these sediments. High-angle crossbedding stratification is presented in this stratum. Often it correlates well with an angle of the slopes (fig. 3).

Lithofacies 2 (LF2). Criss-cross-laminated sand consists of approximately from 2 to 6 m thick brown-yellow and grey very fine to medium sand with horizontal planar lamination along the ridge of yellow-grey silt clay 1–3 cm thick (fig. 2, (b)). Low to high-angle cross lamination of sand and clay is presented in these sediments, especially along the knoll margins. In the upper part of deposits, rare large mollusk shells *Didacna protracta* are presented. In that lithofacies, *Ophiomorpha* burrows are presented too (fig. 2, (d)).

Lithofacies 3 (LF3). Chocolate clay is 1 to 2 m thick and dominated by brown to dark brown clay with thin (1–3 cm) lenses of yellow-grey very fine to fine sand. Low-angle cross lamination of sand and clay with thickness 50–80 cm are presented in the upper part of sediments. Sand layers usually contain shell fragments and whole shells species *Didacna protracta*, *D. parallella, Dreissena rostriformis* (fig. 2, (c)). These lithofacies present the chocolate clay stratum (CC) of Baer knolls.

Granulometric composition. Average grain-size composition of studied Baer knolls sediments is represented by <1 μm (13%), 1–5 μm (42.4%), 5–10 μm (13.7%), 10–50 μm (21.7%), 50–250 μm (8.7%) and 250–1000 μm (0.3%) The ternary diagram on fig. 4. reveals the distribution of granulometric composition of fifty BK sediments samples. LF2 is a mixture of sand, clay, and silt particles. In CC clay and silt fractions prevail. A few LF1 samples from the lower part demonstrate a composition similar to CC and LF2. The upper part of LF2 is enriched by sand and is similar to LF1.

Geochemistry. The bulk geochemical composition (wt %) of Baer knolls sediments are presented in table 3. The concentration of SiO_2 in CC, LF2, and LF1 ranges between 67–82%. SiO_2 content is higher in LF1. Meanwhile, concentrations of TiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3, K_2O are lower, because of decreasing of clay fraction in LF1. Otherwise, samples from LF2 and LF3 are characterized by a relatively higher concentration of TiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3 that are confined to clay fraction.

Malacological examination. Seven mollusks' species *Didacna protracta, D. ebersini, D. parallella*, *D. parallella borealis, D. praetrigonoides, Dreissena rostriformis, Dr. polymorpha* represent freshwater, and brackish water environments were identified in investigated knoll sediments. The upper part of LF3 is presented by brackish water assemblages with *Didacna protracta*, *D. parallella*, *D. parallella borealis, D. praetrigonoides.* Large and thick shells of *Didacna protracta*, *D. parallella* indicate long-term optimal living conditions with 8–13‰ paleo salinity (Yanina, 2012). However, the abundance of shells *Dreissena rostriformis* in the sand interlayers could indicate a regular supply of fresh water and a decrease in paleo salinity to 3–8‰. At contact between LF3 and LF2 the presence of a rich detritus layers and rare small shells *Didacna protracta, Dreissena polymorpha* could indicate an increase of current flows with suspended load water and slow stream environment conditions. Sand layers in LF2 and more often in LF1 are affluent in detritus of redeposited mollusk shells *Didacna catillus, D. praetrigonoides, Dreissena rostriformis, Hypanis plicatus,* etc. (fig. 5).

Radiocarbon dating. Five radiocarbon dates from Yaksatovo, Mirnii (Dolgii), and Sarai-Batu knolls ranges from 16.4 to 13.8 ka cal B.P. Results demonstrate that deposition of LF3, and LF2 correspond to the period from Oldest Dryas cold event to Bølling-Allerød warm stage. Two radiocarbon dates from the contact between LF3–LF2 suggest that deposition of LF1 corresponds to Bølling-Allerød warm stage. All dates with previous results for BK sediments are submitted in table 2.

Table 2. Absolute ages of Khvalynian deposits in the Baer knolls (the Volga Delta)
Таблица 2. Радиоуглеродные датировки отложений бэровских бугров (дельта Волги)

Lab. No.	Location	Material	Altitude (m Baltic absolute altitude system)	Depth, m	Lithofacies	^{14}C age, B.P.	(±) yr	Mean ^{14}C age (cal B.P.)	± yr (2σ)
Radiocarbon dates from this paper									
LU-8739	Yaksatovo	*Didacna praetrigonoides, D. parallella*	–20	4.5	Upper part LF3	12 800	100	15 296	298
LU-9200	Yaksatovo	*Didacna protracta*	–20	4.5	Contact LF2/LF3	12 210	140	14 221	427
LU-8740	Sarai-Batu	*Didacna ebersini, D. protracta, Dreissena rostriformis*	–21	7.5	LF3	13 560	250	16 365	700
LU-9201	Dolgii	*Didacna protracta, Dreissena polymorpha*	–19	3	Contact LF2/LF3	12 000	120	13 865	271
LU-9201	Dolgii	*Didacna protracta, Dreissena polymorpha*	–19.3	3.3	Contact LF2/LF3	12 070	120	14 019	287
Radiocarbon dates (Svitoch, Klyuvitkina, 2006)									
MSU-1609	Kudrino	–	–	–	Undivided knoll stratum	10 900	100	12 898	170
MSU-1488	Olya	*shells*	–	–	Undivided knoll stratum	9600	500	11 082	1405
MSU-1439	Sergievka	*shells*	–	–	Undivided knoll stratum	11 636	121	13 532	236
MSU-1487	Sergievka	*Didacna praetrigonoides*	–	–	Undivided knoll stratum	18 100	1950	21 713	4267

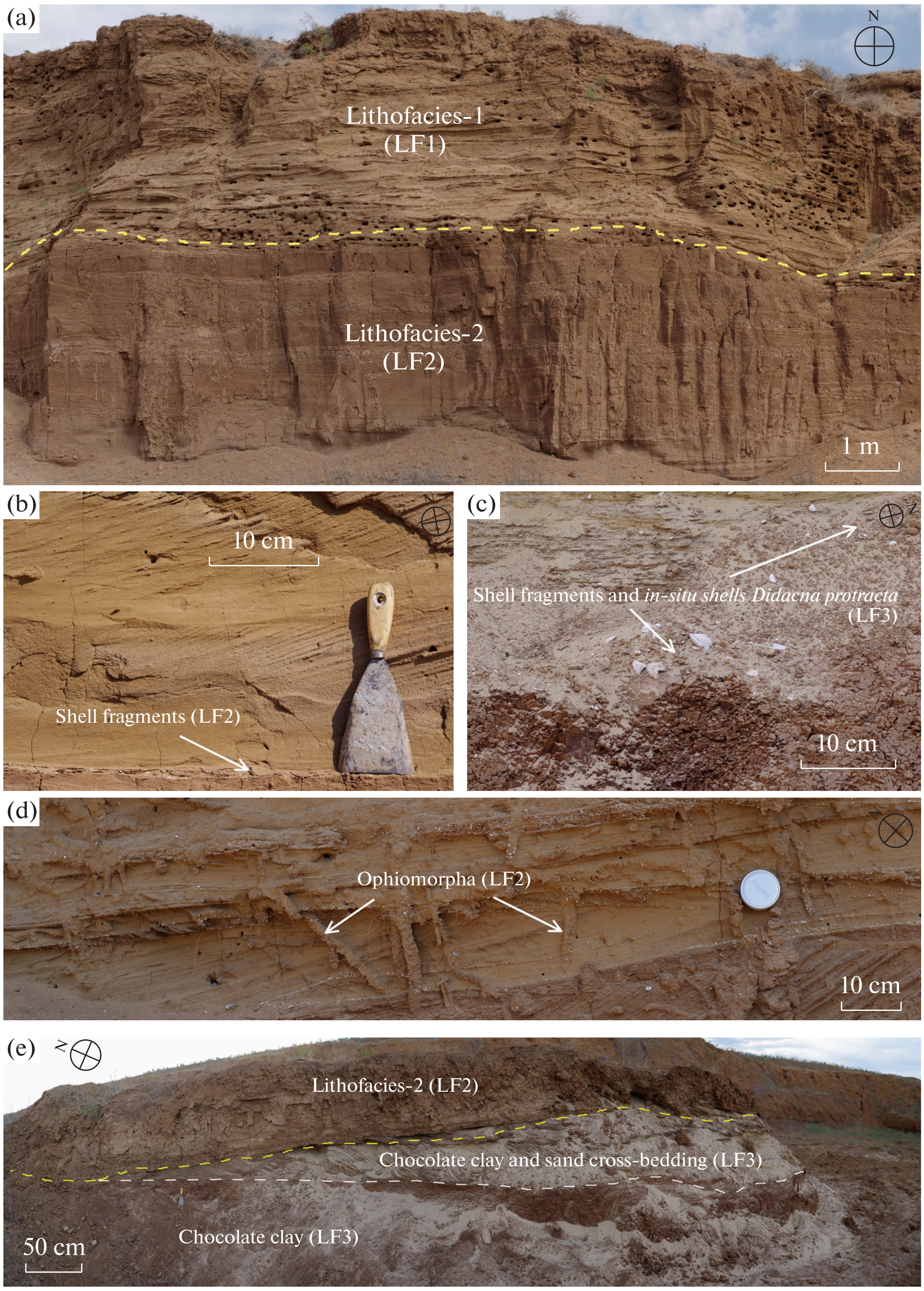


Fig. 2. Sedimentary architectures and lithofacies of Baer knolls: (a) – Yaksatovo knolls erosional contact between LF1 and LF2; (b) – cross-lamination sand and compacted coarse sand layer with shell detritus (LF1); (c) – mollusk shells *Didacna protracta, Dreissena rostriformis* in sand lenses (LF3); (d) – *Ophiomorpha* burrows presented in LF2 in Nartovo knoll; (e) – Mirnii knolls cross-lamination of sand and chocolate clay and erosional contact between LF2 and LF3.

Рис. 2. Литофациальное строение бугровых отложений: (a) – эрозионный контакт между ЛФ1 и ЛФ2, бугор Яксатово; (b) – прослои детрита и косая слоистость в ЛФ2, бугор Яксатово; (c) – раковины *Didacna protracta, Dreissena rostriformis* в песчаных прослоях ЛФ3, бугор Мирный; (d) – ходы *Ophiomorpha* в ЛФ2, бугор Нартово; (e) – литофациальное строение основания бугра Мирный, контакт между ЛФ2 и шоколадными глинами.

DISCUSSION

Sedimentary environments. The aeolian BK origin is prevalent among the scientific community (Fedorovich, 1941; Volkov, 1960; Leontyev and Foteeva, 1965; Belevich, 1979; Kroonenberg et al., 1997). It contradicts several statements: high cementation of the knoll strata, variety of lamination types, interlayers and lenses rich in shell detritus (fig. 6), erosional contacts between LF2 and LF1 (fig. 2, (f)), clay and silt

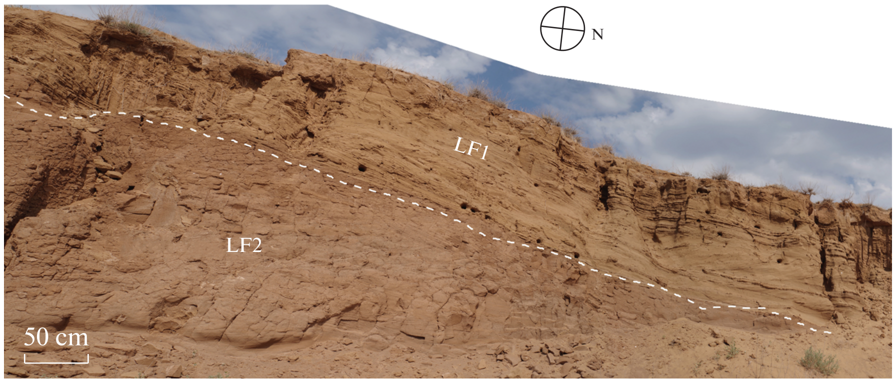


Fig. 3. Sedimentary architectures and LF1 and LF2 contact of west outcrop in Yaksatovo knoll.
Рис. 3. Строение толщ ЛФ1 и ЛФ2 на западной оконечности бугра Яксатово.

prevail, ripple marks in silty clay of LF2. If the Aeolian origin was relevant and the wind carried the clay particles, the question arises as to where such an amount of deposit would come from. O.K. Leontiev (1965) argues that fragments and whole shells could be transported over some distances by strong winds. However, we are not aware of the simultaneous aeolian transport of clay, silt, and sand mixture with shell fragments and detritus. Aeolian transport from the surface of the takyr is low because of the very gritty texture due to the high density and cementation. If it occurs, elementary dunes will be forming, approximately 1–1.5 m high (Makeev, 1933; Bowler, 1986). According to geochemistry and micromorphology of quarts grains, aeolian processes of sedimentation are mostly presented in the upper part (app. 60–80 cm) of BK deposits (Svitoch, Kluivitkina, 2006; Shaldybin et al., 2015).

Saltation or rolling, both causing frequent collisions of transported particles, would round the grains. However, the clay component of the knoll strata consists of flakes and clay pellets, often wholly unrolled. Thus, BK deposits cannot be attributed to aeolian origin (Badyukova, Lobacheva, 2020). Flakes and clay pellets often appear in brackish water due to particle coagulation (Botvinkina, 1962). According to malacofaunal analysis, the knolls are rich in organogenic content, particularly of shell detritus. We consider that such aeolian transport of whole shells and debris is impossible in the formation of detritus layers in BK. Based on fabric analysis, the most common lamination types of BK are oblique cross, multidirectional criss-cross (appeared by changing the direction of water jets), wavy with ripples, diagonal, horizontal. Such a variety of lamination is most likely reflecting the deltaic, estuarine, or lagoon type of aquatic sedimentation (Botvinkina, 1962). For the knolls on the north-eastern part of the Pre-Caspian lowland subhorizontal and gentle criss-cross fabrics are characteristic. In LF1 and LF2, the presence of sand and silt is noted together which is a feature of deltaic sediments (Badyukova, 2018). The presence of several modes in the grain-size distribution in LF2 is the same as in CC, which means that LF2 is inherited from the underlying CC. Oblique lamination is associated with the flowing reservoir, where currents occurred. They were slow and unstable, because of the existence of horizontal, weakly expressed lamination in sediments and the presence of ripple marks.

We assume that the deposition of the knoll strata occurred in water where was a mixture of river and sea waters (lagoonal environments). The absence of *in situ* shells or their extremely rare presence in the knoll's strata is on the one hand associated with increased turbidity of the reservoir and on the other with a low temperature of the water. Salt instigates the coagulation of

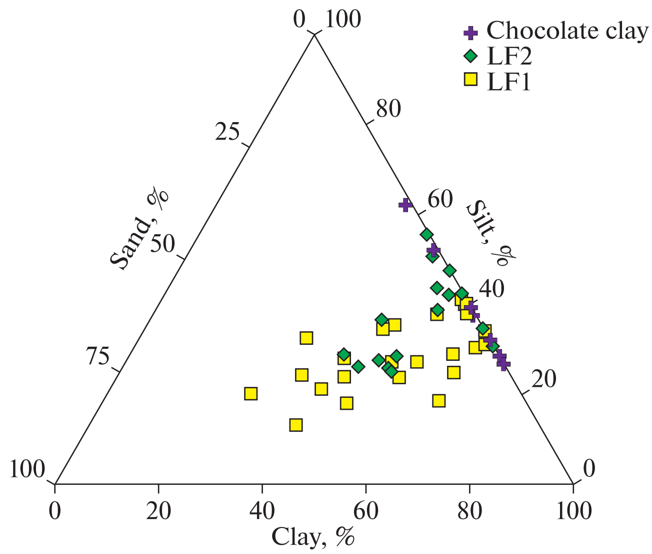


Fig. 4. Ternary diagram of sand, silt, and clay concentration in Baer knolls sediments (Yaksatovo, Troitsky, Mirnii, and Nartovo knolls).
Рис. 4. Треугольная диаграмма гранулометрического состава (песок, алеврит, глина) бугровых отложений из бугров Яксатово, Мирный, Нартово и Троицкий.

Table 3. The geochemical composition of Baer knoll deposits
Таблица 3. Геохимический состав бугровых толщ

Lab. No.	Site	Lithofacies	MgO	Al_2O_3	K_2O	CaO	TiO_2	Fe_2O_3	SiO_2
			(%)						
L 16-1	Yaksatovo	LF1	1.38	8.09	1.72	3.53	0.35	3.25	80.43
L 16-2	Yaksatovo	LF1	1.26	7.68	1.67	2.86	0.33	2.95	81.98
L 16-3	Yaksatovo	LF1	1.25	7.78	1.74	3.03	0.32	2.93	81.81
L 16-4	Yaksatovo	LF1	1.40	8.46	1.78	3.70	0.38	3.41	79.77
L 16-5	Yaksatovo	LF1	1.24	8.24	1.78	3.51	0.38	3.08	80.79
L 16-6	Yaksatovo	LF1	1.17	8.37	1.84	3.36	0.35	3.06	80.90
L 16-7	Yaksatovo	LF1	1.23	8.19	1.78	3.62	0.35	2.97	80.87
L 16-8	Yaksatovo	LF2	2.09	11.70	2.20	5.43	0.57	5.14	70.92
L 15-1	Troitsky	LF2	1.98	13.30	2.57	3.79	0.61	5.66	70.65
L 15-2	Troitsky	LF2	1.99	13.60	2.58	3.80	0.65	5.79	70.21
L 15-3	Troitsky	LF2	1.99	13.10	2.63	3.23	0.64	5.63	71.12
L 13-1	Troitsky	LF1	1.55	9.83	1.89	2.80	0.46	4.03	78.02
L 13-2	Troitsky	LF1	1.59	10.40	2.09	2.88	0.48	4.24	76.89
L 13-3	Troitsky	LF1	1.29	7.99	1.70	2.65	0.33	3.20	81.42
L 13-4	Troitsky	LF1	1.77	9.25	1.89	3.66	0.44	4.12	76.59
L 13-5	Troitsky	LF1	1.49	7.62	1.63	5.67	0.38	3.35	78.22
L 13-8	Troitsky	LF1	1.85	9.32	1.77	3.79	0.42	5.02	76.71
CC-40	Yaksatovo	LF3	3.12	11.80	2.42	4.82	0.58	6.74	69.37
CC-70	Yaksatovo	LF3	2.25	12.80	2.38	4.41	0.58	6.04	70.12
CC-150	Yaksatovo	LF3	2.18	15.70	2.92	3.56	0.64	6.52	66.85

the particles, rolling up and falling out in the form of flakes simultaneously with coarse silt and sand fractions. Sand accumulation co-occurred with shell redeposition on the background of deposition of clay particles. The mechanism of BK formation is described more narrowly by Badyukova (2018). We consider that the Baer knolls are analogues of river bedforms like ripples and large dunes, which were formed as a result of a slow stream.

Chronology. We used mollusk shells to determine the radiocarbon age of the Baer knoll (tabl. 2). The obtained dates show the age of the strata contacts. It makes it possible to verify the upper age of BK formation that correlates with the main events of the Late Pleistocene and Early Holocene.

The dates obtained for LF3 correspond to the interval 16.3–15.2 cal ka B.P. They correlate with the onset of the Oldest Dryas cold stage (Stefensen et al., 2008). Dates for LF2 are varying between 14.2 and 13.8 cal ka B.P. Dates of 13.4–11 cal ka B.P. derived from LF2 and LF1 were reported for BK sediments in the Volga Delta (Svitoch, Kluivitkina, 2006). It correlates with the beginning of the Younger Dryas cold event. That means that Baer knoll's lithofacies are not younger than 11 cal ka B.P.

Radiocarbon ages for BK deposits correspond well to OSL dates obtained for the Kosika section Lower Volga: 14.8 ka for LF1 and 18–16.7 ka for LF2 (Zastrozhnov et al., 2020). Thus, deposits of BK refer to an interval from 18 to 11 cal ka B.P. These dates refer to the redeposited shells, not to the age of knolls formation. The LF2 is dated younger than LF1, meaning that the strata accumulated successively due to erosion of underlying sediments. Chocolate clays and Volga alluvium were the significant sources of material for LF1 and LF2, as the bottom of the Late Khvalynian lagoon was eroding. Nonetheless, for LF1, it was also sandy material lying below the CC. We propose that Baer knolls could have been formed during the Late Khvalynian and Early Holocene transition.

Fig. 5. Mollusk shells: (a) – from the contact between chocolate clay and lithofacies 2 from Yaksatovo knoll, (b) – from the contact between lithofacies 1 and lithofacies 2 from Mirnii knoll.

Рис. 5. Образцы раковин: (a) – с контакта между шоколадными глинами и ЛФ2 бугра Яксатово, (b) – с эрозионного контакта между ЛФ2 и ЛФ1 бугра Мирный.

The possible analogues of Baer knolls in the World. Similar to BK landforms are widely distributed around the World. The closest analogues of BK are the so-called "grivy" in the south of Western Siberia (Vel'mina, 1964; Pil'nevich, 1974). This territory has a hilly-ridge landscape, where the ridges are more representative near the shores of Lake Chany. "*Grivy*" vary in spatial shape and length. There is a regular decrease in the absolute height of the ridges closer to the Turgai trough (Lavrov, 1948; Gorodetskaya, 1966). The ridges gradually decrease, spread out and disappear towards the edges of the lowland (Petrov, 1948). They compose mainly of loess-like loams; fine sandy, silty, and clayey fractions. As well as for BK, ridges of the south of Western Siberia (Barabinskaya lowland) have several hypotheses of their origin: aeolian (Volkov, 1961), fluvial (Pil'nevich, 1974; Lavrov, 1948, Velmina, 1964), erosional (Gorodetskaya, 1996), deltaic (Petrov, 1948).

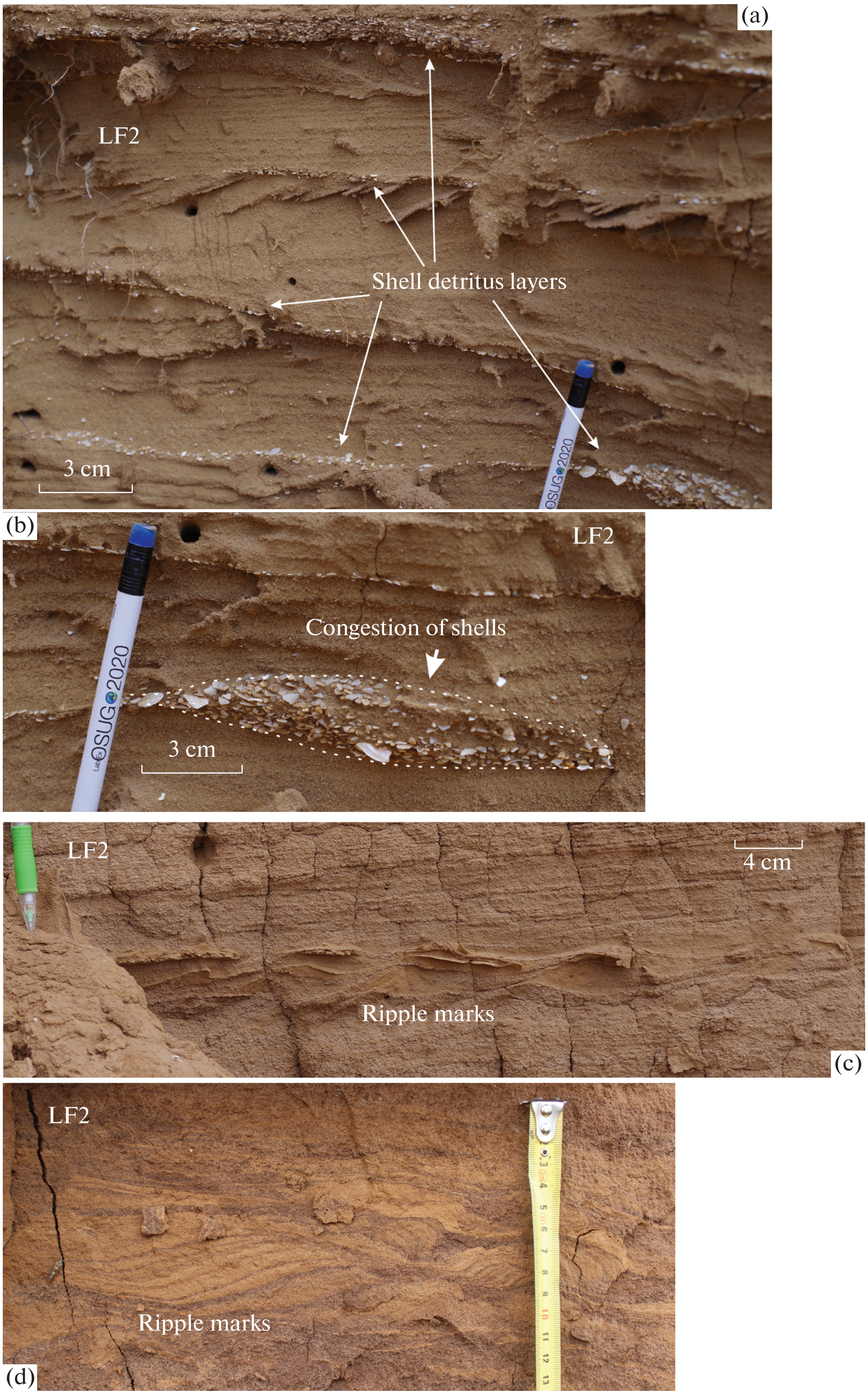


Fig. 6. Sedimentary features of Baer knoll's lithofacies 2 (LF2): (a) – Nartovo knoll's a lower formation with thin shell layers; (b) – Thin shell layers and congestion of shells in Nartovo knoll; (c) – Small ripple marks in Trotisky knoll; (d) – The same in another part of Troitsky knoll.

Рис. 6. Особенности залегания ЛФ2. Бугор Нартово: (a) – тонкие наклонные прослои детрита между пачками песка и глины с косой слоистостью; (b) – скопление раковинного детрита в виде линзы мощностью 4 см. Бугор Троицкий: (c) – небольшие знаки ряби высотой 3–4 см; (d) – знаки ряби до 5 см высотой с прослоями светлого песка и шоколадных глин.

There are different opinions about the input of water from the lakes of Western Siberia to the Aral Sea and then to the Caspian Sea through the Turgai trough. There were two periods when the flow to the south took place (Mangerud et al., 2004; Panin et al., 2020). The ridges could have formed at the bottom of this stream (Middendorf, 1877; Lavrov, 1948; Badyukova, 2018). By now the Turgai trough is filled with a thick stratum of alluvial-lacustrine, slope and aeolian deposits.

We consider limnokames as the next example of possible analogues of BK. The type of formation draws an analogy. Both BK and limnokames were formed at the bottom of streams during the discharge of lakes. Kames are formed in the cracks of dead ice, and due to the massive meltwater influx to its margins; as a result, the ridge-hilly landscape appears. The morphology and internal structure differ. It depends on the incoming material and flow's hydrodynamics (Basalikas, 1969; Badyukova, 2007).

Other possible analogues of the BK are giant gravel dunes on the terrace of the Katun' River in the foothills of Altai mountains near the village of Platovo. The Platovo dunes are the result of the breakthrough of glacial dams during the Neopleistocene period and catastrophic discharge of vast masses of water from glacial dammed lakes (Rudoy, 1993; Baryshnikov, Panin, 2013). Other controversial geomorphological objects are the fields of giant ripples, distributed within the Kurai depression, south-eastern Russian Altai mountains. Most researchers interpret these forms as giant ripples in the current, formed during the breakthrough of glacial dams and the descent of dammed lakes (Carling, 1996; Rudoy, 2005; Herget, 2005; Bricheva et al., 2022). Similar dune fields are noted in the area of the city of Kyzyl, mainly along the right bank of the river Small Yenisei (Shpansky et al., 2020). These "giant current ripples", or "gravel dunes" (Carling, 1996), or "diluvial dunes and antidunes" by (Rudoy, 1993) are composed mainly of gravel and pebbles, sometimes boulders. They are distinguished by researchers as indicators of catastrophic floods (Komatsu et al., 2009).

The Channeled Scabland landscapes are located in the eastern part of Washington State (USA) (Baker, 1973; Benito, 2003), and the so-called "giant current ripples" or GCR are part of a complex scabland landscape (Pardee, 1942; Bretz et al., 1956; Baker, 1973). They were formed at a stream bottom like BK. The giant ripples have a different orientation in space, as well as different heights, like the BK. Stream parameters of scablands incommensurable with those that formed BK. Gravel, pebbles and boulders represent the internal structure of the dunes. Analysis of the literature revealed that GCR are a type of large-scale asymmetric dunes (Allen, 1963). The Froude numbers associated with these shapes were less than 1, but other hydraulic parameters such as speed and depth were more significant than those for shallow ripples (Allen, 1963). According to the authors' observations, it tends to decrease with distance from the region of high-velocity water flow (Harms and Fahnestock, 1960).

CONCLUSIONS

On the base of general sedimentological analysis and several dating methods, we may confirm the following statements about Baer knolls in the Caspian lowland.

The nature of layering in the knolls is most common for the underwater deltaic or lacustrine facies. In general, each stratum was inherited from the underlying one due to the successive redeposition. Chocolate clays (LF3) and Volga alluvium were the main sources of material for LF1 and LF2, as the bottom of the Late Khvalynian lagoon was eroding.

Baer knolls cannot be attributed to aeolian landforms based on bedding types, granulometric and geochemical content. We consider that the Baer knolls analogues are river bedforms that appear as the result of turbulent flow, like ripples and large dunes.

Knolls were formed in brackish water in a shallow lagoon-marine environment during the transition of Late Khvalynian and Early Holocene time (from the second half of MIS-2 to the beginning of MIS-1) that correlates with the Younger Dryas cold event. In our opinion, this event occurred due to the decline of lagoon water level during the water flow through the Manych strait to the Black Sea.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to the scientific group of the VSEGEI Quaternary Geology Department and represented by A.S. Zastrozhnov, D.A. Zastrozhnov. We are thankful to Kh.A. Arslanov and his colleagues from the geochronological laboratory of the Saint Petersburg State University for performing radiocarbon dating of mollusk shells. We are thankful to Doctor of Geographical Sciences, professor T.A. Yanina for identification and classification of mollusk shells.

This work was financially supported by the Laboratory of recent sediments and palaeogeography of the Pleistocene at the Moscow State University and the Russian Science Foundation (project No. 20-77-00068).

REFERENCES

Aladin N.V., Plotnikov I.S. (2006). How changing of the Caspian Sea level makes influence on biodiversity of fishes and free-living aquatic invertebrates. *4th International Conference of UNESCO programme 481. Dating "Caspian Sea Level Change". Aktau, Mangistau District, Kazakhstan, 20–23 May, 2006. Materials of a Conference. Abstracts-Articles*. Almaty. P. 15.

Allen J.R.L. (1963). Asymmetrical ripple marks and the origin of water-laid cosets of cross-strata: *Liverpool Man-*

chester Geological Journal. Vol. 3. P. 187–236. https://doi.org/10.1002/gj.3350030201

Aristarkhova L.B. (1980). Once more about the genesis and causes of Baer knolls localization. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geographicheskaya*. No. 4. P. 67–73. (in Russ.)

Arslanov A.A. (1987). *Radiouglerod. Geokhimiya i geokhronologiya*. (Radiocarbon: Geochemistry and Geochronology). Leningrad: Izdatel'stvo Leningradskogo Universiteta (Publ.). 294 p. (in Russ.)

Badyukova E.N. (2007). Landforms constructed by "bed flow" Baer knolls of Precaspian and limnokames. *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytatelei prirody. Otdel geologicheskii*. Iss. 82. No. 5. P. 41–47. (in Russ.)

Badyukova E.N. (2018). Genesis of the Baer knolls developed in the Northern Caspian Plain. *Quaternary International*. Vol. 465. P. 11–21. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.11.011

Badyukova E.N., Lobacheva D.M. The role of an aeolian factor in the formation of paleo landscape of the Lower Volga region, Russia. *Aktual'nye problemy paleogeografii pleistotsena i golotsena: Materialy Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem Markovskie chteniya 2020 goda*. Bolikhovskaya N.S., Klyuvitkina T.S., Yanina T.A. (Eds.). M.: Faculty of Geography, Moscow State University (Publ.). 2020. P. 26–29.

Baer K.M. (1856). Scientific Notes about the Caspian Sea and Adjacent Regions. *Zapiski RGO*. Iss. 11. P. 181–224. (in Russ.)

Baker V.R. (1973). Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula Flooding in Eastern Washington. *Geological Society American Special Paper*. Vol. 144. P. 1–79. https://doi.org/10.1130/SPE144-p1

Baryshnikov G.Ya., Panin A.V. (2013). Extreme Natural Phenomena in the Altai Mountains in Past and Present. *Izvestiya Altaiskogo gosudarstvennogo universiteta*. Vol. 2. P. 142–146. (in Russ.)

Basalikas A.B. (1969). Diversity of the relief of the glacial-accumulative area. *Materikovoe oledenenie i lednikovyi morfogenez* (Continental glaciation and glacial morphogenesis). P. 65–154. (in Russ.)

Belevich E.F. (1979). About genesis of the Baer knolls. *Geomorfologiya*. Vol. 2. P. 57–68. (in Russ.)

Berg L.S. (1908). *Aral'skoe more: Opyt fiziko-geograficheskoi monografii* (The Aral Sea. Experience of the physical and geographical monograph). St. Petersburg: M.M. Stasyulevich (Publ.). 580 p.

Botvinkina L.N. (1962). *Sloistost' osadochnykh porod* (Lamination of sedimentary rocks). M.: AN SSSR (Publ.), 543 p. (in Russ.)

Bowler J.M. (1986). Spatial variability and hydrologic evolution of Australian lake basins: analogue for Pleistocene hydrologic change and evaporite formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 54. P. 21–41. https://doi.org/10.1016/0031-0182(86)90116-1

Bretz J.H., Smith H.T.U, Neff G.E. (1956). Channeled Scabland of Washington: New data and interpretations. *Geological Society American Bulletin*. Vol. 67. P. 957–1049. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[957:CSOWND]2.0.CO;2

Bricheva S.S., Gonikov T.V., Panin A.V. et al. (2022). The origin of giant dunes in the Kuray Basin (southeastern Gorny Altai) based on morphometric analysis and GPR studies. *Geomorfologiya*. Vol. 53. No. 4. P. 25–41. https://doi.org/10.31857/S0435428122040034

Britzyna M.P. (1955). About the Genesis of the Baer Knolls Relief. *Sbornik pamyati akademika L.S. Berga*. M.–L.: AN SSSR (Publ.). P. 320–330. (in Russ.)

Carling P.A. (1996). Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes: Altai Mountains. Siberia. *Sedimentology*. Vol. 43. P. 647–664. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1996.tb02184.x

Doskach A.G. (1949). Geomorphological observations in the region of the Baer knolls distribution. *Trudy GIN AS USSR*. Vol. 43 (2). P. 19–32. (in Russ.)

Fedorov P.V. (1957). Stratigraphy of quaternary deposits and evolution history of Caspian Sea. *Trudy Geologicheskogo instituta Akad. nauk SSSR*. Vol. 10. 297 p. (in Russ.)

Fedorovich B.A. (1941). The genesis of the "Baer knolls" in the northern Caspian Plain. *Izv. AN SSSR. Ser. geogr. i geo-fiz*. Vol. 1. P. 95–116. (in Russ.)

Gorodetskaya M.E. (1966). On the genesis and age of the West Siberian linear ridges ("gryvas"). *Strukturnaya i klimaticheskaya geomorfologiya*. M.: Nauka (Publ.). P. 166–172. (in Russ.)

Harms J.C., Fahnstock R.K. (1960). Stratification, bedforms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). *AAPG Bulletin*. Vol. 48. P. 530–530. https://doi.org/10.1306/BC743C7F-16BE-11D7-8645000102C1865D

Herget J. (2005). Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in Altai Mountains, Siberia. *Special Paper of the Geological Society of America*. Vol. 86. P. 1–2. https://doi.org/10.1130/0-8137-2386-8.1

Kachinskiy N.A. (1965). *Fizika pochv. Chast'1* (Soil Physics. Part 1). Moskva: Vysshaya shkola (Publ.). 324 p. (in Russ.)

Komatsu G., Arzhannikov S.G., Gillespie A.R. et al. (2009). Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River. *Geomorphology*. Vol. 104. P. 143–164. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.009

Krijgsman W., Tesakov A., Yanina T. et al. (2019). Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: interbasinal connectivity and faunal evolution. *Earth Science Review*. Vol. 188. P. 1–40. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.10.013

Kroonenberg S.B., Rusakov G.V., Svitoch A.A. (1997). The wandering of the Volga delta: a response to rapid Caspian Sea-level change. *Sedimentary Geology*. Vol. 107 (3-4). P. 189–209. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(96)00028-0

Lavrov V.V. (1948). Quaternary History and Morphology of the Northern Turgay Plain. *Izv. Akad. nauk Kazah. SSR*. Alma-Ata: tip. CK KP(b)K (Publ.). 126 p. (in Russ.).

Lavrushin Yu.A., Antipov M.P., Kuralenko N.P. et al. (2019). Structure, morphogenesis and Kinematics of the gravitational Late Quaternary cover of the southwestern part of the Northern Caspian. *Bjulleten' Komis-*

sii po izucheniyu chetvertichnogo perioda. No. 77. P. 8–49. (in Russ.)

Leonov Y.G., Lavrushin Y.A. (1995). The Grandiose gravitational processes on the Late Khvalynian paleo shelf of the Northern Caspian Sea. *Dokl. RAN*. Vol. 344. 2. P. 212–215. (in Russ.).

Leontiev O.K., Foteeva N.N. (1965). Genesis and age of the Baer knolls. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geographicheskaya*. No. 2. P. 90–97. (in Russ.)

Makeev P.S. (1933). *Ocherk rel,efa Kyzyl-Kumov* (Sketch of the relief of the Kyzyl-Kumy). L.: Izd-vo AN SSSR (Publ.). P. 41–162. (in Russ.)

Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H. et al. (2004). Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 23. P. 1313–1332. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.009

Middendorf A.F. (1871). Description of Baraba region. Sankt-Peterburg: tip. Imp. Akad. nauk (Publ.). 123 p. (in Russ.)

Nikolaev V.A. (1955). About the Baer knolls in the Lower Volga. *Sbornik pamyati akademika L.S. Berga*. M.–L.: AN SSSR (Publ.). P. 320–330. (in Russ.)

Panin A.V., Astakhov V.I., Lotsari E. et al. (2020). Middle and the Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. *Earth-Science Reviews*. Vol. 201. 103069. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069

Pardee J.T. (1942). Unusual currents in glacial Lake Missoula, Montana. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 53. P. 1569–1600. https://doi.org/10.1130/GSAB-53-1569

Petrov B.F. (1948). Baraba: Origin of the Relief. *Bulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Vol. 12. P. 23–27.

Pil'nevich I.V. (1974). "Griva" landforms of the Baraba Region: Morphology and Division into Regions. *Trudy. Novosibirsk. In-ta inzhenerov geodezii, aerofotosemki i kartografii*. No. 33. P. 111–120. (in Russ.)

Pravoslavlev P.A. (1929). The north-west shore of the Caspian Sea. *Izv. centr. gidrometburo*. No. 8. P. 1–54. (in Russ.)

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. Vol. 62. Iss. 4. P. 725–757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

Reineck H.E., Singh I.B. (1975). *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 439 p. DM 108.00. https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-642-96291-2

Rudoy A.N. (2005). *Gigantskaya ryab' techeniya (istoriya issledovaniya, diagnosticheskie priznaki i paleogeograficheskoe znachenie)* (Giant Current Ripples: History of Research, Their Diagnostics, and Paleogeographical Significance). Tomskii gosudarstvennyi universitet (Publ.). 228 p. (in Russ.)

Rudoy A.N., Baker V.R. (1993). Paleohydrology of Late Pleistocene Superflooding, Altay Mountains, Siberia. *Science*. Vol. 259. Iss. 5093. P. 348–350. https://doi.org/10.1126/science.259.5093.34

Ryabukha A.G. (2018). The role of late Pleistocene periglacial conditions in the development of landscapes of the Caspian lowland. *Bull. Orenburgskogo nauchnogo centra UrO RAN*. No. 4. P. 1–23. (in Russ.)

Rychagov G.I. (2009). New Data about the Genesis and the Age of Baer knolls. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. No. 5. P. 59–68. (in Russ.)

Shaldybin M.V., Shein E.V., Kharitonova G.V. et al. (2015). Mineralogical composition of Baer Mound soil, Souther Astrakhan area. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 17. Pochvovedenie*. No. 1. P. 3–12. (in Russ.)

Shpansky A.V., Mikharevich M.V., Novikov I.S. et al. (2020). Controversial issues of geomorphology and paleogeography of the Upper Yenisei valley. *Geomorfologiya*. No. 3. P. 98–105. (in Russ.) https://doi.org/10.31857/S0435428120030104

Steffensen J.P., Andersen K.K., Bigler M. et al. (2008). High- resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*. Vol. 321. P. 680–684. https://doi.org/10.1126/science.1157707

Svitoch A.A. (2014). *Bol'shoi Kaspii: stroenie i istoriya razvitiya* (The Great Caspian Sea: Structure and History). Moskva: Izd-vo Moskovskogo gos. un-ta (Publ.). 272 p. (in Russ.)

Svitoch A.A., Klyuvitkina T.C. (2006). *Berovskie bugry Nizhnego Povolzh'ya* (Baer knolls in the Regions Surrounded the Lower Volga). M.: Tipografiya Rossel'hozakademii (Publ.). 160 p. (in Russ.)

Vel'mina N.A. (1964). On the origin of the depression and ridge ("gryva") relief of the West Siberian Plain. *Geokriologicheskie usloviya Zapadnoi Sibiri, Jakutii i Chukotki*. M.: Izd-vo AN SSSR (Publ.). P. 37–70 (in Russ.).

Volkov I.A. (1960). About the geological structure and relief of the Baer knolls. *Aerometody v prirodnykh issledovaniyakh*. P. 74–89. (in Russ.)

Volkov I.A. (1961). On the "gryva" relief of the Ishim-Tobol interfluve. *Geologiya i geofizika*. No. 9. P. 115–118. (in Russ.)

Yakubov T.F. (1952). Baer knolls genesis in the northern Caspian Plain. *Trudy in-ta geografii AN SSSR*. No. 51. P. 253–277. (in Russ.)

Zastrozhnov A., Danukalova G., Golovachev M. et al. (2020). Biostratigraphical investigations as a tool for palaeoenvironmental reconstruction of the Neopleistocene (Middle-Upper Pleistocene) at Kosika, Lower Volga, Russia. *Quaternary International*. Vol. 540. P. 38–67. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.036

Zastrozhnov A., Danukalova G., Shick S., van Kolfshoten T. (2018). State of stratigraphic knowledge of Quaternary deposits in European Russia: Unresolved issues and challenges for further research. *Quaternary International*. Vol. 478. P. 4–26. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.037

Zhindarev L.A., Nikiforov L.G., Rychagov G.I. (2001). Morpholithodynamic of the Coastal Zones Near Rivers Mouths and the Genesis Baer knolls Problem. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. No. 1. P. 44–52. (in Russ.)

Zhukov M.M. (1935). To the stratigraphy of the deposits of the Lower Volga River. *Trudy komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Vol. 2. P. 227–272. (in Russ.)

ЛИТОФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ БЭРОВСКИХ БУГРОВ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ[1]

Д. М. Лобачева[a,#], Е. Н. Бадюкова[a], Р. Р. Макшаев[a]

[a] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия*

[#] *E-mail: lobachevadm@my.msu.ru*

Бэровские бугры – это, как правило, вытянутые гряды, ориентированные чаще всего близко к субширотному направлению, получившие широкое распространение на территории Северного Прикаспия ниже отметки 0 м абс. Механизм образования этих форм рельефа дискутируется вот уже почти столетие. Данная работа ставит своей целью определение генезиса бэровских бугров на основе структурно-литологических исследований и датирования слагающего их материала. Проведенные исследования позволили заключить, что гряды были сформированы в конце позднехвалынского времени – начале голоцена. Отложения бэровских бугров состоят из трех условно выделяемых литофаций. Основными источниками материала, из которого формировались бугры, являлись шоколадные глины, подстилающие их морские отложения регрессивной террасы и аллювий рек, впадавших в хвалынский бассейн. Данные литологических, фаунистических и геохимических исследований не позволяют считать описываемые формы результатом эолового процесса. Бэровские бугры были образованы на дне лагуны, где существовали течения, обусловленные спуском вод позднехвалынского бассейна через Манычский пролив. Гряды являются аналогами речных дюн, образуемых на дне турбулентного потока, где параллельно с накоплением песчаного материала и детрита шло осаждение глинистых частиц в условиях смешения солоноватых вод лагуны и пресных вод рек, впадающих в нее.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, Каспийское море, морская седиментология, хвалынский этап, стратиграфия, дельта Волги

[1] *Ссылка для цитирования*: Лобачева Д.М., Бадюкова Е.Н., Макшаев Р.Р. (2023). Литофациальное строение и условия накопления отложений бэровских бугров Северного Прикаспия // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 67–80. (на англ. яз.). https://doi.org/10.31857/S2949178923030052; https://elibrary.ru/WDAEYY

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.89:551.312.3:551.4035(234.9)

РЕКОНСТРУКЦИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА НАНОСОВ НА ВОДОСБОРЕ оз. ХОРЛАКЕЛЬ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ) ЗА ПОСЛЕДНИЕ 8 ТЫС. ЛЕТ (ПО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ И ЛИТО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ)[#]

© 2023 г. С. В. Шварев[1,2,*], М. Ю. Александрин[1], М. М. Иванов[1,3], В. Н. Голосов[1,3]

[1] *Институт географии РАН, Москва, Россия*

[2] *Институт физики Земли РАН, Москва, Россия*

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

**E-mail: shvarev@igras.ru*

Поступила в редакцию 06.06.2022 г.
После доработки 11.08.2022 г.
Принята к публикации 22.12.2022 г.

Изменение стока наносов – важный показатель динамики развития природной среды, зависящий от комбинации ландшафтных, сейсмотектонических и гидролого-климатических условий. Для оценки стока наносов часто используют результаты изучения донных отложений горных озер со сравнительно компактными водосборами. Однако для корректных реконструкций, помимо анализа озерных осадков, необходимо изучение причин и механизмов формирования стока наносов на их водосборах, выявления путей доставки наносов в водоем и их возможных изменений за различные интервалы времени. Бессточное оз. Хорлакель, расположенное на высоте 2045 м над у. м. на северном макросклоне Большого Кавказа недалеко от Эльбруса, является удачным полигоном для комплексных исследований: с одной стороны, реликтовый водоем является идеальной седиментационной ловушкой, а с другой, он расположен в районе с интенсивными экзогенными процессами и тектонической активностью. В 2017 г. в наиболее глубокой (≈8 м) части озера было пробурено 2 скважины и из кернов отобрано 17 образцов на радиоуглеродное датирование, позволившие построить возрастную модель для интервала от 8000 до 500 л. н. Для интерпретации полученных данных в 2021 г. проведены комплексные геолого-геоморфологические исследования и установлено, что осадконакопление в озере связано с формированием стока воды и наносов на водосборе руч. Эльбаши. На протяжении ≈8 тыс. л. на водосборе ручья прослеживается ряд эпизодов пролювиальной активизации с формированием конуса выноса, сменявшихся озерной аккумуляцией. В итоге в последние ≈1 тыс. л. н. из-за перестройки русловой сети связь между водосбором ручья и оз. Хорлакель была потеряна. Выделяется 2 этапа осадконакопления в озере с рубежом ≈3 тыс. л. н. и 10 эпизодов с различной долей минеральной и органической составляющих в донных осадках. Часть литостратиграфических рубежей коррелирует с сильными землетрясениями, происходившими в районе Эльбруса, а часть – с климатическими событиями.

Ключевые слова: пролювиальный конус выноса, бессточное горное озеро, изменения стока, активная тектоника, экзогенные процессы, климатические колебания, голоцен

DOI: 10.31857/S2949178923020081, **EDN:** FOFEPG

1. ВВЕДЕНИЕ

Формирование стока наносов на малых водосборах в горах – многофакторный процесс, зависящий от комбинации ландшафтных, сейсмотектонических и гидролого-климатических условий (Aalto et al., 2006; Syvitski, Milliman, 2007). Учитывая, что наиболее значимый вклад в денудацию вносят экстремальные эрозионные события редкой повторяемости, корректная оценка особенностей формирования стока наносов может быть выполнена только для длительных интервалов времени. В этой связи для решения подобных задач часто используют результаты изучения донных отложений горных озер со сравнительно компактными водосборами, так как их состав и мощность отдельных пачек наряду с их датировками позволяют реконструировать этапы активизации и затухания денудационных процессов на

[#] *Ссылка для цитирования*: Шварев С.В., Александрин М.Ю., Иванов М.М., Голосов В.Н. (2023). Реконструкция особенностей формирования стока наносов на водосборе оз. Хорлакель (северный Кавказ) за последние 8 тыс. лет (по геоморфологическим и лито-стратиграфическим данным) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 81–107. https://doi.org/10.31857/S2949178923020081; https://elibrary.ru/FOFEPG

их водосборах (Einsele, & Hinderer, 1998; Howarth et al., 2012; Грачев, Голосов, 2020). Тем не менее подобные оценки не в полной мере отражают фактические темпы эрозии на их водосборах из-за того, что в отдельных случаях происходят перестройки флювиальной сети, сказывающиеся на изменениях площади водосбора водоема. В этой связи необходимо помимо оценки объемов наносов, накопившихся в озере, реконструировать особенности формирования стока наносов на их водосборах с целью выявления путей доставки наносов в водоем и их возможных изменений за различные интервалы времени.

Результаты оценок темпов денудации за голоцен, выполненные для различных горных стран мира, указывают на то, что тектоническая активность является одним из ключевых факторов, определяющих объемы перемещаемого материала в пределах конкретных территорий (Milliman, Syvitski,1992; Vanmaercke et al., 2004). Тогда как слой выпадающих осадков, который, казалось бы, должен определять транспортирующую способность временных и постоянных водотоков, фактически не влияет на интенсивность перераспределения наносов (Einsele, Hinderer, 1998; Breuer et al., 2013). Определяющее влияние сейсмотектонической активности на формирование стока наносов выявлено и для южного мегасклона Большого Кавказа на основе комплекса методов, включая оценки темпов денудации на основе датировок с использованием ^{10}Be (Forte et al., 2021), а также для всего Кавказа на основе применения факторного анализа (Golosov, Tsyplenkov, 2021).

Между тем, практически отсутствуют примеры детальных исследований по реконструкции пространственно-временных изменений формирования стока наносов на малых водосборах в горах, которые отражают особенности перераспределения продуктов денудации в верхних звеньях флювиальной сети за сравнительно длительные, составляющие тысячи лет, временные интервалы.

Основная цель данного исследования состоит в реконструкции особенностей формирования стока наносов в пределах малого водосбора, расположенного в приосевой части Большого Кавказа, за голоцен и выявлении основных факторов, определявших этапы усиления и снижения темпов денудации.

2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

2.1. Физико-географическое положение

Озеро Хорлакель расположено в центральном секторе Большого Кавказа на его северном макросклоне. Бессточная котловина озера расположена на субгоризонтальной ступени с размерами ≈2 × 2.5 км с высотой бровки ≈1900 м, а тылового шва ≈2200 м. Ступень находится на границе лесного и субальпийского пояса. Растительный покров ниже ступени представлен сомкнутым покровом преимущественно хвойных лесов на горно-лесных почвах, выше ступени – альпийскими лугами на горно-луговых почвах, перемежающимися с осыпями и скальными выходами, а на самой ступени – луговой и, отчасти, болотной растительностью с хвойным редколесьем. Интерполируя данные горных метеостанций “Клухорский перевал” и “Шаджатмаз” за период 1972–2016 гг. (Онищенко и др., 2019), расположенных на близких к оз. Хорлакель высотах (≈2000 м) и на равном удалении (≈40 км) к ЮЗ и СВ от оз. Хорлакель, можно принять среднегодовую температуру ≈+3°C, а среднегодовое количество осадков ≈1200–1300 мм.

2.2. Геолого-геоморфологическое строение и тектоника

Фестончатая форма ступени в плане соответствует фронтальной части Северного взбросо-надвига, что свидетельствует о ее структурном характере. Склоны ступени дренируются верховьями притоков ручьев Эльмезтебе и Худес (рис. 1). Котловина озера выработана в отложениях вулканогенно-осадочной кызылкольской свиты ($D_{1\text{-}2}kz$), состоящей из лав разного состава, перемежающихся с пирокластическими и осадочными, преимущественно терригенными (конглобрекчии, алевролиты, сланцы) породами (Письменный и др., 2004) (рис. 2). Отложения кызылкольской свиты входят в состав Кызылкольского тектонического покрова, слагая узкие изолированные тектонические клинья субширотного простирания. Подошва свиты тектоническая. В районе расположения котловины озера породы свиты, как и подошва, круто наклонены к юго-западу (Аз$_{пд}$220–230°∟70°). Кызылкольский тектонический покров налегает на нижнеюрские осадочные образования хумаринской свиты (J_1hm), залегающей с размывом на протерозойских и палеозойских образованиях. Тектонический контакт кызылкольского покрова и отложений хумаринской свиты находится в непосредственной близости от котловины озера (от 650–750 м к западу и востоку до 1.2–1.4 км к северу), образуя фестончатый выступ в северном направлении от основного субширотного фронта покрова. Осадочные (терригенные) и вулканогенно-осадочные породы хумаринской свиты полого падают в южных румбах (Аз$_{пд}$180–190°∟5°) под тектонический покров.

В тектоническом отношении (по структурам киммерийско-альпийского цикла) котловина озера расположена на границе поднятия Бокового (Передового) хребта, расположенного к югу, и Джаланкольского выступа Малкинского подня-

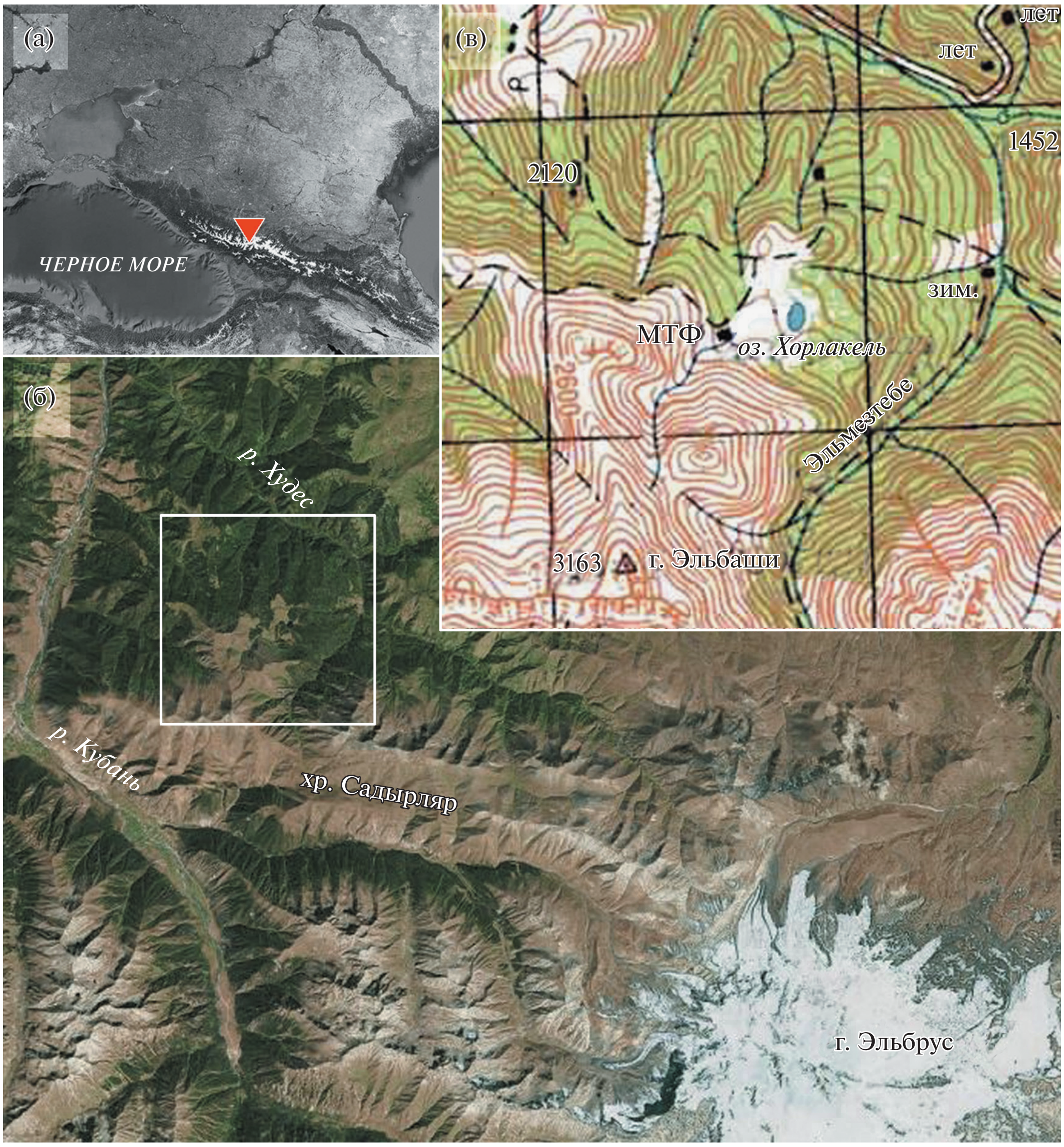


Рис. 1. Расположение района работ. (а) – обзорная схема Кавказа и окрестностей; (б) – северо-западное Приэльбрусье; (в) – район исследований.

Fig. 1. Location of the studied area. (а)– overview scheme of the Caucasus and its surroundings; (б) – north-western Elbrus region; (в) – research area.

тия к северу, входящих в состав Северо-Кавказского краевого массива. Передовой хребет, на северном фланге которого лежит котловина оз. Хорлакель, представляет собой клиновидный горст, ограниченный на севере кулисообразными взбросовыми сегментами Северного разлома. Ломаные очертания Северного разлома в плане связаны с влиянием диагональных складчато-разрывных зон и разломов. Перепад высот между Передовым хребтом, представляющим собой субширотный выступ, поднятый до 3700 м над у. м., и структурами Малкинского поднятия составляет 300–400 м (Письменный и др., 2004).

Четвертичные отложения представлены голоценовыми и нерасчлененными поздне-неоплейстоценовыми-голоценовыми отложениями, преимущественно склонового (коллювиальными, делювиальными, солифлюкционными), отчасти флювиального (аллювиальными) и ледникового (моренными) происхождения мощностью от первых метров до максимально 100 м в моренах. Значительная часть территории, в приосевых участках хребтов с высотами свыше 2.5 тыс. м лишена сплошного покрова рыхлых отложений.

Рельеф территории преимущественно денудационный (склоны комплексной денудации, эрозионные, гравитационные, экзарационные) с небольшой долей аккумулятивных форм в нижних частях склонов и днищах долин.

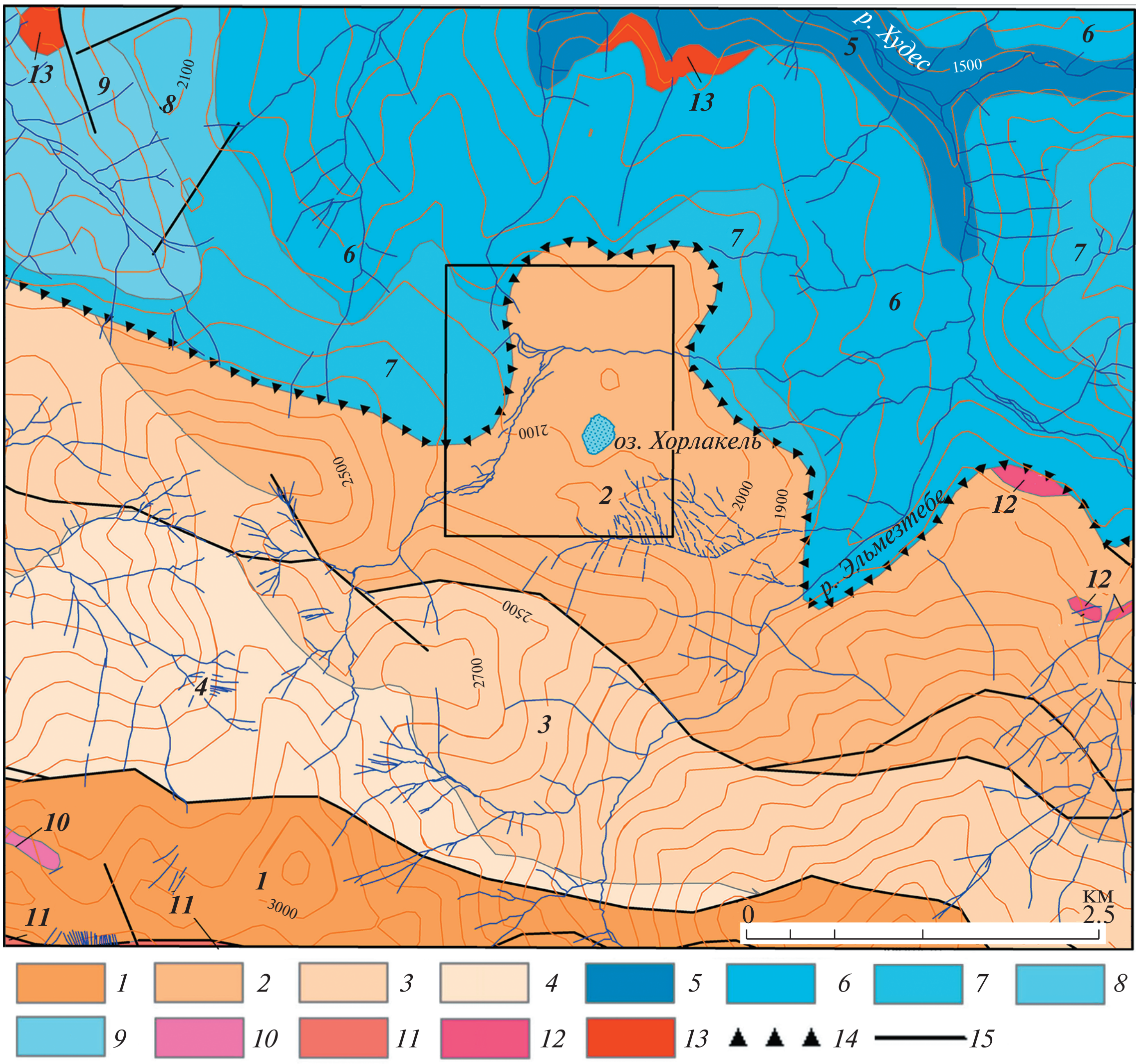


Рис. 2. Схема дочетвертичных образований (Письменный и др., 2004). *1* – даутская свита ($D_{1-2}dt$), эффузивы базальтового и основного состава; *2* – кызылкольская свита ($D_{1-2}kz$), лавы основного и среднего состава с горизонтами спилитов и прослоями яшм, конглобрекчий, алевролитов, сланцев; *3* – эльмезтюбинская свита (D_2el), кремнистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, туффитф, туфобрекчии, песчаники; *4* – картджюрская свита ($D_{2-3}kr$), песчаники с прослоями аргиллитов, алевролитов и конгломератов; *хумаринская свита: 5* – нижняя подсвита (J_1hm_1), конгломератобрекчии, глинисто-алевритовые сланцы, песчаники, *6* – средняя подсвита (J_1hm_2) переслаивание аргиллитов, песчаников и углей, *7* – верхняя подсвита (J_1hm_3), песчаники; *8* – шоанская свита ($J_1\check{s}n$), туфобрекчии, туфы, туффиты, лавы, лавобрекчии; *9* – джигиатская свита ($J_{1-2}d\check{z}$), аргиллиты, песчаники, алевролиты; *10–13* – интрузивные образования; *разрывные нарушения: 14* – главные (надвиги), *15* – второстепенные (с неустановленной кинематикой).

Fig. 2. Sketch-map of pre-quaternary formations (Pis'mennyi et al., 2004). *1* – Daut formation (D_{1-2}dt), effusions of basalt and basic composition; *2* – Kyzylkol formation (D_{1-2}kz), lavas of the main and of medium composition with horizons of spilites and interlayers of jasper, conglobreccia, siltstone, shale; *3* – Elmeztyubinsk formation (D_2el), siliceous shales, siltstone, mudstone, tuffite, tufobreccia, sandstones; *4* – Kartdzhyur formation (D_{2-3}kr), sandstones with interlayers of mudstone, siltstone and conglomerates; *Khumara formation: 5* – lower sub-formation (J1hm1), conglomerate-breccias, clay–siltstone shales, sandstones, *6* – middle sub-formation (J_1hm2) interlayer of mudstones, sandstones and coals, *7* – upper sub-formation (J_1hm3), sandstones; *8* – Shoan formation (J_1shn), tuff breccias, tuffs, tuffites, lavas, lavobreccias; *9* – the Dzhigiat formation (J_{1-2}dž), mudstones, sandstones, siltstones; *10–13* – intrusive formations; *faults: 14* – main (thrusts), *15* – secondary (with unidentified kinematics).

2.3. Новейшая тектоника и сейсмичность

В неотектоническом отношении Северо-Кавказский краевой массив, в пределах которого расположено оз. Хорлакель, характеризуется развитием зон концентрации деформаций сжатия, сдвига и растяжения (Расцветаев, 1987). Это проявляется в формировании субширотных зон сжатия и диагональных сдвиговых деформаций, сопровождаемых зонами растяжения. Новейшее поле напряжений реализуется в активизации ши-

Таблица 1. Сильные землетрясения в районе Приэльбрусья (по данным Рогожина и др. (2014)), с уточнением возраста на основе применения калибровочной кривой радиоуглеродных дат (Reimer et al., 2020)
Table 1. Strong earthquakes in the Elbrus region (according to Rogozhin et al. (2014)), with age clarification based on the application of the calibration curve of radiocarbon dates (Reimer et al., 2020)

Событие	Возраст ^{14}C, л. н.	Возраст, кал. л. н.				
		максимальный		минимальный		Наиболее вероятный (Мода)
		1σ	2σ	1σ	2σ	
I	6390 ± 60	7339	7425	7259	7245	7325
II	5560 ± 60	6395	6455	6300	6276	6390
III	3850 ± 60	4301	4418	4224	4137	4240
IV	2900 ± 90	3167	3256	2928	2844	3050
V	2290 ± 100	2369	2517	2146	2046	2340
VI	1650 ± 50	1589	1622	1512	1405	1530
VII	370 ± 200	553	571	266	1	410

ротных и диагональных разломов с взбросо-надвиговой и право- и левосдвиговой кинематикой соответственно.

Выявление крупнейших активных разломов, определяющих сейсмичность, и, как следствие, активизацию экзогенных процессов, в районе расположения оз. Хорлакель дискуссионно. В интерпретации В.Г. Трифонова и др. (База данных..., 2018; Бачманов и др., 2018) (рис. 3) главная роль принадлежит активным разломам СЗ простирания (1–3). В том числе разлом право-сдвиговой кинематики (1) расположен в 3.5 км к СВ от оз. Хорлакель. Его кулисообразно расположенные сегменты определяют ориентировку долин рр. Худес и Чучкир. По данным Е.А. Рогожина и соавт. (2014) к главнейшим активным структурам относятся субширотные разломы и, прежде всего, Тырныауз-Пшекишская шовная зона, расположенная в 5 км к югу от оз. Хорлакель (4), и сопряженные с ней разломы (6). Диагональные разломы СЗ простирания (5, 7) играют второстепенную роль. Голоценовая активность выделенных структур проявляется в сильной сейсмичности, выражением которой в рельефе является комплекс деформаций, сочетающих систему сейсморазрывов (рис. 3) и комплекс вторичных сейсмогравитационных (обвально-оползневых) и сейсмовибрационных образований (Rogozhin et al., 2002, Рогожин и др., 2008). Возраст, величина и количество сейсмогенных проявлений в Приэльбрусье свидетельствуют о не менее чем 7 землетрясениях с магнитудой M = 6.5–7, произошедших за последние 7 тыс. л. (Рогожин и др., 2008). Уточнение их возраста с использованием радиоуглеродной калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020) позволяет определить наиболее вероятные временные диапазоны сейсмических событий (табл. 1).

Ближайшие к району исследований активные разломы расположены в 6–7 км к ЮЮВ от оз. Хорлакель (рис. 3). Сейсморазрывы Чемарткольского разлома выражены в рельефе уступами высотой до 1–1.2 м, общей протяженностью ≈5 км (Рогожин и др., 2014). Они несут следы II и IV событий (табл. 1), амплитуды смещений во время которых (50 и 30 см соответственно) определяют M = 6.6–6.3. Сейсмогенные смещения Кюкюртлинского разлома, относящиеся к VI событию, достигают 2 м, что соответствует M = 7.0–7.5 (Wells, Coppersmith, 1994). Очевидно, что события такой силы, очаги которых располагались в непосредственной близости от района исследований, должны были породить здесь сотрясения 8–10 баллов. Следы I, III, V и VII событий обнаружены к востоку от г. Эльбрус, на расстоянии 30–50 км, поэтому эффект от этих землетрясений в районе исследований может быть менее выражен.

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

3.1. Геолого-геоморфологические обследования бассейна оз. Хорлакель

Анализ геолого-геоморфологической ситуации опирался на применение методов дистанционного зондирования для установления признаков эндо- и экзодинамической активности территории (морфотектонический и экзодинамический анализ) и полевых исследований. Для дешифрирования использовались космические снимки среднего и высокого разрешения (Landsat ETM+, GeoEye), полученные с помощью открытого сервиса SAS.Planet (http://www.sasgis.org/sasplaneta/), а также данные цифровой модели местности на базе данных SRTM (https://srtm.csi.cgiar.org/srtmdata/). Полевые работы включали: маршрутные обследования, шурфовку, бурение ручным буром Eijkelkamp с описанием разрезов рыхлых отложе-

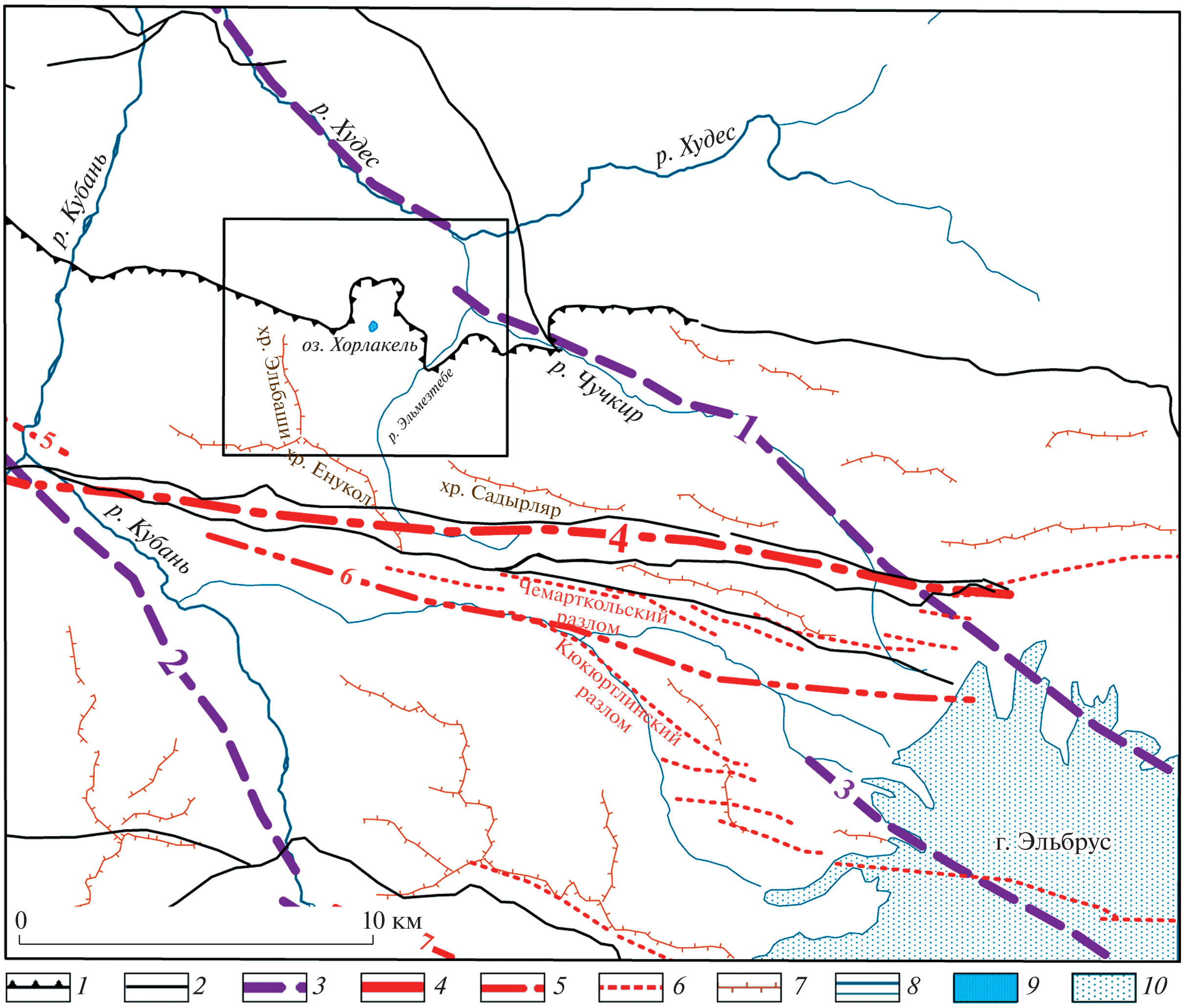


Рис. 3. Структурно-тектоническая схема района исследований. *Главные разломы* (Письменный и др., 2004): *1* – надвиги, *2* – с неопределенной кинематикой; *активные разломы: 3* – главные по (Бачманов и др., 2018), *4* – главные по (Рогожин и др., 2014), *5* – второстепенные по (Рогожин и др., 2014), *6* – разрывы сейсмотектонические (Rogozhin et al., 2002; Рогожин и др., 2014); *прочие обозначения: 7* – гребни горных хребтов; *8* – реки и ручьи; *9* – оз. Хорлакель; *10* – ледники г. Эльбрус.

Fig. 3. Structural and tectonic scheme of the research area. *Main faults* (Pis'mennyi et al., 2004): *1* – thrusts, *2* – with uncertain kinematics; *active faults: 3* – main by (Bachmanov et al., 2018), *4* – main by (Rogozhin et al., 2014), *5* – secondary by (Rogozhin et al., 2014), *6* – seismotectonic ruptures (Rogozhin et al., 2004; Rogozhin et al., 2014); *other symbols: 7* – crests of mountain ranges; *8* – rivers and streams; *9* – Lake Khorlakel; *10* – glaciers of Elbrus.

ний и отбором образцов для радиоуглеродного датирования, дистанционную съемку беспилотным летательным аппаратом DJI Mavic Pro в надир с перекрытием 60% для построения ЦМР. В результате была создана ЦМР территории с использованием программного продукта Agisoft Photoscan Standart Edition и составлены геоморфологические карты и схемы на основе использования программ MapInfo и Global Mapper. Образцы отложений были проанализированы в Научной лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле СПбГУ (5 образцов ^{14}C) и ЦКП Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН и Центра прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США) (2 образца ^{14}C AMS).

3.2. Отбор и анализ донных отложений оз. Хорлакель

Отбор донного осадка проведен с помощью поршневого бура ударного типа (конструкция Атле Несье, Норвегия; Nesje, 1992) с платформы, установленной на надувном катамаране. По состоянию на лето 2017 г. средняя глубина озера составила 3.8 м. Бурение проводилось в центральной и наиболее глубокой части озера на глубине 8 м. Получены перекрывающиеся керны общей длиной около 4 м: HOR1 – на максимальную глубину забоя, HOR2 – от границы вода-осадок.

Для кернов HOR1 и HOR2 в Лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН был проведен ряд седиментационных анализов. Образцы для определения магнитной восприимчивости осадка, содержания влаги, массовых потерь при прокаливании (550 и 950°С) и гранулометрического состава были отобраны непрерывно с шагом 2 см.

Совмещение двух кернов для создания единой хронологии на основе визуального анализа литостратиграфических особенностей оказалось невозможным, поскольку керн HOR2 и верхняя часть керна HOR1 сложены однородным сапропелем. Для совмещения двух кернов были использованы результаты анализа на массовые потери при прокаливании (550°С), что позволило на основе выделения характерных пиков в обеих кривых установить превышение керна HOR2 относительно керна HOR1 в 95 см.

В итоге была создана уточненная единая возрастная модель осадконакопления в озере, характеризующая период от 8000 до 500 л. н.

Датирование осадка было проведено в ЦКП Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН и Центра прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). Для керна HOR1 были получены 12 датировок радиоуглеродным методом, для керна HOR2 – 5. Материал для датирования отбирался равномерно из горизонтов сапропеля и глин. Для датирования использовались массовые образцы для определения общего органического углерода (TOC).

Построение возрастной модели было произведено с помощью алгоритма Bacon (Blaauw et al., 2011) для программной среды R. Для построения возрастной модели с помощью Bacon была использована калибровочная кривая IntCal20 (Reimer et al., 2020).

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Морфотектоника и развитие гравитационных форм рельефа

Основные морфологические черты тектонической ступени, на которой расположено оз. Хорлакель, включают: А. Внешние части: 1) склоны отрогов хр. Эльбаши по южному (субширотный) и западному (субмеридиональный) обрамлению ступени; 2) склоны долин рр. Эльмезтебе и Худес по восточному и северному обрамлению; Б. Внутренние части: 3) южная часть ступени – холмисто-западинная зона, субширотно обрамляющая южный отрог хр. Эльбаши; 4) средняя часть ступени – плоско-наклонная равнина, занятая пролювиальным конусом по восточной периферии и котловиной озера по западной периферии; 5) холмисто-седловинная гряда северо-восточного простирания по северному обрамлению бассейна ручья; 6) северная часть ступени – полого-наклонная террасовидная поверхность, резко обрывающаяся к долине р. Худес.

Анализ материалов дистанционного зондирования (космических снимков среднего и высокого разрешения и среднемасштабной ЦМР, созданной на основе данных SRTM) позволил выделить сеть морфологически выраженных линеаментов и сопоставить их с основными чертами рельефа, тектонического строения и проявлениями экзогенеза (рис. 4). Более распространенными, выразительными и, очевидно, более тектонически активными, являются структуры СЗ простирания. Серия параллельных морфолинеаментов определяют ступенчатый облик северного макросклона Передового хребта, отделяя возвышенную часть хребта Эльбаши (2800–3100 м над у. м.) от двух нижележащих, расположенных к СВ ступеней, с высотами 2600–2700 м над у. м. и 2000–2200 м (с оз. Хорлакель). Морфолинеаменты этого направления, кулисно подставляющими друг друга сегментами по долинам верхнего течения руч. Чучкур и р. Худес, совпадают с зоной активного разлома правосдвиговой кинематики, прослеживающегося к ЮВ до северного ограничения массива вулкана Эльбрус (рис. 3) (Бачманов и др., 2018). Генеральное ЗСЗ направление активных тектонических структур контролирует тыловой шов субгоризонтальной ступени, на которой расположена котловина оз. Хорлакель и, соответственно, подножье склона Передового хребта. Морфолинеаменты, несколькими сближенными параллельными ветвями рассекающие северные отроги хр. Садырляр, проявляются здесь максимальным для всей территории, развитием гравитационных процессов, которые прослеживаются к востоку от руч. Эмезтебе до руч. Кильянсу (рис. 4). Второстепенное СВ направление проявляется, главным образом, в ориентированных фрагментах эрозионных форм – участков русел ручьев и рек и склонов долин. С другой стороны, достаточно выражен и контроль гравитационных образований – линейной формы стенок срыва, цепочек оползней, “нанизанных” на морфолинеаменты.

Расположение крупных гравитационных образований на территории исследований обусловлено в подавляющей степени структурно-тектоническими факторами (рис. 4): а) приуроченностью блоковых оползней к фронту Северного взбросонадвига; б) локализацией в линейной зоне, контролируемой крупным ЗСЗ морфолинеаментом вдоль тылового шва Хорлакельской ступени; в) локальными ограничениями и формой отдель-

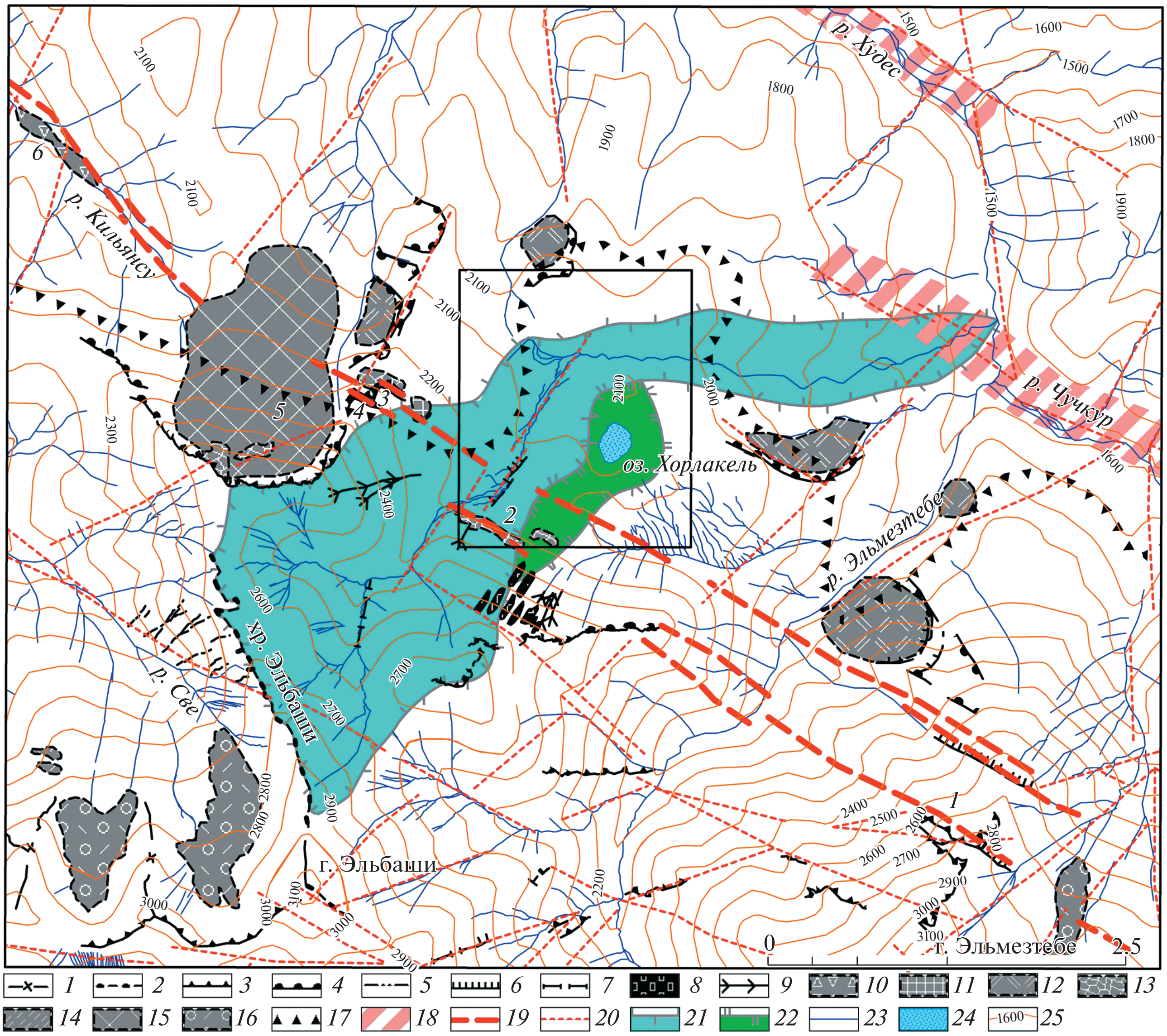


Рис. 4. Фрагмент схемы дешифрирования космических снимков с характерными формами рельефа, отражающими структурные и динамические признаки. *Водоразделы разных порядков, гребни. Симметричные: 1* – резкие, *2* – округлые; *асимметричные: 3* – резкие, *4* – округлые; 5 – открытые трещины; *линейные элементы рельефа: 6* – бровки террас, выпуклые перегибы склонов, *7* – тыловые швы террас, подножья и вогнутые перегибы склонов; *8* – скальные гряды структурно-тектонические; *9* – пролювиально-селевые врезы; *10* – пролювиально-селевая терраса; *11* – блоковые оползни; *12* – аккумулятивные образования неясного генезиса, потенциально оползневые; *13* – оползни блоковые дезинтегрированные; *14* – оползни-сплывы; *15* – крупный нерасчлененный гравитационный аккумулятивный массив (обвально-оползневой); *16* – ледниковые отложения (моренные гряды и холмы в днищах долин); *17* – Северный взбросо-надвиг – ограничение структур Передового (Бокового) хребта; *18* – зона активного разлома (Бачманов и др., 2018); *морфолинеаменты, маркирующие потенциально сейсмогенные зоны: 19* – главные, *20* – второстепенные; *водосборные площади: 21* – граница современного водосбора ручья, *22* – граница современного водосбора озера; *элементы гидрографической сети: 23* – водотоки, *24* – оз. Хорлакель; *25* – изогипсы (по данным SRTM). В рамке – участок дистанционной (БПЛА) съемки бассейна оз. Хорлакель.

Fig. 4. Fragment of the scheme of satellite images interpretation with characteristic relief forms reflecting structural and dynamic features. *Watersheds of different orders, ridges. Symmetrical: 1* – sharp, *2* – rounded; *asymmetrical: 3* – sharp, *4* – rounded; *5* – open cracks; *linear topographic elements: 6* – edges of terraces, convex bends of slopes, *7* – linear rear seams of terraces, foothills and concave bends of slopes; *8* – structural-tectonic rock ridges; *9* – proluvial-mudflow incisions; *10* – proluvial-mudflow terrace; *11* – block landslides; *12* – accumulative formations of unclear genesis, potentially landslide; *13* – disintegrated block landslides; *14* – landslides-splashes; *15* – large undifferentiated gravitational accumulative array (landslide); *16* – glacial deposits (moraine ridges and hills in the bottoms of valleys); *17* – Northern thrust – border of the structures of the Peredovoi (Bokovoi) ridge; *18* – active fault zone (Bachmanov et al., 2018); *morpholineaments, marking potentially seismogenic zones: 19* – main, *20* – secondary; *catchment areas: 21* – border of the modern catchment of the stream, *22* – the border of the modern lake catchment area; *elements of the hydrographic network: 23* – watercourses, *24* – Lake Khorlakel; *25* – isohypses (according to SRTM). Framed is a section of remote (UAV) survey of the Lake Khorlakel basin.

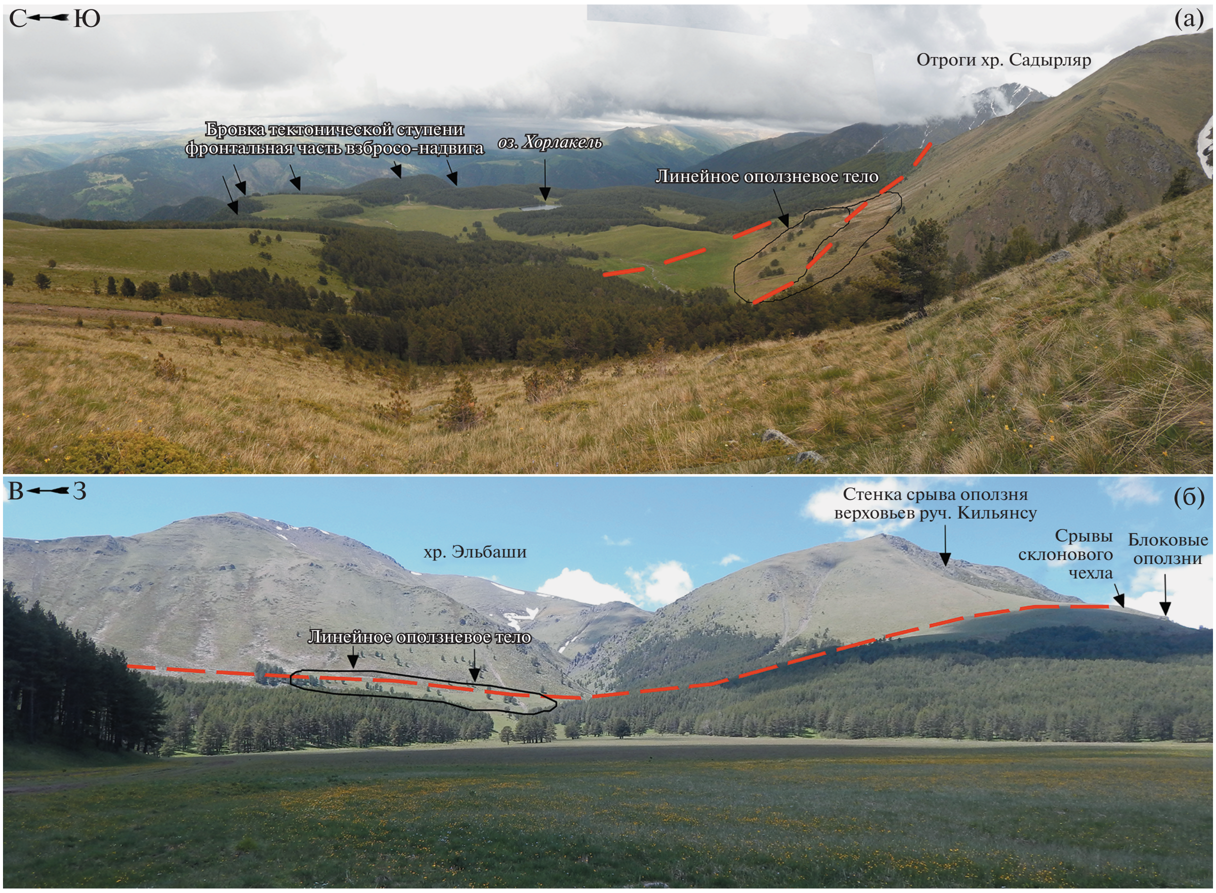


Рис. 5. Вид с запада на тектоническую ступень и котловину оз. Хорлакель (а) и с севера на тыловую часть тектонической ступени и отроги хр. Эльбаши (б). Красная пунктирная линия – зона морфолинеамента, предположительно активизированного разрывного нарушения.

Fig. 5. View from the west of the tectonic step and the basin of the Lake Khorlakel (a) and view from the north to the rear part of the tectonic step and the branches of the Elbashi ridge (б). The red dotted line is the lineament, presumably active fault.

ных гравитационных проявлений или их групп поперечными и диагональными разрывами.

Приуроченность достаточно крупных (от 300 м до 1–1.5 км в поперечнике) оползней к фронту Северного взбросо-надвига, по-видимому, связано с совместным действием тектонического и литологического факторов – ослабленной приразломной зоны и залегания девонских, преимущественно вулканогенно-осадочных массивных образований, на юрских осадочных породах со значительной глинистой составляющей, в совокупности обеспечивающих механическую и гидрогеологическую неустойчивость массива.

Линейная ЗСЗ локализация разнообразных проявлений экзогенных процессов (рис. 4, 5, 6): обвалов (1) , поверхностных вязко-пластичных оползней (2), блоковых глубоких (>20–30 м) оползней (3), б), срывов чехла (4); крупного оползневого массива (6) с сопряженной пролювиально-селевой террасой (7) в верховьях р. Кильянсу связана с наиболее выдержанной по простиранию, развитой по ширине (до 600–700 м) и представленной несколькими параллельными сегментами структурой. Такая линейная группировка разнообразных экзогенных проявлений вдоль одной тектонической структуры позволяет предполагать ее современную активизацию. Отсутствие прямых признаков активного разлома не позволяет с достаточным основанием отнести ее к сейсмогенерирующим, однако, по совокупности косвенных данных ее можно классифицировать как пассивную, но локально усиливающую сейсмические сотрясения структуру (Несмеянов, 2004), играющую сейсмопроводящую или барьерную роль. Для оценки возраста возможной сейсмогенной активизации этой структуры на гребне водораздельного отрога была заложена канава поперек ступени в склоновом чехле (рис. 6).

В канаве, пересекающей уступ, вскрыты отложения склонового чехла, включающие три слоя (рис. 7): А – почвенно-растительный горизонт, суглинисто-щебнистый; Б – склоновый чехол, суглинок с большим количеством дресвы, щебня,

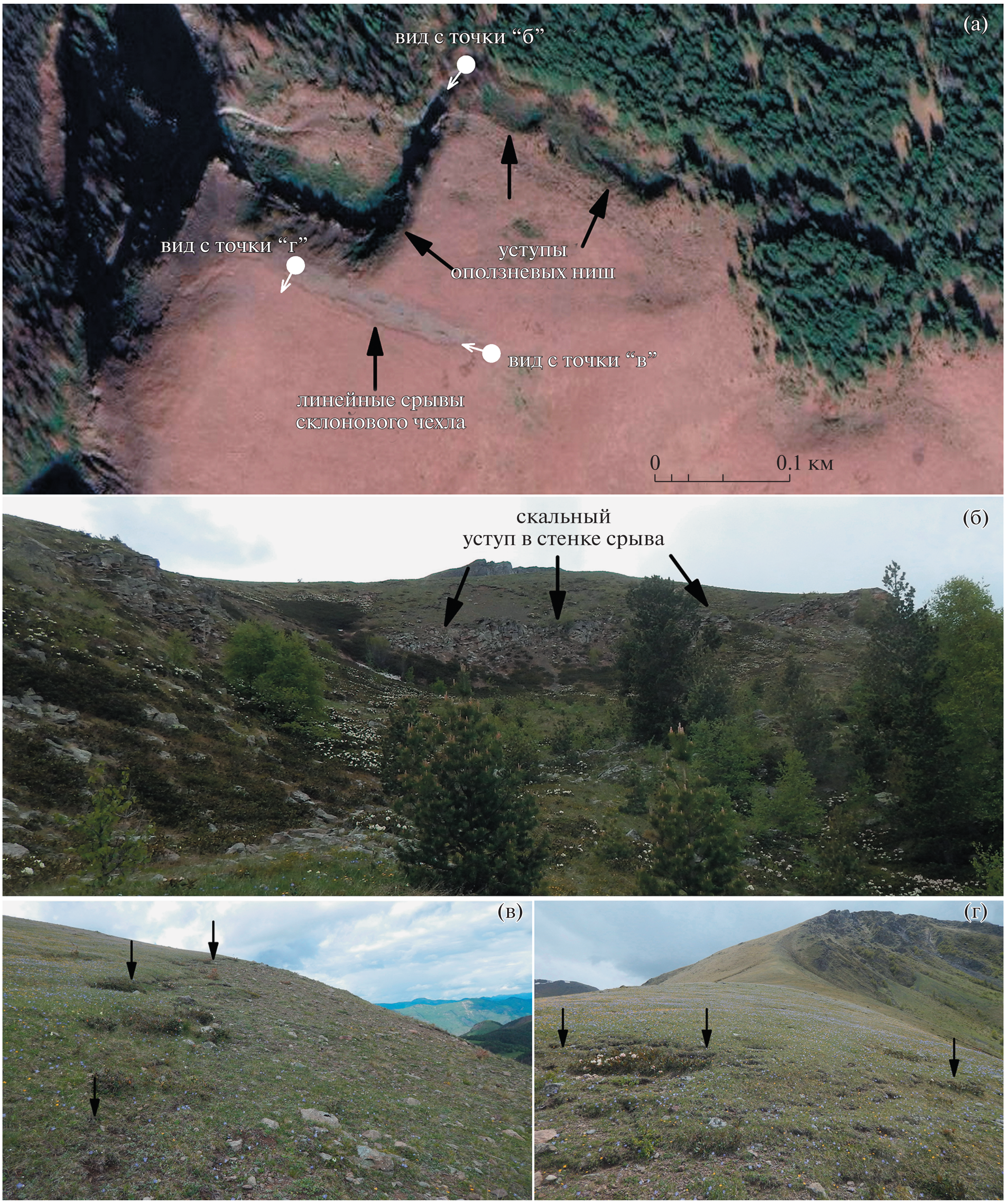


Рис. 6. Блоковые оползни и линейные срывы склонового чехла. (а) – космический снимок; (б) – вид на оползневую нишу; (в) – вид вдоль срыва склонового чехла; (г) – вид вкрест фронтальной части срыва склонового чехла, на заднем плане – стенка срыва оползня в верховьях долины р. Кильянсу.

Fig. 6. Block landslides and linear breakdowns of the slope cover. (а) – satellite image; (б) – view of the landslide niche; (в) – view along the break of the slope cover; (г) – view of the cross of the frontal part of the break of the slope cover, in the background – the wall of the collapse of the landslide in the upper reaches of the valley of the Kilyansu river.

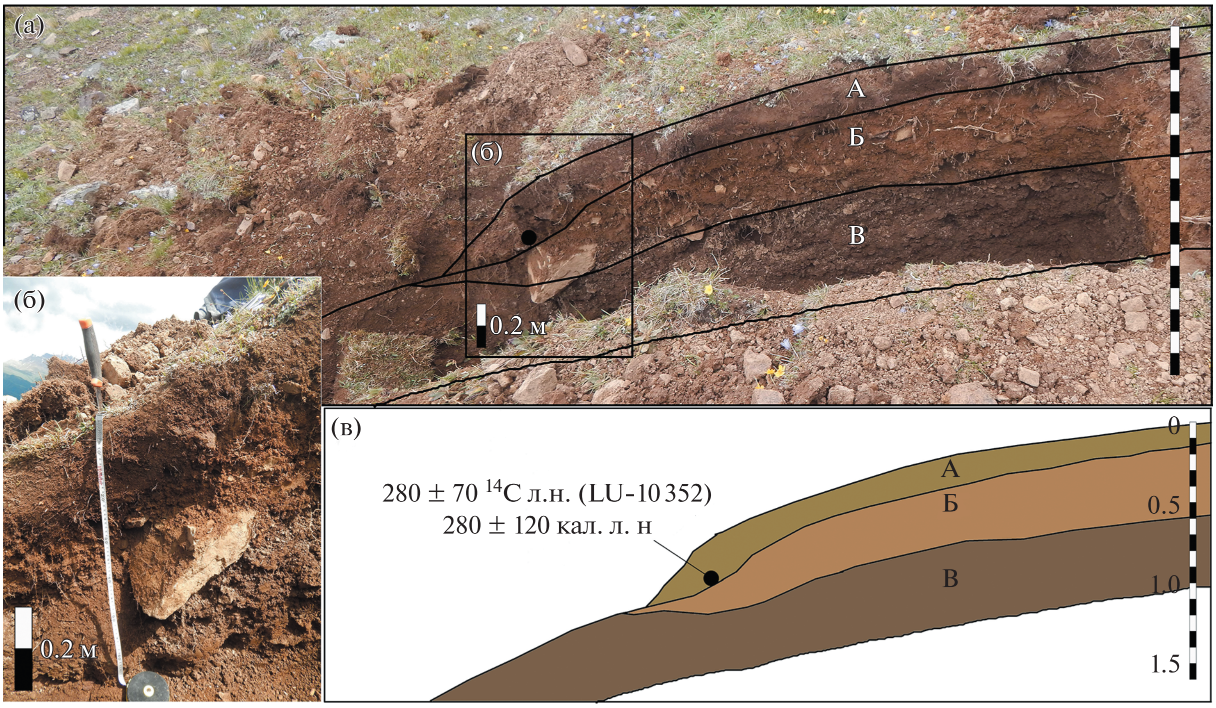


Рис. 7. Канава вкрест простирания линейной зоны срыва склонового чехла. (а) – общий вид канавы; (б) – участок отбора образца почвы; (в) – принципиальная схема разреза с датировкой образца, отобранного на границе почвы и склонового чехла (А – почвенно-растительный слой, Б – склоновый чехол, В – разборная скала).

Fig. 7. A trench across the stretch of the linear zone of failure in the slope cover. (а) – a general view of the ditch; (б) – a site for sampling soil; (в) – a schematic diagram of the section with dating of the sample taken at the boundary of soil and slope cover (А – soil and vegetation layer; Б – slope cover; В – collapsible rock).

мелких глыб; В – разборная скала, дресвянощебнистый горизонт с мелкими глыбами. В почвенном кармане на глубине 20–25 см отобран образец захороненной почвы (фрагменты гумусового горизонта с остатками растительности, перекрытые суглинком со щебнем), показавший возраст ^{14}C 280 ± 70 л. н. или в калиброванном исчислении 320 ± 120 кал. л. н. (LU-10352). Выдержанная прямолинейность и ориентировка зоны отсутствия почвенно-растительного покрова и дефлюкционного горизонта соответствуют простиранию стенки отрыва блокового оползня, расположенного в 50 м ниже по склону (рис. 5, (а)) и простиранию линейной зоны нарушений, свидетельствуя об их генетической связи. Механизм формирования срыва склонового чехла и захоронения части почвенного горизонта, по-видимому, связан с сейсмогенным встряхиванием и поверхностным оползанием в зоне линейного усиления сотрясений. Возможно, это событие является отражением сильного землетрясения, произошедшего в это же время к востоку от Эльбруса (Рогожин и др., 2014) (событие VII, табл. 1). Однако нельзя связывать серию блоковых оползней, расположенных ниже по склону от линейных срывов чехла и гравитационные образования в долине р. Кильянсу с этим событием. Судя по развитому почвенно-растительному покрову на их прибровочных частях и, отчасти, на стенках срывов, они значительно древнее последнего события. Но линейные валообразные оползни в центральной части территории вполне могут быть синхронными с этим землетрясением: механизм их образования (срывы склонового чехла) и невысокая интенсивность (VI+ баллов), требуемая для их активизации, представляются весьма схожими. Таким образом, в современном рельефе территории проявляются следы активизации экзогенных процессов, обусловленной последними из известных землетрясений.

4.2. Строение водосборов оз. Хорлакель и руч. Эльбаши и развитие флювиального рельефа

Современный водосбор оз. Хорлакель бессточный, площадью ≈0.6 км^2, вытянут в СВ направлении на ≈0.9 км при максимальной ширине ≈0.6 км. Основные питающие склоны расположены по западной периферии (ЮЮЗ – ЗСЗ), а к востоку озерная котловина отделена невысокой перемычкой от ложбины, обращенной к востоку в сторону руч. Эмезтебе. Бессточный водосбор оз. Хорлакель с западной стороны примыкает к бассейну безымянного ручья (далее – Эльбаши). Ручей Эльбаши является основной артерией, дренирующей тектоническую ступень, а строение

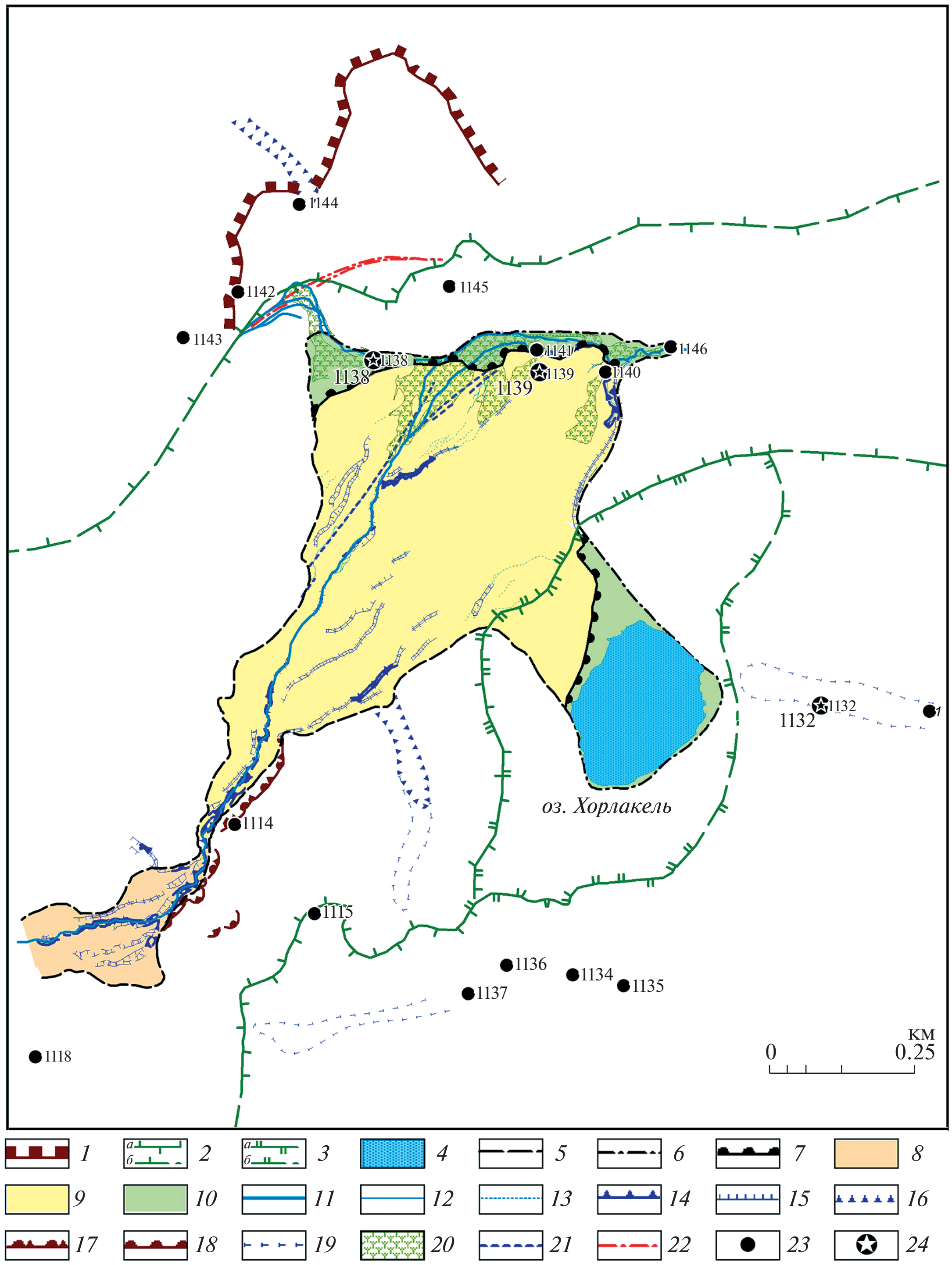


Рис. 8. Геоморфологическая схема водосбора оз. Хорлакель и прилегающей территории. *1* – бровка внешнего уступа тектонической ступени; *границы водосборов*: *2* – ручья (*а* – установленные по детальной ЦМР, *б* – условные, определенные по топокарте 1: 100 000), *3* – оз. Хорлакель (*а* – установленные по детальной ЦМР, *б* – условные, определенные по топокарте 1: 100 000); *4* – оз. Хорлакель; *границы пролювиального шлейфа*: *5* – фланговые ограничения, *6* – дистальные ограничения, *7* – фронтальная граница шлейфа последней генерации; *зоны пролювиального шлейфа*: *8* – транзитно-аккумулятивная терраса, *9* – аккумулятивный конус выноса, *10* – эрозионно-аккумулятивные террасы; *формы и элементы форм рельефа*: *11* – основное русло ручья, *12* – временные русла; *13* – потяжины стока; *эрозионные уступы: 14* – хорошо выраженные, *15* – слабо выраженные, *16* – бровки неактивных эрозионных уступов, *17* – эрозионно-пролювиальные уступы, *18* – оползневые уступы; *19* – границы неактивных ложбин стока; *20* – заболоченные участки; *линеаменты: 21* – линейные элементы гидросети на конусе выноса, *22* – дуговые ложбины на склоне внешней гряды; *23* – точки наблюдений; *24* – скважины.

Таблица 2. Параметры участков водосбора руч. Эльбаши
Table 2. Parameters of the different reaches of the Elbashi creek catchment

Морфометрические параметры	Участок 1 (верхний)	Участок 2 (средний)	Участок 3 (нижний)
Протяженность, км	2.7	1.1	2.6
Площадь, км^2	3.77	0.75	1.2
Ширина (максимальная), км	2.2	0.8	0.6
Глубина расчленения, м	700	100	60
Средний уклон русла, м/км (‰)	344	126	165

его водосбора – ключом к пониманию развития рельефа территории. Водосбор ручья имеет общую площадь ≈5.7 км^2 и четко подразделяется на три морфологически различных участка (табл. 2).

По совокупности признаков верхний участок можно охарактеризовать как денудационный (эрозионный), средний как транзитно-аккумулятивный, а нижний – транзитный. Характерной особенностью, как среднего, так и нижнего участков, является отсутствие притоков, что служит показателем их относительной молодости. В пользу этого предположения свидетельствуют морфологические признаки близлежащих долин ручьев: западное и южное обрамления тектонической ступени проработаны верховьями значительно более развитых, глубоко врезанных и разветвленных долин притоков р. Худес и р. Эмезтебе (рис. 4). Достаточно аномальным представляется и субширотный отрезок долины руч. Эльбаши на участке пересечения тектонической ступени. Если дополнить эти особенности наличием нескольких, в настоящее время неактивных эрозионных врезов и ложбин стока, направленных как на восток, так и на север (рис. 7), то представляется очевидным, что на территории имеются явные признаки перестроек речной сети.

Центральную часть тектонической ступени занимает конус выноса, сформированный наносами, которые вынесены с водосбора руч. Эльбаши (рис. 8, 9). По ЦМР, построенной на основе съемки с БПЛА, конус имеет симметричную в плане форму, прямой продольный профиль и выпуклый поперечный (рис. 9, (б)). Площадь конуса $S \approx$ ≈ 0.3 км, протяженность $L \approx 1.1$ км, а максимальная ширина $B_{\max} \approx 0.7$ км. Практически по всему периметру, за исключением восточной части, обращенной к котловине оз. Хорлакель, развитие конуса ограничено внешними склонами: с запада и востока – коренными, с севера и юга аккумулятивными. Вероятно, с этим локальным упором связана некоторая асимметрия поперечного профиля (рис. 9, (б)), в которой проявляется налегание конуса в его верхней и нижней частях на восточные склоны и перекос поверхности к западу. В центральной части аккумулятивный шлейф свободно распространяется по поверхности тектонической ступени, что позволяет оценить мощность отложений конуса в 7–8 м (рис. 9, (б)). Судя по прямолинейному продольному профилю, близкие величины можно ожидать на всем протяжении конуса выноса.

По северной и северо-восточной периферии конуса выноса (рис. 10) сформированы эрозионная и эрозионно-аккумулятивная террасы, возникшие в результате перемыва поверхности конуса и переотложения продуктов размыва ниже фронтальной части. Эрозионная терраса неравномерной ширины (от 10 до 120 м) тянется вдоль северного склона котловины (рис. 8) и в восточном замыкании прорезается руслом руч. Эльбаши на глубину ≈1 м (рис. 10). Эрозионная терраса склонами русла ручья сопрягается с нижележащей эрозионно-аккумулятивной террасой, расположенной на ≈2–3 м ниже (рис. 9). Эрозионно-аккумулятивная терраса к востоку выклинивается, а долина руч. Эльбаши становится в поперечном сечении V-образной со слабой асимметрией бортов крутизной 35–40° (левый, северный) и 40–50° (правый, южный) и узким (1–2 м) днищем. Днище на всю ширину занято ступенчатым,

⟵

Fig. 8. Geomorphological scheme of the Lake Khorlakel catchment area and the adjacent territory. *1* – the edge of the outer edge of the tectonic step; *the boundaries of catchments: 2* – streams *(a* – determined by a detailed DEM, *б* – conditional, defined by a topography map 1: 100000); *3* – of the Lake Khorlakel (*a* – established by a detailed DEM, *б* – conditional, defined by a topography map 1 : 100000); *4* – the Lake Khorlakel; *boundaries of the proluvial fan: 5* – flanking limitations, *6* – distal limitations, *7* – frontal boundary of the last generation fan; *zones of the proluvial fan: 8* – transit-accumulative terrace, *9* – accumulative outflow cone, *10* – erosive-accumulative terraces; *forms and elements of relief forms: 11* – the main streambed, *12* – temporary channels, *13* – runoff streams; *erosive scarps: 14* – well-defined, *15* – weakly expressed, *16* – edges of inactive erosive scarps, *17* – erosive-proluvial scarps, *18* – landslide scarps, *19* – boundaries of inactive runoff hollows; *20* – swampy areas; *lineaments: 21* – linear elements of the hydrography network on the cone, *22* – arc hollows on the slope of the outer ridge; *23* – observation points; *24* – boreholes.

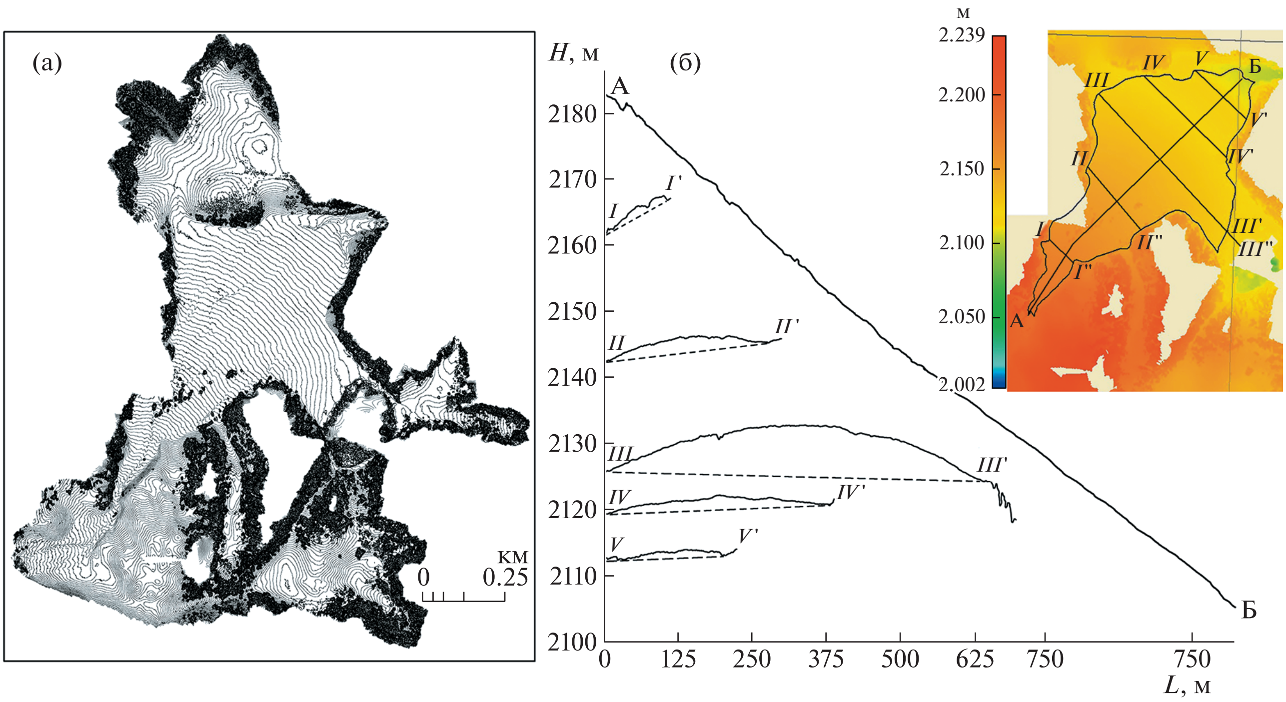


Рис. 9. Цифровая модель рельефа территории по результатам съемки БПЛА (только для незалесенных участков): (а) – схема с сечением горизонталей 1 м, (б) – поперечные и продольный профили через конус выноса.

Fig. 9. Digital elevation model of the territory based on the results of the UAV survey (only for areas without forest): (a) – sketch-map with contour interval of 1 m, (б) – transverse and longitudinal profiles through the proluvial cone.

порожистым, местами водопадным (до 1–1.2 м) руслом со скальными раздробленными выходами в подножьях склонов, поднимающихся до высоты 5–7 м над урезом.

Исходя из морфологии дистальной части конуса, соотношению уровней террасовидных поверхностей и сочленяющих их склонов, можно сделать несколько выводов:

1) пролювиальный конус по северной периферии причленяется к остаткам более древней поверхности, высота которой была на ≈1 м выше и одна часть которой (западная) ныне представлена в виде эрозионной террасы с современной переработкой руч. Эльбаши и временными водотоками, а другая (восточная) сохранилась в виде эрозионно-денудационного сегмента;

2) уже после формирования пролювиального конуса произошло врезание руч. Эльбаши на глубину 2–4 м с формированием эрозионно-аккумулятивной поверхности (террасы);

3) долина руч. Эльбаши на выходе из границ тектонической ступени, на которой расположено оз. Хорлакель, имеет эрозионно-тектонический характер и образована за счет интенсивного врезания в раздробленный скальный субстрат.

Бурение в дистальной части пролювиального конуса и в ложбине стока к востоку от оз. Хорлакель (рис. 8, скважины 1139 и 1132 соответственно) показало значительную неоднородность строения пролювиального шлейфа, свидетельствующую о резких изменениях режима осадконакопления (рис. 11).

Две скважины были пробурены в дистальной части пролювиального конуса выноса. Одна из них (1138) расположена на северном обрамлении конуса в пределах эрозионной террасы, вторая (1139) расположена гипсометрически ниже на 6–7 м и на ≈300 м ближе к СВ замыканию конуса (рис. 8).

Сопоставление этих двух колонок позволяет, с учетом полученных инструментальных данных о возрасте отложений (рис. 11, табл. 3), восстановить последовательность осадконакопления в пределах дистальной части пролювиального конуса выноса:

1) отложение пролювиальных осадков ≈5.5 тыс. л. н.;

2) озерное осадконакопление, в первой фазе мелководное с неустановившимся режимом и привносом грубого материала, во второй фазе – в спокойном, относительно глубоком бассейне;

3) отложение пролювиальных осадков в первой фазе грубообломочных, во второй (начиная с 930–730 л. н.) – глинистых, перемешанных с органикой;

4) заболачивание поверхности, накопление торфа (начиная с 650–570 л. н.).

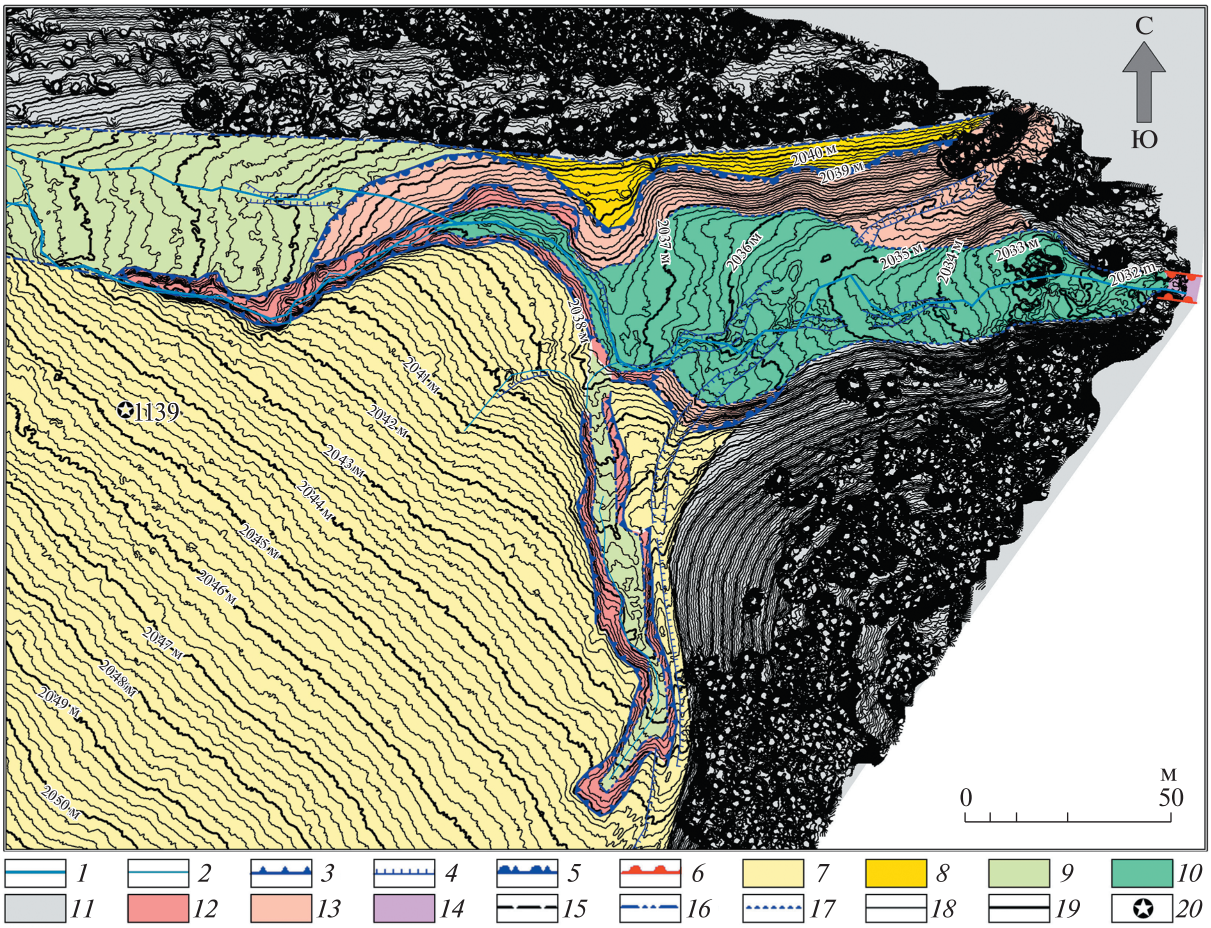


Рис. 10. Дистальная часть конуса выноса. *Элементы гидрографической сети: 1* — русло ручья, *2* — русла временных водотоков; *бровки уступов*: *3* — эрозионных основных, *4* — второстепенных, *5* — эрозионно-денудационных, *6* — эрозионно-тектонических; *террасовидные поверхности*: *7* — пролювиального конуса выноса, *8* — сегмент с реликтовой эрозионно-денудационной переработкой, *9* — эрозионная терраса с современной переработкой, *10* — эрозионно-аккумулятивная терраса; *склоны*: *11* — внешние коренные, *12* — современные эрозионные, *13* — эрозионно-денудационные, *14* — эрозионно-тектонические; *границы: 15* — конуса выноса, *16* — эрозионной террасы, *17* — эрозионно-аккумулятивной террасы; *изогипсы: 18* — через 0.2 м, *19* — через 1 м; *20* — устье скважины.

Fig. 10. The distal part of the alluvial fan: elements of the hydrographic network. *Elements of the hydrographic network: 1* — stream bed, 2 — beds of temporary streams; *edges of ledges: 3* — erosive main ones, *4* — secondary, *5* — erosion-denudation, *6* — erosion-tectonic; *terraced surfaces: 7* — proluvial alluvial fan, *8* — segment with relic erosion-denudation processing, *9* — erosional terrace with modern processing, *10* — erosion-accumulative terrace; *slopes: 11* — external indigenous, *12* — modern erosion, *13* — erosion-denudation, *14* — erosion-tectonic; *boundaries: 15* — alluvial fans, *16* — erosion terrace, *17* — erosion-accumulative terrace; *isohypses: 18* — after 0.2 m, *19* — after 1 m; *20* — boreholes.

Третья скважина (1132) находится в осевой части плоскодонной, пологой, заболоченной ложбины стока, расположенной к востоку от оз. Хорлакель (рис. 8) и отделенной от озера перемычкой, относительная высота которой над озером около 4–5 м, а над устьем скважины ≈6–7 м.

В этой части водосбора можно реконструировать 5 этапов осадконакопления:

1) отложение пролювиальных осадков, вероятно, перемытых отложений древнего озера;

2) бассейновое неорганическое осадконакопление, начиная с 8409–8340 кал. л. н.;

3) бассейновое органогенное осадконакопление, начиная с 2970–2650 кал. л. н.;

4) отложение пролювиальных осадков с остатками органики начиная с 930–730 кал. л. н.;

5) заболачивание поверхности, накопление торфа начиная с 650–570 кал. л. н.

Последовательность отложений во всех трех колонках включает несколько пролювиальных эпизодов, разделяемых периодами озерного (бассейнового) осадконакопления и завершаемых субаэральным торфонакоплением (рис. 11). Однако, если в первых двух случаях замкнутая котловина, в которой расположен пролювиальный

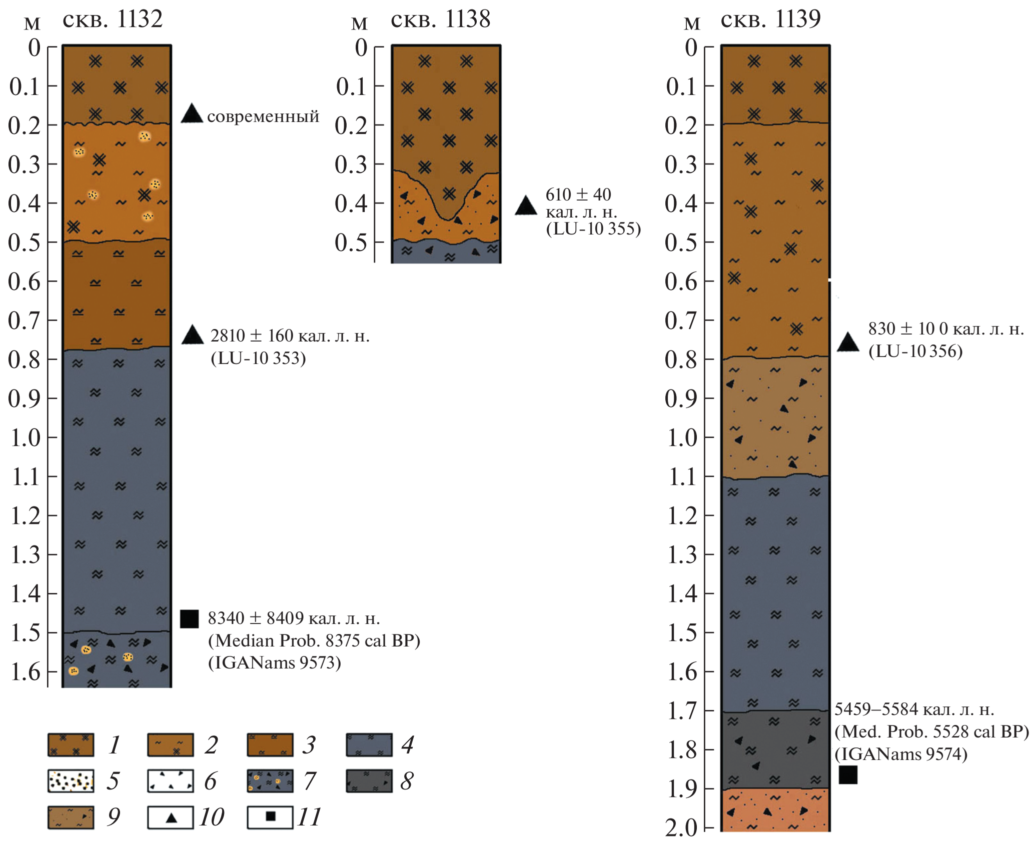


Рис. 11. Колонки скважин. *1* – торф; *2* – суглинок оторфованный; *3* – гиттия; *4* – глина; *5* – песок; *6* – дресва; *7* – глины, опесчаненные с дресвой; *8* – глины с дресвой; *9* – суглинки, опесчаненные с дресвой; *10* – образцы ^{14}C; *11* – образцы AMS.

Fig. 11. Boreholes sections. *1* – peat; *2* – loam detached; *3* – gittia; *4* – clay; *5* – sand; *6* – soil; *7* – clay desalinated with soil; *8* – clay with soil; *9* – loam desalinated with soil; *10* – samples ^{14}C; *11* – samples AMS.

шлейф, позволяет расположить древний водоем, то в случае пологой плоскодонной ложбины для расположения водоема нет подходящих условий: ложбина открыта на восток, где она постепенно переходит в долину одного из притоков руч. Эльмезтебе. С другой стороны, в этой ложбине нет и следов эрозии, она представляет собой заболоченный распадок с весьма плохо выраженными бортами крутизной 3–5° и плоско-волнисто-ступенчатым в продольном сечении днищем с четковидной в плане формой и в расширениях достигающим 30 м, с выходами подземных вод.

По-видимому, можно говорить о “псевдоозерном” осадконакоплении в результате сифонного перелива через перемычку, отделяющую оз. Хорлакель от ложбины стока. Наносы, поступающие в водоем, аналогичные по составу донным отложениям оз. Хорлакель, при повышении уровня в озере переливались со стоком воды в ложбину и переоткладывались в ней на участках выполаживания, представляющих собой нескольких пологих ступеней – “ванн”.

4.3. Осадконакопление в оз. Хорлакель

Керны вскрыты в Лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН. Осадок керна HOR1 длиной 252 см представлен переслаиванием темно-коричневого сапропеля с признаками слоистости и серых тонкослоистых глин. В верхней части, соответствующей перекрытию с керном HOR2, и в базальной части – сапропель. Керн HOR2 мощностью 118 см полностью представлен темно-коричневым желеобразным сапропелем.

Распределение возраста с глубиной на возрастной модели для керна HOR1, учитывающей все датировки (рис. 12, (а), табл. 4), неоднозначное. Для датировок 8312 и 7254 и для датировок 7256 и 7257 наблюдается незначительная инверсия. По всей вероятности, наиболее древняя датировка (IGAN 7264) на глубине 336–337 см, соответствующая возрасту ^{14}C 9450 лет, является искусственно удревненной, поскольку ее возраст превышает возраст датировки 7265 на 3500 радиоуглеродных лет при разнице всего в 6 см, эта дати-

Таблица 3. Возраст отложений в скважинах на конусе выноса и в ложбине стока по данным инструментального датирования
Table 3. Age of deposits in boreholes on the proluvial cone and in the runoff hollow according to instrumental dating

Номер точки	Лаб. номер	Описание образца	^{14}C, лет	Калиброванный возраст, кал. л. н.*
1130	LU-10352	Подошва почвы (карман), гл. 20–25 см	280 ± 70	320 ± 120
1132-2	LU-10353	Гиттия, гл. 0.5–0.77 м	2690 ± 120	2810 ± 160
1138	LU-10355	Торф (подошва), гл. 0.35–0.45 м	650 ± 60	610 ± 40
1139-2	LU-10356	Суглинок с торфом (подошва), гл. 0.7–0.8 м	910 ± 110	830 ± 100
1132-1	$IGAN_{AMS}$ – 9573	Глина, гл. 1.55 м	7555 ± 25	68.3 (1 σ) cal BP 8356–8390 1.000 95.4 (2 σ) cal BP 8340–8409 1.000 Median Probability: 8375
1139-1	$IGAN_{AMS}$ –9574	Глина, гл. 1.85 м	4770 ± 25	68.3 (1 σ) cal BP 5477–5487 0.123 5504–5539 0.486 5549–5579 0.391 95.4 (2 σ) cal BP 5469–5584 1.000 Median Probability: 5528

Примечание. * – образцы LU калиброваны с использованием калибровочной программы “OxCal 4.4.4” (калибровочная кривая “IntCal 20”, “Bomb13NH1”). Christopher Bronk Ramsey (https://c14.arch.ox.ac.uk); образцы $IGAN_{AMS}$ калиброваны с использованием программы CALIB REV7.1.0 Copyright 1986–2020 M Stuiver and PJ Reimer.

Таблица 4. Результаты радиоуглеродного анализа субаквальных отложений оз. Хорлакель
Table 4. Results of radiocarbon analysis of subaqueous deposits of the Lake Khorlakel

№	Индекс $IGAN_{AMS}$	Керн, глубина см	Глубина сводная, см	Материал	Возраст ^{14}C, BP (1σ)
1	8309	HOR 2, 1–2	1–2	Массовый образец (TOC)	560 ± 30
2	8310	HOR 2, 30–31	30–31	TOC	560 ± 30
3	8311	HOR 2, 60–61	60–61	TOC	1160 ± 30
4	8312	HOR 2, 90–91	90–91	TOC	1510 ± 30
5	8313	HOR 2, 117–118	117–118	TOC	1890 ± 20
6	7254	HOR 1, 10–11	10–11	TOC	1490 ± 20
7	7255	HOR 1, 49–50	144–145	TOC	3005 ± 20
8	7256	HOR 1, 70–71	165–166	TOC	4330 ± 20
9	7257	HOR 1, 90–91	185–186	TOC	4215 ± 20
10	7258	HOR 1, 113–114	208–209	TOC	4620 ± 20
11	7259	HOR 1, 140–141	235–240	TOC	5120 ± 20
12	7260	HOR 1, 165–166	260–261	TOC	4070 ± 30
13	7261	HOR 1, 191–192	286–287	TOC	4510 ± 20
14	7262	HOR 1, 213–214	308–309	TOC	5255 ± 20
15	7263	HOR 1, 222–223	317–318	TOC	6700 ± 25
16	7264	HOR 1, 241–242	336–337	TOC	9450 ± 30
17	7265	HOR 1, 247–248	342–343	TOC	5925 ± 25

ровка возрастной моделью также отбрасывается. Для двух нижних датировок наблюдается инверсия возраста. Их исключение обеспечивает более адекватное распределение возраста, однако в этом случае три датировки в нижней части также выпадают из модели. Верхняя из доступных датировок (глубина 10–11 см) соответствует возрасту ^{14}C 1490 лет. Таким образом, около полутора тысяч лет в хронологии керна HOR1 отсутствуют. Для исследования наиболее современной части осадка и создания мастер-хронологии использован керн HOR2.

По преобладающему составу осадков можно выделить два основных периода: А (8 кал. тыс. л. н. –

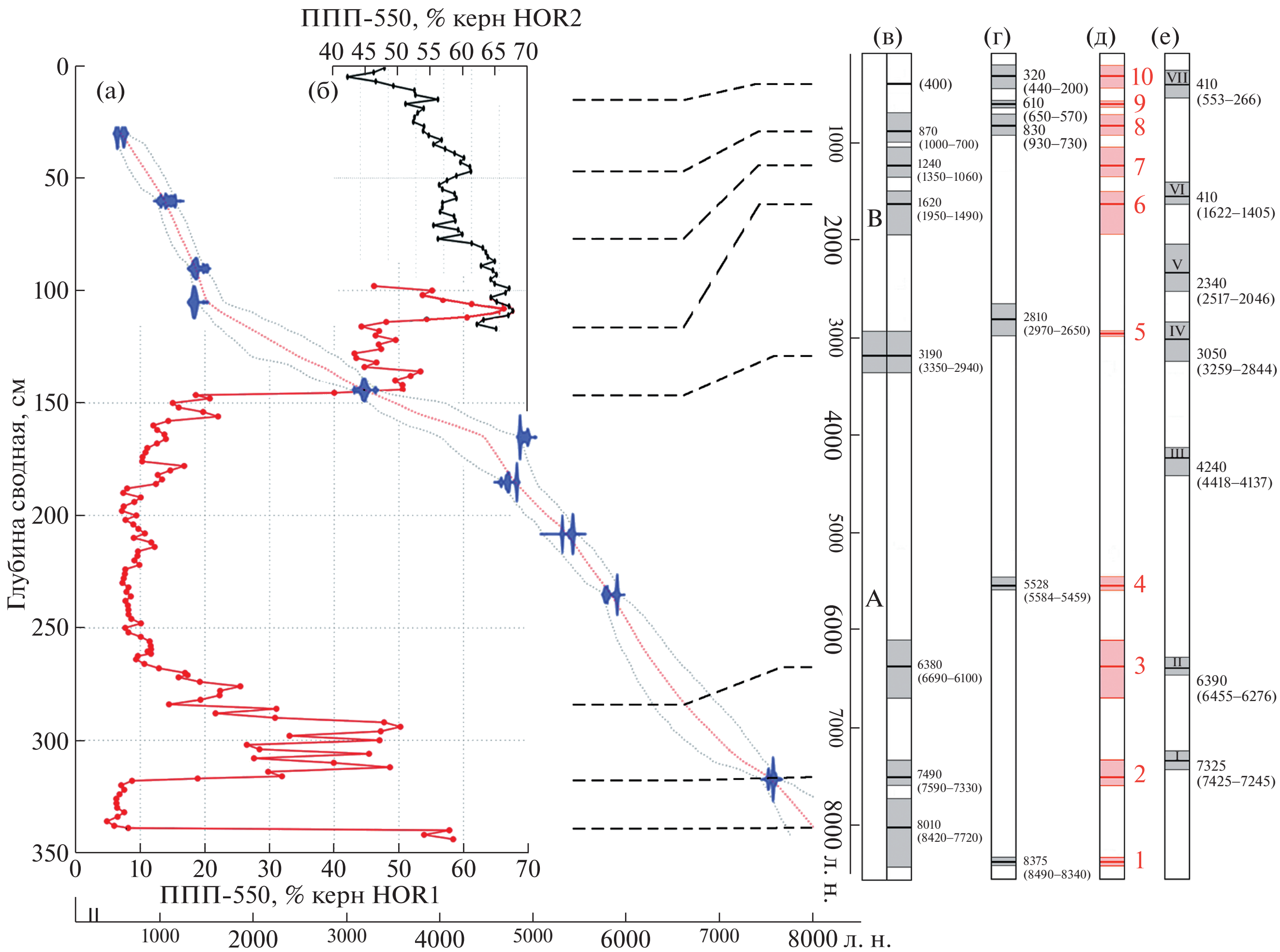


Рис. 12. Сопоставление лито-стратиграфических и геодинамических данных: анализ колонок донных отложений (А–В). (а) – результаты анализа на потери при прокаливании (550°С); (б) – возрастная модель, созданная на основе радиоуглеродных дат из двух кернов; (в) – основные этапы и эпизоды осадконакопления по данным колонок донных отложений оз. Хорлакель; (г) – основные эпизоды осадконакопления по данным анализа колонок отложений, отобранных вне акватории оз. Хорлакель; (д) – этапы осадконакопления по сумме данных; (е) – сильные землетрясения в Приэльбрусье (по (Рогожин и др., 2014) с коррекцией дат).

Fig. 12. Comparison of lithostratigraphic and geodynamic data: analysis of columns of bottom sediments (A–B). (а) – results of analysis for calcination losses (550°C); (б) – an age model based on radiocarbon dates from two cores; (в) – the main stages and episodes of sedimentation from the data of sediment cores of the Lake Khorlakel; (г) – the main episodes of sedimentation according to the analysis of sediment cores outside the Lake Khorlakel; (д) – episodes of sedimentation by summary data; (е) – strong earthquakes in the Elbrus region (by a (Rogozhin et al., 2014) with date correction).

3 кал. тыс. л. н.) – с накоплением преимущественно неорганических илов (глин); Б (3 кал. тыс. л. н. – наст. вр.) – с накоплением преимущественно органических осадков (гиттии), внутри которых выделяются 9 эпизодов:

1. ? – 8420–7720 кал. л. н. – гиттия (53–57% ППП-550);

2. 8420–7720/7590–7330 кал. л. н. – глины (5–7% ППП-550);

3. 7590–7330/6690–6100 кал. л. н. – гиттия (с резкими колебаниями содержания органики преимущественно в диапазоне 25–50% ППП-550);

4. 6690–6100/3350–2940 кал. л. н. – глины (7–25% ППП-550);

5. 3350–2940/1950–1490 кал. л. н. – гиттия (43–53% ППП-550);

6. 1950–1490/1350–1060 кал. л. н. – гиттия (63–67% ППП-550);

7. 1350–1060/1000–700 кал. л. н. – гиттия (55–60% ППП-550);

8. 1000–700/(400) кал. л. н. – гиттия (с тенденцией к снижению органической составляющей 61–51% ППП-550);

9. (400)/наст. вр. – гиттия (с тенденцией к снижению органической составляющей 56–42% ППП-550).

Таблица 5. Стратиграфо-временные рубежи и события на водосборе оз. Хорлакель и прилегающей территории
Table 5. Stratigraphic and temporal boundaries and events in the catchment of Lake Khorlakel and the surrounding area

№	Рубежи	Периоды	События			
	Возраст, кал. тыс. л. н.		Пролювиальный шлейф	Оз. Хорлакель	Ложбина стока	Склоны
1	8.41–8.34		?	Смена гиттии на глины	Залповый выплеск пролювия	?
1/2		8.71–7.33	?	Накопление глин	Накопление глин	?
2	7.42–7.33		?	Смена глин на гиттию	Не отразилось	?
2/3		7.42–6.1		Накопление гиттии с резко изменчивым составом	Накопление глин	?
3	6.69–6.1		?	Смена гиттии на глины	Не отразилось	?
3/4		6.69–5.46	?	Накопление глин	Накопление глин	?
4	5.58–5.46		Залповый выплеск пролювия	Не отразилось	Не отразилось	?
4/5		5.58–2.94	Накопление глин	Накопление глин	Накопление глин	?
5	3.35–2.94		?	Смена глин на гиттию	Смена глин на гиттию	?
5/6		3.35–1.49	?	Накопление гиттии	Накопление гиттии	?
6	1.95–1.49		?	Увеличение доли органики	?	?
6/7		1.95–1.06	?	Накопление гиттии	?	?
7	1.36–1.06		?	Увеличение доли глин	?	?
7/8		1.36–0.73	?	Накопление гиттии	?	?
8	0.93–0.73		Залповый выплеск пролювия	Увеличение доли органики	? (выплеск гиттиево-песчаного пролювия)	?
8/9		0.93–0.57	Накопление суглинков с торфом	Уменьшение доли органики	?	?
9	0.64–0.57		Начало торфонакопления	Не отразилось	?	?
9/10		0.64–0.2	торфонакопление	Накопление гиттии	торфонакопление	?
10	0.44–0.2		?	Резкое уменьшение доли органики	?	Срывы чехла

4.4. Сопоставление данных

По совокупности данных анализа озерных отложений в пределах акватории оз. Хорлакель и озерных, болотных, склоновых и пролювиальных на сопредельной территории, выделяются 10 временных рубежей смены режима осадконакопления по тем или иным признакам: 1) 8409–8340 кал. л. н.; 2) 7415–7330 кал. л. н.; 3) 6690–6100 кал. л. н.; 4) 5584–5459 кал. л. н.; 5) 3350–2940 кал. л. н.; 6) 1950–1490 кал. л. н.; 7) 1350–1060 кал. л. н.; 8) 930–730 кал. л. н.; 9) 650–570; 10) 440–200 кал. л. н. (табл. 5, рис. 12, (е)).

Сравнение седиментационных рубежей с геодинамическими событиями (рис. 12, (е)) показывает, что 5 из 7 землетрясений, произошедших в районе Эльбруса в голоцене (см. табл. 1) (Рогожин и др., 2014), совпадают по времени с рубежами смены режима осадконакопления в озере. Если учесть, что два оставшихся землетрясения (III и V) относятся к удаленным от исследуемой территории очагам, то, по-видимому, можно считать эти совпадения не случайными. В меньшей степени землетрясения соответствуют рубежам осадконакопления в отложениях за пределами озера (3 из 7). Что, как и в случае сравнения с озерными осадками, можно объяснить неполными стратиграфическими данными. Но, что характерно, 2 землетрясения (III и V), не получивших отражения в донных отложениях, не проявились и в окружении озера. И, с другой стороны, наиболее выразительный рубеж (между основными этапами А и Б), вполне определенно соответствует землетрясению IV (общий вероятный возрастной интервал 2.97–2.94 кал. тыс. л. н.), относящемуся к одному из сильнейших и ближайших к району исследований. По-видимому, второе из запечатленных как в озерных осадках, так и в рельефообразующих процессах вне озерной котловины, сейсмических событий (VII), фиксируется именно из-за своей “молодости”, поскольку следы события такой же интенсивности, проявившейся в срывах склонового чехла, на значительном временном интервале затушевываются интенсивной экзогенной переработкой.

4.5. Реконструкция изменений стока

Несмотря на неполноту фактических данных, можно в первом приближении реконструировать основные этапы изменения стока воды руч. Эльбаши, связанные с неравномерностью стока наносов. Они нашли свое отражение в залповых выбросах пролювия, формировавших гигантский конус на тектонической ступени, занятой пра-озером Хорлакель, сформировавшемся, по-видимому, в виде подпрудного водоема в период отступания ледников.

Полученные нами данные позволяют реконструировать сток воды и наносов за период, начиная с бореальной фазы голоцена (8.4–8.3 кал. тыс. л. н.). К этому времени пра-озеро Хорлакель функционировало в режиме бессточного реликтового водоема. С 8.4–8.3 кал. тыс. л. н. (рис. 13, (а)) озеро начало изливаться в ложбину стока. Пролювиальный выплеск из котловины озера не мог быть изолированным от основного источника кластического материала – эрозионной верхней части водосбора руч. Эльбаши, и зоны аккумуляции, где сформировался первичный пролювиальный шлейф. Выплеск и последующее сохранение режима перелива в течение длительного времени предполагают повышение уровня оз. Хорлакель относительно современного на ≈4–5 м ($h_{\text{над у. м.}}$ = = 2048–2049 м). Условием для обеспечения такого уровня является перераспределение стока из ручья, причем переброска стока была неполной, поскольку тогда сформировалась бы полноценная эрозионная долина на месте озера и ложбины стока к востоку от него. В качестве механизма такого частичного сброса можно предложить формирование подпрудного озера на выходе ручья из пределов ступени из-за блокировки русла (оползень?). Подъем воды в озере до уровня перемычки (водораздела) между ручьем и озером вдоль восточного обрамления днища ступени (рис. 13, (а)) и обеспечил такой приток. В то же время основной сток ручья продолжал осуществляться в направлении старого русла фильтруясь/переливаясь через подпруду. Подпрудное озеро на этом этапе имело площадь ≈0.06 км, максимальную глубину ≈9 м и объем (исходя из средней глубины 4–5 м и относительно прямого профиля дна) ≈0.00025–0.0003 км^3.

О реальности существования подпрудного водоема можно судить как по следам перелива из оз. Хорлакель, так и по озерным отложениям, обнаруженным на конусе выноса, которые начали формироваться после очередного этапа пролювиальной активизации 5.58–5.46 кал. тыс. л. н. Исходя из мощности перекрывающих пролювий отложений (1.5–2 м) поверхность конуса выноса была ниже современной примерно на эту величину и для перелива через перемычку между ручьем и оз. Хорлакель была необходима высота уровня подпрудного озера ≈2052 м, однако фактическая высота была ≈2054 м, судя по наличию озерных глин на этой высоте в скв. 1138 (рис. 11) на глубине ≈0.5 м от поверхности. Приращение конуса выноса на этом этапе почти не отразилось на режиме озерного осадконакопления, где продолжалась аккумуляция глин (рис. 12), и режиме сифонного перелива, вплоть до ложбины стока к востоку от озера, где также оседали глины.

Повышенный уровень оз. Хорлакель, перелив в ложбину стока и, очевидно, подпрудный бас-

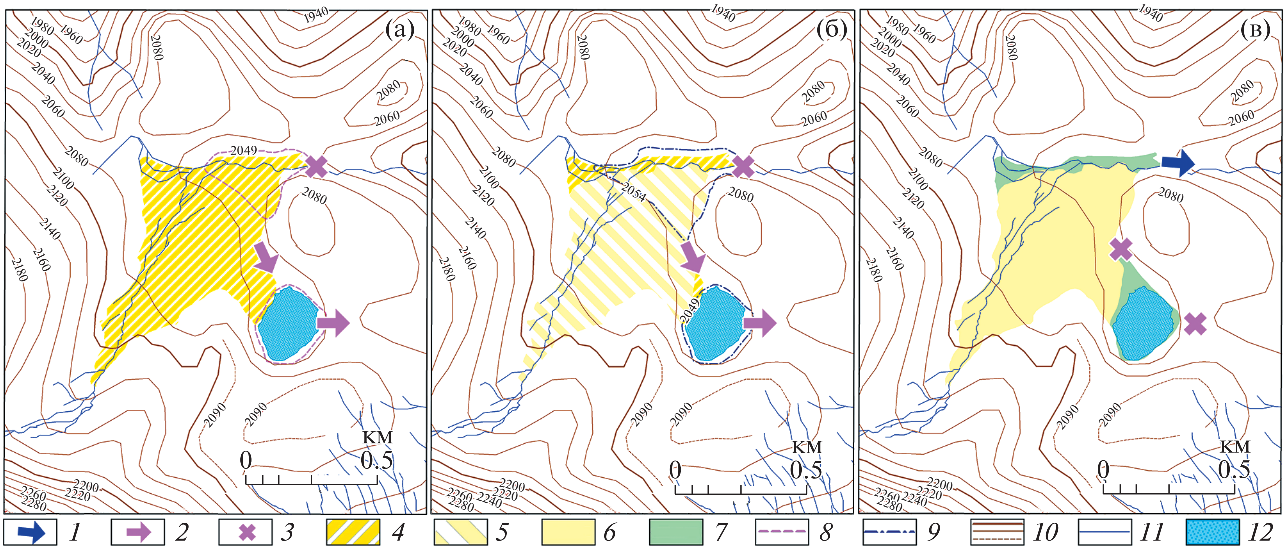


Рис. 13. Реконструкция изменений стока. (а) – событие 1 (8.41–8.34 кал. тыс. л. н.); (б) – событие 4 (5.58–5.46 кал. тыс. л. н.); (в) – событие 8 (0.93–0.73 кал. тыс. л. н.). *1* – современное направление стока; *2* – реконструируемые направления “сифонного” стока; *3* – прекращение (частичное или полное) стока; *4* – первичный пролювиальный шлейф (1 стадия); *5* – вторичный шлейф (4 стадия); *6* – современный шлейф (пост-8-я стадия); *7* – участки современной переработки шлейфа; *гипотетические озера, образовавшиеся на стадиях: 8* – первой, *9* – четвертой; *прочие обозначения: 10* – изогипсы (100, 20, 10 м); *11* – современные водотоки; *12* – оз. Хорлакель.

Fig. 13. Reconstruction of runoff changes.(а) – event 1 (8.41–8.34 cal. kyr. BP); (б) – event 4 (5.58–5.46 cal. kyr. BP); (в) – event 8 (0.93–0.73 cal. kyr. BP). *1* – current flow direction; *2* – reconstructed directions of “siphon” runoff; *3* – termination (partial or complete) of runoff; *4* – primary proluvial plume (stage 1); *5* – secondary plume (stage 4); *6* – modern plume (post-8th stage); *7* – areas of modern processing of the plume; *hypothetical lakes formed at stages: 8* – 1st, *9* – 4th; *other designations: 10* – isohypses (100, 20, 10 m); *11* – modern watercourses; *12* – Lake Khorlakel.

сейн в дистальной части конуса выноса сохранялся до рубежа 0.93–0.73 кал. тыс. л. н. (№ 8, табл. 5, рис. 13, (в)). В пределах временного интервала между 4 и 8 временными рубежами (табл. 5) наиболее важным этапом является смена аккумуляции с глин на гиттию (3.35–2.94 кал. тыс. л. н.), проявившееся как в котловине озера, так и ложбине стока. На конусе выноса следы такого перехода отсутствуют, однако это может быть связано с размывом аналогичного слоя гиттии и верхней части глин и замещением их более поздними грубыми пролювиальными осадками, свидетельствующими об активном потоке, и вышележащими более тонкими продуктами перемыва глин с органикой со значительно более молодым возрастом (0.93–0.73 кал. тыс. л. н.). После этого времени в разрезах вне котловины современного оз. Хорлакель исчезают следы озерного осадконакопления (глины, гиттии) и, после непродолжительного “промывного” этапа, маркируемого микшированными суглинками с фрагментами органики и гнездами песка, сменяются субаэральным торфом (0.64–0.57 кал. тыс. л. н.), свидетельствуя о восстановлении нормального режима стока по долине руч. Эльбаши.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Элементы предложенной реконструкции обоснованы с разной степенью достоверности. В ее основе лежат фактические данные: а) стратиграфия отложений в оз. Хорлакель, свидетельствует о нескольких сменах режима осадконакопления; б) стратиграфия отложений в окрестностях озера, свидетельствует о наличии палеоозера; в) наличие пролювиального конуса выноса, перекрывающего ступень, на которой расположено оз. Хорлакель, и имеющего несколько генераций.

С другой стороны, отсутствует подтверждение существования подпрудной плотины в русле руч. Эльбаши. Однако без этого допущения представляется невозможным объяснить наличие озерных отложений в дистальной части пролювиального конуса, свидетельствующих о длительном существовании здесь водоема. Также труднообъяснимым представляется самостоятельное накопление озерных отложений в открытой для стока ложбине без допущения перелива озера и переотложения собственно озерных осадков за пределами его котловины.

Другой стороной неоднозначности интерпретации имеющихся фактов является неполнота причинно-следственных связей. Часть стратигра-

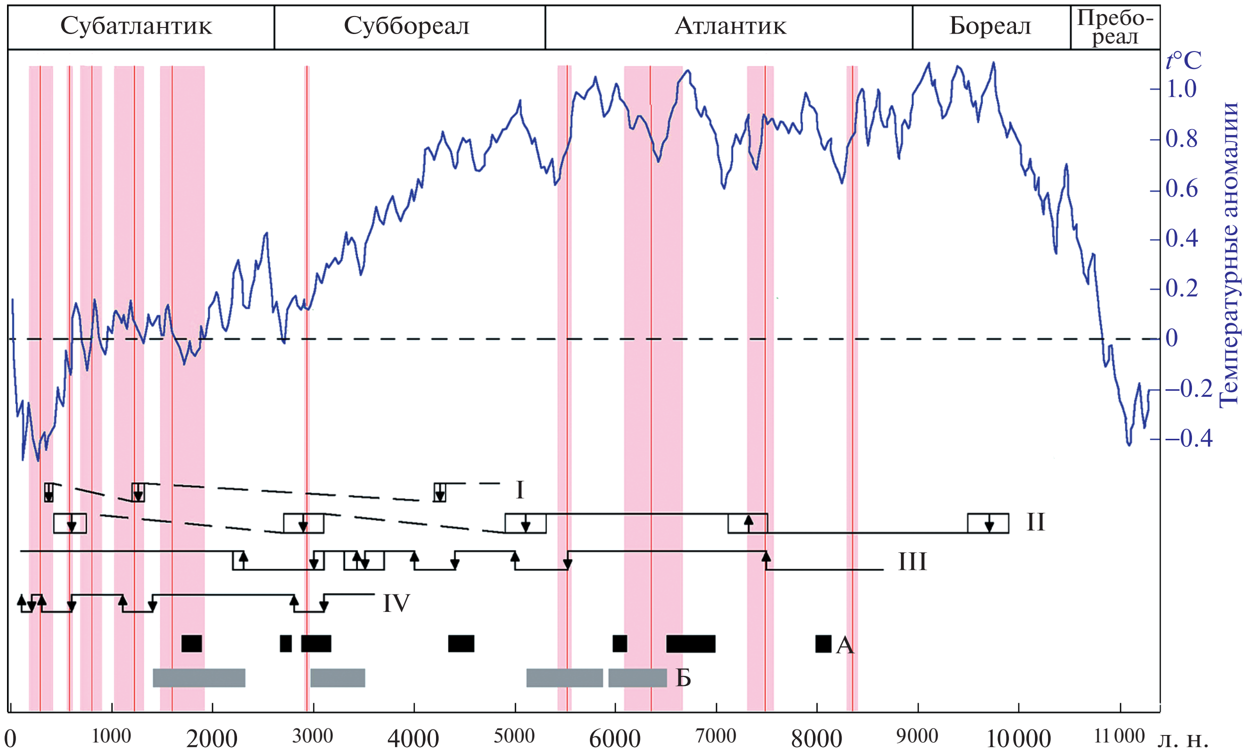


Рис. 14. Сравнительный анализ климатических изменений, вулканических событий и стратиграфических рубежей на водосборе и в донных осадках оз. Хорлакель. *Колебания климата на Центральном Кавказе по данным:* I – по (Kvavadze, Efremov, 1996), II – по (Серебряный и др., 1984), III – по (Князев и др., 1992); синяя кривая – глобальные температурные аномалии по (Marcott et al., 2013); *периоды вулканической активности по данным:* А – по (Богатиков и др., 2001), Б – по (Мазнева и др., 2021); рубежи осадконакопления для бассейна оз. Хорлакель и окрестностей – красные линии (вероятный временной интервал – розовый фон).

Fig. 14. Comparative analysis of climatic changes, volcanic events and stratigraphic boundaries in the catchment and bottom sediments of the Lake Khorlakel. *Significant climate fluctuations in the Central Caucasus according to:* I – by a (Kvavadze, Efremov, 1996), II – by a (Serebryany et al., 1984), III – by a (Knyazev et al., 1992); blue curve – global temperature anomalies by a (Marcott et al., 2013); periods of volcanic activity according to: A – by a (Bogatikov et al., 2001), Б – by a (Mazneva et al., 2021); sedimentation boundaries for the Lake Khorlakel catchment and the surrounding area – red lines (probable time interval – pink background).

фических рубежей совпадает по времени с тектонической активизацией (землетрясениями) (рис. 12). Для других, в том числе таких как выплески пролювия на конусе выноса и окончательный спуск подпрудного озера, следует искать другие механизмы и, прежде всего, связанные с климатическими колебаниями. Возникает вопрос о соотношении полученных данных с климатическими колебаниями в голоцене, которые могли оказывать воздействие на осадконакопление. На настоящий момент, в силу почти полного отсутствия высокоразрешающих данных, воссоздается только общая картина голоценовых изменений (Соломина и др., 2013). Тем не менее можно сопоставить имеющиеся данные по Кавказу (Князев и др., 1992 Kvavadze, Efremov, 1996 Серебряный и др., 1984) на фоне глобальных температурных аномалий (Marcott et al., 2013) с полученными результатами (рис. 14).

Сопоставление климатических данных в значительной степени неоднозначно: региональные данные не всегда синхронизируются и, отчасти, противоречат друг другу и не находят четкого соответствия глобальным трендам. Тем не менее обнаруживаются достаточно уверенные совпадения между выделенными нами рубежами и колебаниями климата. В том числе события 2, 5, 7 и 9 (табл. 5) находят временное и логическое соответствие местным климатическим изменениям (повышение температуры – увеличение органического стока, понижение температуры – увеличение стока наносов на фоне уменьшения водности и устойчивое осушение конуса и ложбины стока). Недавно полученные датировки отложений ледника Азау, расположенного в 30–40 км от исследуемого водосбора, указывают на эпизоды похолодания, сопровождаемые продвижениями ледника 3.1–2.8 кал. тыс. л. н. и 1.4–1.1 кал. тыс. л. н. (Solomina et al., 2022), хорошо согласующимися с выделенными нами 5 и 7 рубежами осадконакопления в оз. Хорлакель и на примыкающих к нему территориях. С другой стороны, некоторые резко выраженные изменения температуры не отражаются на выделенных стратиграфо-временных рубежах.

Еще один фактор потенциального воздействия на сток наносов – активность вулкана Эльбрус, расположенного в 20–30 км от оз. Хорлакель. В эксплозивно-эффузивной активности Эльбруса известно семь основных эпизодов[1]: 1) (7.3–7.2)/8.17–7.97; 2) (6.0–5.8)/6.96–6.49; 3) (5.3–5.2)/6.12–5.92; 4) (4.0)/4.59–4.35; 5) (2.9)/3.17–2.88; 6) (2.6)/2.79–2.69; 7) 1.9–1.8/1.88–1.69 тыс. л. н. (Богатиков и др., 2001). Сравнение с выделенными нами эпизодами осадконакопления показывает соответствие только двух событий из 7 (5 и 7).

По данным анализа вулканических частиц из кернов оз. Хорлакель (Мазнева и др., 2021) максимальные концентрации тефры приурочены к интервалам 1) 6.51–5.92; 2) 5.88–5.11; 3) 3.52–2.97; 4) 2.32–1.41 кал. тыс. л. н., при этом первому эпизоду свойственна максимальная крупность частиц. Этот интервал совпадает со сменой гиттии на глины на рубеже 3 (табл. 5) и соответствует сейсмическому событию II (табл. 1). Точное совпадение и третьего интервала с рубежом 5 (табл. 5), и сейсмическим событием IV (табл. 1), но с обратным эффектом смены глин на гиттии. Следует отметить, что второй из выделенных интервалов (Мазнева и др., 2021) не соответствует основным периодам вулканической активности (Богатиков и др., 2001), но совпадает с выделенным нами четвертым эпизодом (табл. 5) – пролювиальным выплеском на конусе выноса и, по-видимому, связан с переотложением тефры, смытой с водосбора.

Для голоценовой вулканической и сейсмической активности в Приэльбрусье выявлено несколько закономерностей (Гурбанов и др., 2021): 1) интервал между извержениями в начале голоцена ≈10.7–7.1 кал. тыс. л. н. составлял 1500 лет; в период 7.3–6.8 кал. тыс. л. н. ≈1000 лет; в период 4.6–1.5 кал. тыс. л. н. ≈2310 лет; в период 1.5–0.58 кал. тыс. л. н. ≈200–400 лет; 2) повторяемость землетрясений в интервале 7.3–6.8 кал. тыс. л. н. ≈1000 лет; 6.4–4.1 кал. тыс. л. н. ≈1700 лет; 4.4–2.8 кал. тыс. л. н. ≈1100 лет; 3.1–2.5 кал. тыс. л. н. ≈200–300 лет; 2.1–1.4 кал. тыс. л. н. ≈650 лет; 1.4–0.5 кал. тыс. л. н. ≈1100 лет; 0.5–0.3 кал. тыс. л. н. ≈30–90 лет; 3) совпадение времени проявления сейсмической и вулканической активности (с опережением первой) в периоды 7.3–6.3 кал. тыс. л. н. (повторяемость ≈1100 лет) и 1.7–0.6 кал. тыс. л. н. (≈180–400 лет). Эти данные свидетельствуют о резком увеличении частоты сейсмических и вулканических событий к концу голоцена после периода относительного затишья в середине периода. Аналогичная тенденция прослеживается и в выделенных нами событиях (рис. 14): в интервале 8.5–5.5 кал. тыс. л. н. между ними ≈1000 лет, после 2.0 кал. тыс. л. н. период между событиями сокращается до 100–200 лет, а в промежутке между 5.5 и 2.0 кал. тыс. л. н. – от 1100 до 2500 лет.

На уровне современных знаний полученные данные указывают на значительное влияние местных геоморфологических условий и геодинамического режима на формирование стока наносов на водосборе пра-озера Хорлакель. Климатические изменения также определяли принципиально важные смены этапов активизации и затухания темпов денудации на исследованной территории. По-видимому, геодинамические и климатические изменения были тесно связаны, о чем свидетельствует сочетание трех факторов (понижение температуры, сильное землетрясение и вулканическое извержение) во время основного из выделенных литостратиграфических рубежей, разделяющего два этапа и соответствующего ≈3 кал. тыс. л. н.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что осадконакопление в оз. Хорлакель на протяжении последних ≈8.5 тыс. л. подразделяется на 2 этапа с рубежом ≈3 тыс. л. н. с аккумуляцией преимущественно неорганического материала на первом и органического на втором и 10 эпизодов с различной долей вышеуказанных составляющих и характером отложений. Установлено, что осадконакопление в озере связано с перестройками русловой сети на водосборе руч. Эльбаши, где прослеживается несколько эпизодов пролювиальной активизации с формированием конуса выноса, сменявшихся озерной аккумуляцией в подпрудном водоеме, пра-озере Хорлакель. Подпрудный водоем, существовавший, как минимум, в дистальной части конуса выноса, являлся единым пра-озером, периферической частью которого являлось современное оз. Хорлакель. Периодический подъем уровня воды в данном водоеме, вероятно связанный с формированием внезапных паводков, приводил к сбросу (переливу) воды и наносов через порог стока. Постепенное заполнение пра-озера Хорлакель кластическим материалом, выносимым с водосбора руч. Эльбаши, привело в итоге к полной изоляции современной котловины оз. Хорлакель от водосбора ручья, которое произошло в последние ≈1 тыс. л. н. Часть литостратиграфических рубежей, выявленных в донных отложениях оз. Хорлакель, полностью коррелирует с известными сильными землетрясениями в районе Эльбруса, часть – с климатическими изменениями, а глав-

[1] В первоисточнике приведены радиоуглеродные даты (в скобках), расчет калиброванных дат выполнен с использованием IntCal20.

ный рубеж ≈3 тыс. л. н – с синхронными климатическими и геодинамическими событиями на Центральном Кавказе.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект № 19-17-00181 (полевые исследования, анализ образцов, подготовка разделов 1.3, 4.3-4.5, 5) и государственного задания ИГ РАН FMGE-2019-0005 (подготовка разделов 2, 4.1-4.2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

База данных активных разломов Евразии. Масштаб: 1:1000000. (2018) [Электронный ресурс]. URL: http://neotec.ginras.ru/database.html (дата обращения: 19.01.2022). Source: Database of Active Faults of Eurasia and adjacent Aquatories (AFEAD)

Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. (2017). База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. Т. 8. № 4. С. 711–736. https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0314

Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. (2001). Катастрофическая плейстоценовая и голоценовая активность вулканического центра Эльбрус (Северный Кавказ, Россия): события и хронология по данным ^{14}C, ЭПР и K-Ar датирования // Вулканология и сейсмология. № 2. С. 3–17.

Грачев А.М., Голосов В.Н. (2020). Оценка палеоденудации в горах: основные подходы и результаты // Изв. РАН. Серия географическая. Т. 84. № 5. С. 704–714. https://doi.org/10.31857/s2587556620050076

Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Гурбанова О.А. (2012). Возможности применения радиоуглеродного (^{14}C) метода датирования геологических событий в пределах Эльбрусского вулканического центра // Вестник Владикавказского научного центра. Т. 21. № 2. С. 60–68. https://doi.org/10.46698/z3820-6136-6739-i

Князев А.В., Савинецкий А.Б., Гей Н.А. (1992). История растительного покрова Северной Осетии в голоцене // Историческая экология диких и домашних копытных. История пастбищных экосистем. М.: Наука. С. 84–108.

Мазнева Е.А., Константинов Е.А., Пономарева В.В. и др. (2021). Криптотефра в озерно-болотных осадках Большого Кавказа // Пути эволюционной географии. Выпуск 2: М-лы II Всеросс. науч. конф., посвященной памяти проф. А.А. Величко (Москва, 22–25 ноября 2021 г.). М.: ИГ РАН. С. 808–812.

Милановский Е.Е. (1968). Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 483 с.

Несмеянов С.А. (2004). Инженерная геотектоника. М.: Наука. 780 с.

Онищенко В.В., Дега Н.С., Бостанова Ф.Х. (2019). Современное состояние горного климата Карачаево-Черкесской республики // Международный журнал гуманитарных и естественных наук. Т. 1. № 1. С. 29–35. https://doi.org/10.24411/2500-1000-2018-10414

Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др. (2004). Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200000, издание второе, серия Кавказская, листы K-38-I, VII (Кисловодск). СПб: ВСЕГЕИ. 364 с.

Расцветаев Л.М. (1987). Тектонические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. С. 69–96.

Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Лутиков А.И. и др. (2014). Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН. 256 с.

Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В. (2008). Дислокации сильнейших древних землетрясений Приэльбрусья // ДАН. Т. 422. № 1. С. 98–101.

Серебряный Л.Р., Голодковская Н.А., Орлов А.В. и др. (1984). Колебания ледников и процессы моренонакопления на Центральном Кавказе. М.: Наука. 216 с.

Соломина О.Н., Калугин И.А., Александрин М.Ю. и др. (2013). Бурение осадков оз. Каракель (долина р. Теберда) и перспективы реконструкции истории оледенения и климата голоцена на Кавказе // Лед и Снег. № 2. С. 102–111. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-2-102-111

Aalto R., Dunne T., Guyot J. (2006). Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates // The Journal of Geology. Vol. 114. P. 85–99. https://doi.org/10.1086/498101

Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian analysis. Vol. 6. № 3. P. 457–474. https://doi.org/10.1214/ba/1339616472

Breuer S., Kilian R., Baeza O. et al. (2013). Holocene denudation rates from the superhumid southernmost Chilean Patagonian Andes (53° S) deduced from lake sediment budgets // Geomorphology. No. 187. P. 135–152. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.009

Einsele G., Hinderer M. (1998). Quantifying denudation and sediment-accumulation systems, (open and closed lakes): basic concepts and first results // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 140. Iss. 1–4. P. 7–21. https://doi.org/10.1016/s0031-0182(98)00041-8

Forte A.M., Leonard J.S., Rossi M.W. et al. (2022). Low variability, snowmelt runoff inhibits coupling of climate, tectonics and topography in the Greater Caucasus // Earth and Planetary Science Letters. Vol. 584. 117525. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117525

Golosov V., Tsyplenkov A. (2021). Factors controlling contemporary suspended sediment yield in the Caucasus region // Water. Vol. 13. No. 22. P. 3173. https://doi.org/10.3390/w13223173

Howarth J.D., Fitzsimons S.J., Norris R.J., Jacobsen G.E. (2012). Lake sediments record cycles of sediment flux driven by large earthquakes on the Alpine Fault, New Zealand // Geology. Vol. 40. Iss. 12. P. 1091–1094. https://doi.org/10.1130/g33486.1

Kvavadze E.V., Efremov Yu.V. (1996). Palynological studies of lake and lake-swamp sediments of the Holocene in the high mountains of Arkhiz (Western Caucasus) // Acta Paleobotanica. Vol. 36. No. 1. P. 107–119.

Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. (2013). A reconstruction of regional and global temperature for the past 11 300 years // Science. Vol. 339. P. 1198–1201. https://doi.org/10.1126/science.1228026

Milliman J.D., Syvitski J.P.M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountain rivers // The Journal of Geology. Vol. 100. P. 525–544. https://doi.org/10.1086/629606

Nesje A.A. (1992). Piston corer for lacustrine and marine sediments // Arctic and alpine research. Vol. 24. No. 3. P. 257–259. https://doi.org/10.2307/1551667

Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve 0–55 cal kBP) // Radiocarbon. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

Rogozhin E.A., Yunga S.L., Marakhanov A.V. et al. (2002). Seismic and tectonic activity of faults on the south slope of the NW Caucasus // Russian journal of Earth sciences. Vol. 4. No. 3. P. 233–241. https://doi.org/10.2205/2002es000095

Solomina O.N., Alexandrovskiy A.L., Zazovskaya E.P. et al. (2022). Late-Holocene advances of the Greater Azau glacier (Elbrus area, Northern Caucasus) revealed by ^{14}C dating of paleosols // Holocene. Vol. 32. No. 5. P. 468–481. https://doi.org/10.1177/09596836221074029

Syvitski J.P.M., Milliman J. (2007). Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean // The Journal of Geology. Vol. 115. P. 1–19.

Vanmaercke M., Kettner A.J., Van Den Eeckhaut M. et al. (2014). Moderate seismic activity affects contemporary sediment yields // Progress in Physical Geography. Vol. 38. P. 145–172. https://doi.org/10.1177/0309133313516160

Wells D.L., Coppersmith K.J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 84. No. 4. P. 974–1002.

RECONSTRUCTION OF SEDIMENT RUNOFF FORMATION FEATURES IN THE LAKE KHORLAKEL (NORTH CAUCASUS) CATCHMENT FOR THE LAST 8 THOUSAND YEARS (ACCORDING TO GEOMORPHOLOGICAL AND LITHOSTRATIGRAPHIC DATA)[2]

S. V. Shvarev[a,b,#], M. Yu. Alexandrin[a], M. M. Ivanov[a,c], and V. N. Golosov[a,c]

[a] *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

[b] *Schmidt institute of physics of the Earth RAS, Moscow, Russia*

[c] *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

[#] *E-mail: shvarev@igras.ru*

The change in sediment yield is an important indicator of the natural environment dynamics, depending on the combination of landscape, tectonic and climatic conditions. Assessment of sediment yield often based on the results of studying the bottom sediments of mountain lakes with relatively compact catchments. However, for correct reconstructions, in addition to analyzing lake sediments, it is necessary to study the causes and mechanizm of sediment redistribution in their catchments, to identify sediment delivery pathways to the reservoir and their possible changes over different time windows. The drainless Lake Khorlakel, located at the altitude of 2045.0 m above sea level on the northern macroslope of the Greater Caucasus. It is a suitable testing ground for complex research: on the one hand, the relict reservoir is an ideal sedimentation trap, and on the other, it is located with in an area of intensive exogenous processes and tectonic activity. The two boreholes were drilled in 2017 in the deepest (≈8 m) part of the lake and 17 samples collected taken from the cores for radiocarbon dating, which made it possible to build an age model for the range from 8000 to 500 yr. BP. Complex geological and geomorphological studies were carried out in 2021 to interpret the obtained data. It was found that sedimentation in the lake is associated with runoff and sediment redistribution in the Elbashi creek catchment. A number of episodes of proluvial activation with the formation of an outflow cone, followed by lake accumulation, have been traced for the last 8 kyr. The connection between lake and catchment ceased only in the last 1 kyr. BP. Two main stages of lake sedimentation with a boundary of 3 kyr. BP and 10 episodes, that are characterized by different proportions of mineral and organic components in bottom sediments were established. Some of the lithostratigraphic boundaries correlate with strong earthquakes that occurred in the Elbrus region, and some – with climatic events.

Keywords: proluvial fan, drainless mountain lake, flow changes, active tectonics, exogenous processes, climatic fluctuations, the Holocene

[2] *For citation*: Shvarev S.V., Alexandrin M.Yu., Ivanov M.M., Golosov V.N. (2023). Reconstruction of sediment run-off formation features in the Lake Khorlakel (North Caucasus) catchment for the last 8 thousand years (according to geomorphological and lithostratigraphic data). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 3. P. 81–107 (in Russian). https://doi.org/10.31857/S2949178923020081; https://elibrary.ru/FOFEPG

ACKNOWLEDGEMENTS

The work was carried out with the financial support of the Russian Academy of Sciences, project No. 19-17-00181 (field research, sample analysis, preparation of sections 1, 3, 4.3-4.5, 5) and the state task of the IG RAS FMGE-2019-0005 (preparation of sections 2, 4.1-4.2).

REFERENCES

Aalto R., Dunne T., Guyot J. (2006). Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates. *The Journal of Geology*. Vol. 114. P. 85–99. https://doi.org/10.1086/498101

Bachmanov D.M., Kozhurin A.I., Trifonov V.G. (2017). Database of active faults of Eurasia. *Geodinamika i tektonofizika*. Iss. 8. No 4. P. 711–736. (in Russ.) https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0314

Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis*. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. https://doi.org/10.1214/ba/1339616472

Bogatikov O.A., Melekestsev I.V., Gurbanov A.G. et al. (2001). Catastrophic Pleistocene and Holocene Activity of the Elbrus Volcanic Center (North Caucasus, Russia): Events and Chronology Based on ^{14}C, EPR, and K-Ar Dating. *Vulkanologiya i Seismologiya*. No. 2. P. 3–17.

Breuer S., Kilian R., Baeza O. et al. (2013). Holocene denudation rates from the superhumid southernmost Chilean Patagonian Andes (53° S) deduced from lake sediment budgets. *Geomorphology*. No. 187. P. 135–152. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.009

Cherbakova E.M. (1973). The ancient glaciation of the Greater Caucasus. M.: MGU (Publ.). 272 s. (in Russ.)

Database of active faults of Eurasia. Scale: 1:1000000. (2018) [Electronic data]. Access way: http://neotec.ginras.ru/database.html (access date: 19.01.2022). Source: Database of Active Faults of Eurasia and adjacent Aquatories (AFEAD) (in Russ.)

Einsele G., Hinderer M. (1998). Quantifying denudation and sediment-accumulation systems, (open and closed lakes): basic concepts and first results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 140. Iss. 1–4. P. 7–21. https://doi.org/10.1016/s0031-0182(98)00041-8

Forte A.M., Leonard J.S., Rossi M.W. et al. (2022). Low variability, snowmelt runoff inhibits coupling of climate, tectonics and topography in the Greater Caucasus. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 584. 117525. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117525

Golosov V., Tsyplenkov A. (2021). Factors controlling contemporary suspended sediment yield in the Caucasus region. *Water*. Vol. 13. No. 22. P. 3173. https://doi.org/10.3390/w13223173

Grachev A.M., Golosov V.N. (2020). Evaluation of the Paleodenudation Rates in the Mountains: Main Approaches and Results. *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. Iss. 84. No. 5. P. 704–714. (in Russ.) https://doi.org/10.31857/s2587556620050076

Gurbanov A.G., Guzeev V.M., Gurbanova O.A. (2012). Possibilities of radiocarbon (^{14}C) method for age determination of geological events in the Elbrus volcanic centre area. *Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center*. Vol. 21. No. 2. P. 60–68. (in Russ.). https://doi.org/10.46698/z3820-6136-6739-i

Howarth J.D., Fitzsimons S.J., Norris R.J., Jacobsen G.E. (2012). Lake sediments record cycles of sediment flux driven by large earthquakes on the Alpine Fault, New Zealand. *Geology*. Vol. 40. Iss. 12. P. 1091–1094. https://doi.org/10.1130/g33486.1

Knyazev A.V., Savineckij A.B., Gej N.A. (1992). The history of the vegetation cover of North Ossetia in the Holocene. Historical ecology of wild and domestic ungulates. History of pasture ecosystems. M.: Nauka (Publ.). P. 84–108. (in Russ.)

Kvavadze E.V., Efremov Yu.V. (1996). Palynological studies of lake and lake-swamp sediments of the Holocene in the high mountains of Arkhiz (Western Caucasus). *Acta Paleobotanica*. Vol. 36. No. 1. P. 107–119.

Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. (2013). A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*. Vol. 339. P. 1198–1201. https://doi.org/10.1126/science.1228026

Mazneva E.A., Konstantinov E.A., Ponomareva V.V. et al. (2021). Cryptotephra in lake-marsh sediments of the Greater Caucasus. Paths of evolutionary Geography. Issue 2: Materials of the II All-Russian Scientific Conference dedicated to the memory of prof. A.A. Velichko (Moscow, November 22–25, 2021). Moscow: IG RAS (Publ.). P. 808–812. (in Russ.)

Milanovskij E.E. (1968). The recent tectonics of the Caucasus. M.: Nedra (Publ.). 484 p. (in Russ.)

Milliman J.D., Syvitski J.P.M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountain rivers. *The Journal of Geology*. Vol. 100. P. 525–544. https://doi.org/10.1086/629606

Nesje A.A. (1992). Piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and alpine research*. Vol. 24. No. 3. P. 257–259. https://doi.org/10.2307/1551667

Nesmeyanov S.A. (2004). *Ingenernaya geotektonika* (Engineering geotectonics). M.: Nauka (Publ.). 780 p. (in Russ.)

Onishchenko V.V., Dega N.S., Bostanova F.X. (2019). The current state of the mountain climate of the Karachay-Cherkess Republic. *International Journal of Humanities and Natural Sciences*. Iss. 1. No. 1. P. 29–35. (in Russ.)

Pis'mennyj A.N., Pichuzhkov A.N., Zarubina M.A. et al. (2004). *Ob"yasnitel'naya zapiska k Gosudarstvennoi geologicheskoi karte Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:200000, izdanie vtoroe, seriya Kavkazskaya, listy K-38-I, VII (Kislovodsk)* (Explanatory note to the State Geological Map of the Russian Federation scale 1:200000, second edition, Caucasian series, sheets K-38-I, VII (Kislovodsk)). SPb: VSEGEI (Publ.). 364 p. (in Russ.)

Rascvetaev L.M. (1987). Tectonic conditions of the formation of the Alpine structure of the Greater Caucasus. Geology and minerals of the Greater Caucasus. M.: Nauka (Publ.). P. 69–96. (in Russ.)

Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve 0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

Rogozhin E.A., Ovsyuchenko A.N., Lutikov A.I. et al. (2014). *Endogennye opasnosti Bol'shogo Kavkaza* (Endogenous dangers of the Greater Caucasus). M.: IFZ RAS (Publ.). 256 p. (in Russ.)

Rogozhin E.A., Yunga S.L., Marakhanov A.V. et al. (2002). Seismic and tectonic activity of faults on the south slope of the NW Caucasus. *Russian journal of Earth sciences*. Vol. 4. No. 3. P. 233–241. (in Russ.). https://doi.org/10.2205/2002es000095

Rogozhin E.A., Ovsyuchenko A.N., Marakhanov A.V. (2008). Dislocations caused by ancient strong earthquakes in the Elbrus region. *Doklady Earth Sciences*. Vol. 422. No. 1. C. 1093–1096.

Serebryanyj L.R., Golodkovskaya N.A., Orlov A.V. et al. (1984). *Kolebaniya lednikov i protsessy morenonakopleniya na Tsentral'nom Kavkaze* (Glacier fluctuations and moraine accumulation processes in the Central Caucasus. M.: Nauka (Publ.). 216 p. (in Russ.)

Solomina O.N., Alexandrovskiy A.L., Zazovskaya E.P. et al. (2022). Late-Holocene advances of the Greater Azau glacier (Elbrus area, Northern Caucasus) revealed by ^{14}C dating of paleosols. *Holocene*. Vol. 32. No. 5. P. 468–481. https://doi.org/10.1177/09596836221074029

Solomina O.N., Kalugin I.A., Aleksandrin M.Y. et al. (2013). Drilling of lake Karakel sediments (Teberda River Valley) and prospects for reconstructing the history of glaciation and Holocene climate in the Caucasus. *Ice and Snow*. No. 2. P. 102–111. (in Russ.) https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-2-102-111

Syvitski J.P.M., Milliman J. (2007). Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean. *The Journal of Geology*. Vol. 115. P. 1–19.

Vanmaercke M., Kettner A.J., Van Den Eeckhaut M. et al. (2014). Moderate seismic activity affects contemporary sediment yields. *Progress in Physical Geography*. Vol. 38. P. 145–172. https://doi.org/10.1177/0309133313516160

Wells D.L., Coppersmith K.J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 84. No. 4. P. 974–1002.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2023, том 54, № 3, с. 108–123

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.89(571.63)

РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ОЗЕРА ГНИЛОЕ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРИМОРЬЕ) ЗА ПОСЛЕДНИЕ 3300 ЛЕТ[#]

© 2023 г. М. С. Лящевская[1,*], В. Б. Базарова[1,], Т. Р. Макарова[1,***]**

[1]*ТИГ ДВО РАН, Владивосток, Россия*

**E-mail: lyshevskay@mail.ru*

***E-mail: bazarova@tigdvo.ru*

****E-mail: mctatiana@mail.ru*

Поступила в редакцию 21.10.2022 г.
После доработки 19.01.2023 г.
Принята к публикации 14.03.2023 г.

Получена непрерывная запись палеогеографических событий юго-восточного Приморья по данным отложений озера Гнилое, расположенного на северном побережье залива Находка, начиная с 3240 кал. л. н. Выделено 5 периодов потеплений: 3240–2500, 1865–1650, 1330–840, 730–625 кал. л. н. и со второй половины XVII в. по настоящее время; 4 периода похолоданий: 2500–1865, 1650–1330, 840–730 и 625–320 кал. л. н.; 6 влажных периодов: 3240–2500, 1865–1650, 1480–1330, 1060–840, 730–625 кал. л. н. и последние 280 лет; 5 сухих периодов: 2500–1865, 1650–1480, 1330–1060, 840–730 и 625–210 кал. л. н. По данным палинологического анализа экспансия кедра корейского и темнохвойных пород произошла во время второй фазы среднесубатлантического похолодания 1480–1330 кал. л. н. В последние 150 лет наиболее значимые изменения связаны с антропогенной трансформацией ландшафтов в результате урбанизации. Уменьшились площадь лесов и их видовой состав, на месте сведенных дубняков в настоящее время обширные пространства занимают кустарниковые заросли. На основании результатов диатомового анализа выделено 7 стадий развития озера Гнилое. Около 3240 кал. л. н. существовала мелководная полуоткрытая лагуна при уровне моря выше современного на 1–1.5 м. Похолодание и уменьшение влажности около 2500 кал. л. н. привели к образованию слабосоленой более закрытой лагуны. Около 2000 кал. л. н. уровень моря понизился, а окончательно лагуна отчленилась от моря около 1450 кал. л. н. Переход лагуны в пресное озеро произошел около 1080 кал. л. н. В период похолодания 840–730 кал. л. н. начинается обмеление озера, которое продолжалось и в малый ледниковый период. Начиная с 210 кал. л. н. отмечается повышение уровня озера, связанное с умеренным потеплением и повышением влажности. В отложениях озера Гнилое зафиксированы следы трех катастрофических событий – высокобалльного шторма около 3000 кал. л. н. и двух цунами около 2000 и 1560 кал. л. н.

Ключевые слова: озерные отложения, диатомеи, пыльца, радиоуглеродное датирование, природно-климатические изменения

DOI: 10.31857/S2949178923030064, **EDN:** WDCBGO

ВВЕДЕНИЕ

Выяснение хода развития ландшафтов побережья юго-восточного Приморья в голоцене и их реакции на короткопериодичные разнонаправленные изменения климата требуют получения высокоразрешающих записей с точной возрастной привязкой палеоландшафтных смен на основе радиоуглеродного датирования. Изучение особенностей стратиграфии озерных отложений позволяет восстановить наиболее детальную летопись палеогеографических событий голоцена. Осадконакопление во многих озерах происходит непрерывно, поэтому их отложения служат хорошими архивами, необходимыми для палеореконструкций. Изменения климата, катастрофические природные явления, влияние человека на окружающую среду фиксируются в колонках озерных осадков.

Начиная с 70-х гг. прошлого столетия на прибрежной территории юго-восточного Приморья проводились палеогеографические исследования с дальнейшей реконструкцией развития природной среды. Были изучены разнофациальные голоценовые отложения в бухтах: Неприметная,

[#] *Ссылка для цитирования*: Лящевская М.С., Базарова В.Б., Макарова Т.Р. (2023). Развитие природной среды и эволюция озера Гнилое (юго-восточное Приморье) за последние 3300 лет // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 108–123. https://doi.org/10.31857/S2949178923030064; https://elibrary.ru/WDCBGO

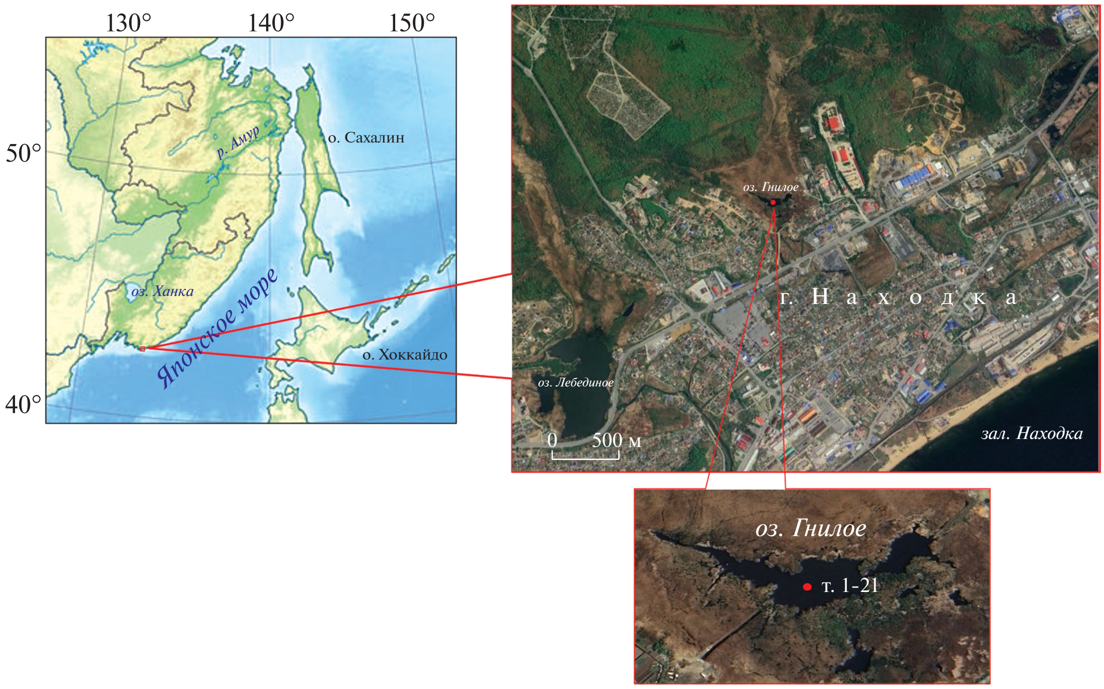


Рис. 1. Район исследования и расположение озера Гнилое на побережье залива Находка. Положение изученной колонки отмечено красной точкой.

Fig. 1. Study area and location of Gniloe Lake on the coast of Nakhodka Bay. The position of the studied core is marked with a red dot.

Черноручье (Короткий и др., 1980), Триозерье (Лящевская и др., 2017), Кит (Разжигаева и др., 2016), в озере Латвия, расположенного в бухте Мелководной (Короткий и др., 2004). На основе изучения стратиграфии и радиоуглеродного датирования разрезов разнофациальных отложений были установлены масштаб и возраст экстремальных гидрологических событий (цунами, катастрофических нагонов) во второй половине голоцена (Ганзей и др., 2015, 2016, 2018; Разжигаева и др., 2020а).

В настоящей работе представлены результаты исследования колонки донных отложений озера Гнилое (побережье залива Находка, юго-восточное Приморье), предпринятого с целью детальной реконструкции эволюции озера и региональных природно-климатических изменений в юго-восточном Приморье за последние 3300 лет.

2. РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Озеро Гнилое расположено в северо-западной части залива Находка (Японское море), в непосредственной близости от г. Находка (рис. 1). Его координаты: 42°85′56″ с.ш. и 132°92′45″ в.д. Озеро находится на высоте 3 м над у. м. и отделено от залива низкой морской террасой. Его окружают небольшие холмы и увалы, высота которых увеличивается к северу (максимальная абсолютная высота водораздельного хребта в северной части водосбора 225.5 м). Современное озеро возникло на месте лагуны после ее отчленения от моря. В него впадают два безымянных ручья, а сток воды осуществляется через выводную протоку. Площадь озера около 7200 м^2, глубина достигает 1.5 м. Озеро представляет эфтрофный водоем, находится в фазе зарастания и, скорее всего, со временем постепенно исчезнет. В 60-х годах прошлого столетия площадь озера была около 52270 м^2. Очертания контуров прежних берегов заметны на рис. 1. На картах 60-х гг. прошлого столетия масштаба 1 : 25000 один из двух притоков обозначен пунктирной линией (пересохшее русло), что свидетельствует об уменьшении стока в озеро. В настоящее время обнажившаяся литораль заболочена. На ней распространены осоково-тростниковые ассоциации. В вегетационный сезон озеро зарастает воздушно-водными и плавающими растениями (рогоз, тростник, рогульник, ряска). Наблюдается острый дефицит кислорода в озере – следствие относительного застоя водной массы. На дно оседает много органического вещества, значительная часть его накапливается в виде сапропеля. Частные жилые застройки на окружающих озеро возвышенных участках появились в 70–80-х годах прошлого столетия. Очевидно, что их непосредственная близость к водоему вносит существенный антропогенный вклад в эфтрофикацию водоема.

Климат района исследования – умеренно муссонный. В теплое время года на материк устремляются влажные массы морского воздуха, приносящие туманы и дожди. В июле-сентябре нередко обрушиваются тайфуны. Зимой господствует сухой охлажденный воздух Сибирского антициклона. Средняя температура января – около –10°C, августа – около +21°C, среднегодовая температура – +7°C, среднегодовое количество осадков – около 860 мм (Научно-прикладной..., 1988). Значительное влияние на климат побережья оказывает Приморское течение, несущее холодные воды Охотского моря через Татарский пролив.

Растительность – типичная дальневосточная неморальная флора в условиях выраженной антропогенной нагрузки. На элементах мелкосопочного и холмисто-увалистого рельефа господствуют леса с дубом монгольским (*Quercus mongolica*). На шлейфах увалов встречаются небольшие участки суходольных лугов, в состав которых входят кустарники, преимущественно ольха японская (*Alnus japonica*). В нижнем течении ручьев на пойме развиты сырые и заболоченные луга. По берегам озера произрастает прибрежно-водная растительность, водная растительность представлена флорой пресных водоемов (Прокопенко, 2014).

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор образцов осадков оз. Гнилое проводился в феврале 2021 г. с помощью ручного торфяного бура Геллера (длина пробоотборника 50 см, диаметр 5 см). Из скважины в центральной части озера (столб воды 1.24 м) взята колонка отложений мощностью 1.7 м, из которой были отобраны образцы на спорово-пыльцевой, диатомовый и радиоуглеродный анализы (т. 1–29).

Палинологические пробы, отобранные с шагом 2 см, обрабатывались по сепарационному методу В.П. Гричука (Пыльцевой..., 1950). В образцах было подсчитано не менее 200 пыльцевых зерен и спор. При подсчете процентов за 100% принималась сумма пыльцы древовидных и травянистых растений, а содержание споровых рассчитывалось от общей суммы.

Диатомовый анализ образцов, также отобранных с шагом 2 см, выполнен по стандартной методике (Диатомовые водоросли СССР, 1974). В каждом образце подсчитывали около 200–400 створок диатомовых водорослей, определение которых проводилось с использованием атласов-определителей и литературных источников (Krammer, Lange-Bertalot, 1986; Krammer, Lange-Bertalot, 1991; Krammer, 2000). Определение эколого-географической характеристики проведено по (Баринова и др., 2006; Харитонов, 2010).

Для построения спорово-пыльцевой и диатомовой диаграмм использовано программное обеспечение Tilia v. 2-0-41 (Grimm, 2004). Палинокомплексы и комплексы диатомей выделены на основе изменений таксономического состава спектров и с учетом их кластеризации при помощи программы CONISS.

Радиоуглеродное датирование образцов проводилось на ускорительном масс-спектрометре в Познаньской радиоуглеродной лаборатории Университета Адама Мицкевича (г. Познань, Польша). Для определения хронологии событий использована возрастная модель (рис. 2) по программе Bacon 2 с программной оболочкой R (Blaauw, Christen, 2011), опирающаяся на серию из 5 AMS датировок (табл. 1). По данным возрастной модели произведен расчет скорости осадконакопления.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Литологическое описание колонки (сверху вниз).

	Интервал, см
Сапропель с растительными остатками, коричневый с рыжим оттенком, слегка уплотненный, мягкий (слой **IV**)	0–9
Сапропель с растительными остатками, коричневый, полужидкий (слой **III**)	9–39
Сапропель коричневый, уплотненный (слой **II**)	39–50
Сапропель коричневый, полужидкий, с редким включением мелкозернистого песка (слой **I**)	50–120
Алеврит темно-серый, очень пластичный, с редкими включениями мелкозернистого песка	120–170

Переход от алеврита к сапропелю четкий, граница резкая. Присутствие мелкозернистого песка (0.1–0.25 мм) в отложениях (интервал 50–170 см) предположительно имеет эоловое происхождение.

Возрастная модель и скорости осадконакопления. Возраст самых древних отложений в озерной колонке составляет около 3240 кал. л. н. (рис. 2). Относительно низкие скорости осадконакопления на начальном этапе (0.27 мм/год), возможно, были связаны с открытостью лагуны. Около 1560 кал. л. н. они увеличились практически втрое – до 0.9 мм/год, что вызвано перекрытием протоки, ведущей из лагуны в море, и ее обмелением. Это совпало по времени со среднесубатлантическим похолоданием, получившим в Европе название Похолодание Темных веков 1.7–1.2 тыс. кал. л. н. (Helama et al., 2017). Уровень Японского

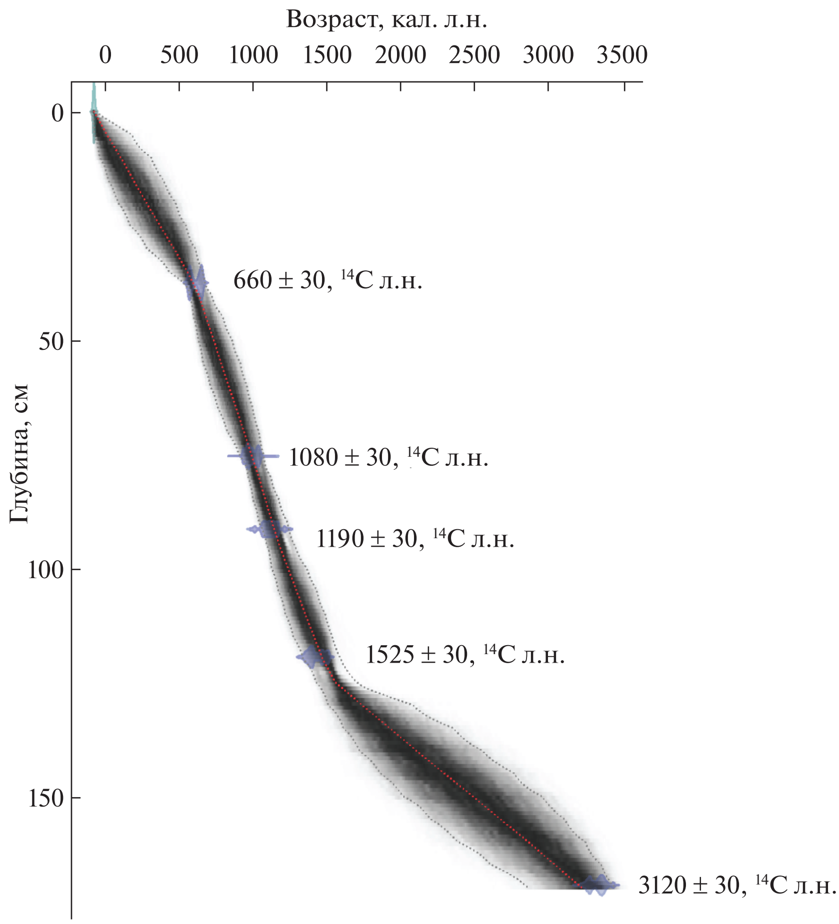


Рис. 2. Возрастная модель накопления отложений в озере Гнилое.
Fig. 2. Age model of sediment accumulation in Gniloe Lake.

моря был на 0.8–1.2 м ниже современного (Короткий и др., 2004). После формирования сильно распресненной лагуны началось накопление сапропеля по мере распространения прибрежно-водной растительности. Максимальные скорости осадконакопления (до 1.25 мм/год) отмечены около 1000 кал. л. н. с началом формирования пресного озера, что совпало с наиболее теплыми и влажными условиями средневекового климатического оптимума. В это время увеличивался речной сток, несущий взвешенные минеральные частицы. Замедление скорости осадконакопления произошло около 560 кал. л. н. (начало малого ледникового периода) и составило в среднем 0.63 мм/год. В это время уменьшался речной сток и продолжалось обмеление озера, накапливался слабо разложившийся сапропель.

Спорово-пыльцевой анализ. По результатам анализа осадков оз. Гнилого выделены 12 спорово-пыльцевых комплексов [СПК], которые описываются от наиболее древнего к современному (рис. 3).

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки осадков озера Гнилое
Table 1. Radiocarbon dating of sediments from Gniloe Lake

Глубина, см	Лабораторный индекс	^{14}C возраст, л. н.	Калиброванный возраст, л. н.	Материал для датирования
37	Poz-140070	660 ± 30	672–556	Сапропель
75	Poz-139325	1080 ± 30	1058–928	Семя водного растения
91	Poz-140072	1190 ± 30	1242–998	Сапропель
119	Poz-139326	1525 ± 30	1516–1345	Семя водного растения
169	Poz-139327	3120 ± 35	3443–3232	Древесина

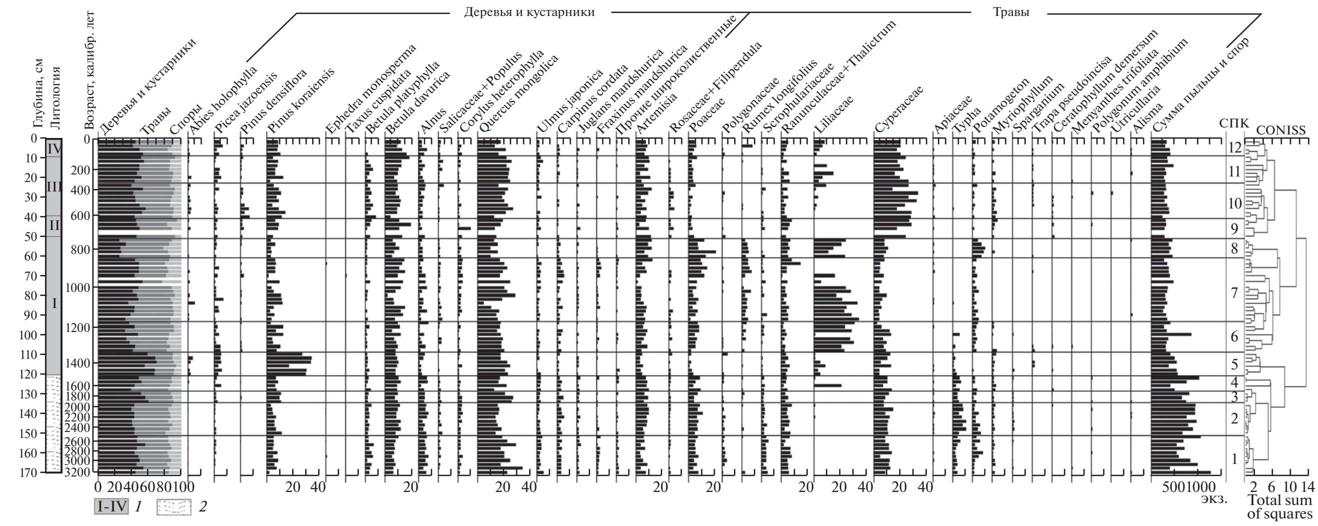


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений озера Гнилое. *1* – сапропель, *2* – алеврит (подробное литологическое описание колонки см. в тексте).

Fig. 3. Pollen diagram of the sediments of Gniloe Lake. *1* – sapropel, *2* – aleurite (see the text for a detailed lithological description of the column).

СПК 1 (интервал 150–170 см, 3240–2500 кал. л. н.) характеризуется доминированием пыльцы древесных (до 65%), преобладает пыльца широколиственных (до 43%), особенно дуба монгольского (до 34%). Содержание пыльцы других широколиственных составляет: ильма японского *Ulmus japonica* до 5%, граба сердцелистного *Carpinus cordata* и лещины разнолистной *Corylus heterophylla* по 4%, ореха маньчжурского *Juglans mandshurica* и ясеня маньчжурского *Fraxinus mandshurica* по 3%. Среди мелколиственных пород доминирует пыльца березы даурской *Betula davurica* (до 10%), несколько меньше пыльцы ольхи *Alnus* sp. (до 7%), березы плосколистной *B. platyphylla* (до 6%) и ивовых Salicaceae (по 2%). Хвойные представлены пыльцой сосны корейской *Pinus koraiensis* (до 8%), ели аянской *Picea jezoensis* (>1%), единично – пихты цельнолистной *Abies holophylla*, хвойника односемянного *Ephedra monosperma* и тиса остроконечного *Taxus cuspidata*. В группе трав и кустарничков преобладает пыльца осок Cyperaceae (до 13%), в меньшем количестве присутствует полынь *Artemisia* sp. и рдест *Potamogeton* sp. (по 8%), злаков Poaceae и лютиковых Ranunculaceae (по 7%), норичниковых Scrophulariaceae и рогоза *Typha* sp. (по 5%) и др. Доля спор в спектрах – до 16%, доминируют папоротники (до 14%), присутствует чистоустник азиатский *Osmundastrum asiaticum* (до 5%). В интервале 150–152 см найдены семена рдеста.

СПК 2 (интервал 134–150 см, 2500–1865 кал. л. н.). Преобладает пыльца трав и кустарничков (до 54%), доминируют осоки (до 15%), меньше злаков и рогоза (до 10%), полыни (до 9%), лютиковых (до 7%), рдеста (до 6%), норичниковых (до 4%), лабазника *Filipendula* sp., гречишных Polygonaceae, урути *Myriophyllum* sp. и ежеголовника *Sparganium* sp. (по 2%). В группе древесных снижается сумма пыльцы широколиственных (до 20%), особенно дуба (до 13%). Из мелколиственных пород преобладает пыльца березы даурской (до 11%), незначительно увеличивается содержание пыльцы ивовых (до 3%). Среди хвойных доминирует пыльца сосны корейской, количество которой постепенно уменьшается снизу вверх по разрезу (от 11 до 3%). Среди споровых преобладают папоротники (до 15%), доля чистоустника – до 4%. В интервале 146–150 см присутствуют семена рдеста.

СПК 3 (128–134 см, 1865–1650 кал. л. н.). Увеличивается количество пыльцы древесных (до 67%), особенно широколиственных (до 37%), доминирует дуб (до 26%). Возрастает участие сосны корейской (до 11%) и ели (до 2%). Доля пыльцы мелколиственных составляет: березы даурской – до 9%, ольхи – до 5%, березы плосколистной и ивовых – до 2%. В группе трав и кустарничков преобладает пыльца осок – до 11%, присутствует пыльца полыней (до 9%), злаков (до 6%), лютиковых и рогоза (по 4%), рдеста (до 3%). Среди споровых доминируют папоротники (до 9%), чистоустник – до 4%.

СПК 4 (120–128 см, 1650–1480 кал. л. н.). Количество пыльцы трав и кустарничков возрастает до 53%, уменьшаясь снизу вверх до 41%. Отмечается пик пыльцы лилейных Liliaceae (до 20%). Увеличивается доля пыльцы осок (до 13%). Сумма других составляет: полыни до 10%, злаков до 9%, рогоза до 6%, лютиковых до 4%, рдеста до 3%

и урути до 2%. В древесной группе преобладает пыльца дуба, количество которой по сравнению с СПК 3 снижается до 12%. Уменьшается доля пыльцы граба до 2%, ясеня увеличивается до 2%. Содержание пыльцы липы *Tilia* sp., ореха маньчжурского и ильма – по 2%. Среди мелколиственных доминирует пыльца березы даурской (до 11%), до 7% возрастает участие ольхи, доля березы плосколистной и ивовых – по 2%. Сумма пыльцы сосны корейской сокращается до 6%, ели увеличивается до 5%. В группе споровых преобладают папоротники (до 12%), количество чистоустника – до 4%.

СПК 5 (108–120 см, 1479–1330 кал. л. н.). Увеличивается количество пыльцы древесных до 77%, особенно сосны корейской (до 34%). Возрастает сумма пыльцы ели (до 6%) и пихты (до 3%). Из широколиственных доминирует пыльца дуба – до 25%, лещины и ильма – до 3%, граба и липы – по 2%. Из мелколиственных преобладает пыльца березы даурской (до 10%), уменьшается количество ольхи (до 1%). В группе трав и кустарничков доминирует пыльца осок (до 13%), присутствует пыльца лилейных (до 8%), лютиковых (до 6%), гречишных (до 4%), снижается до 3% участие полыни, злаков, рогоза, до 2% – урути. Появляется пыльца рогульника ложновыемчатолистного *Trapa pseudoincisa* (до 2%). Из споровых преобладают папоротники (до 10%), участие чистоустника – до 5%.

СПК 6 (82–108 см, 1330–1060 кал. л. н.). Увеличивается сумма пыльцы трав и кустарничков до 65%, доминирует пыльца лилейных (до 34%). Содержание пыльцы осок уменьшается от 13% до 2%. Доля полыни возрастает до 8%, злаков – до 7%, щавеля длиннолистного *Rumex longifolius* – до 5%, норичниковых и рдеста – по 4%. Присутствуют лютиковые – до 6%, рогоз – до 5%, уруть – до 3%, рогульник – до 2%. Среди древесных преобладает пыльца дуба – до 20%. Увеличивается содержание пыльцы граба (до 4%), ясеня и ореха (по 2%), доля лещины – до 3%, ильма – до 2%. Сумма пыльцы хвойных сокращается до 5%. Из мелколиственных доминирует береза даурская (до 15%). Увеличивается количество пыльцы ольхи (до 7%), ивовых (до 3%), тополя *Populus* sp. (до 2%). Доля споровых возрастает до 17%, преобладают папоротники.

СПК 7 (60–82 см, 1060–840 кал. л. н.). Увеличивается количество пыльцы древесных пород (до 70%), в частности, широколиственных (до 36%). Доминирует пыльца дуба (до 28%), возрастает доля граба (до 5%), ильма и ясеня (по 3%). Содержание пыльцы лещины – до 3%, ореха – до 2%. Появляется пыльца винограда амурского *Vitis amurensis*, клена *Acer* sp., лимонника китайского *Schisandra chinensis*. Из мелколиственных постепенно увеличивается количество пыльцы березы даурской (до 15%), доля ольхи – до 6%, березы плосколистной – до 3%, ивовых – до 2%. Среди хвойных содержание пыльцы сосны корейской – до 11%, ели – до 7%, сосны густоцветковой *P. densiflora*– до 3%, встречено пыльцевое зерно тиса. В группе трав в нижней части СПК преобладает пыльца лилейных (до 27%), а в верхней – злаков и лютиковых (до 14%). Пыльцы полыни – до 12%, осок – до 10%, щавеля – до 7%, рдеста – до 3%. Из споровых доминируют папоротники (до 22%).

СПК 8 (50–60 см, 840–730 кал. л. н.). Уменьшается количество древесной пыльцы (до 29%), особенно широколиственных (до 13%). Участие дуба сокращается до 9%, граба до 3%. Снижается доля березы даурской до 5%, пыльцы ольхи – до 3%, ивовых – до 2%. Сократилось участие пыльцы сосны корейской (до 6%). В группе трав доминирует пыльца лилейных (до 23%). Количество пыльцы злаков увеличивается до 20%, полыни до 12%, осок до 11%, рдеста до 9%; снижается доля лютиковых до 6%, щавеля до 5%. Из споровых преобладают папоротники (до 20%). В интервале 56–58 см присутствуют семена рдеста.

СПК 9 (40–50 см, 730–625 кал. л. н.). Увеличивается количество пыльцы древесных до 56%. Доминирует пыльца широколиственных – до 29%, пыльцы дуба – до 17%, лещины – до 10%, ореха маньчжурского, ильма, граба, липы – до 2%. Участие мелколиственных – до 24%, возрастает до 19% сумма пыльцы березы даурской, до 5% ольхи. Увеличивается количество пыльцы хвойных до 14%, сосны корейской до 9%. В группе трав и кустарничков возрастает до 28% участие пыльцы осок, до 2% сокращается доля злаков и полыни. Содержание лютиковых – до 6%, василистника *Thalictrum* sp., гречишных, норичниковых, урути – по 2% каждого. Появляется пыльца розовых Rosaceae (до 3%) и роголистника погруженного *Ceratophyllum demersum* (до 2%). Споровые представлены папоротниками (до 17%).

СПК 10 (22–40 см, 625–320 кал. л. н.). Количество пыльцы древесных составляет 47–63%. Преобладает пыльца широколиственных (до 28%), пыльцы дуба – до 23%, ильма – до 3%, ореха и граба – по 2%. Содержание хвойных уменьшается с 19 до 8%. Доминирует пыльца сосны корейской (до 14%), содержание сосны густоцветковой до 7%, ели до 3%, пихты до 2%. До 20% возрастает доля мелколиственных, преобладает пыльца березы даурской (до 11%). До 5% увеличивается количество ольхи и до 4% ивовых. В группе трав и кустарничков доминирует пыльца осок (до 34%). Присутствует пыльца полыни (до 12%), лилейных (до 9%), лютиковых (до 5%), розовых (до 4%), норичниковых, урути и рдеста (по 3%), зонтичных Apiaceae и рогульника (по 2%), до 5% возрастает сумма пыльцы злаков. Появляется пыльца других гигрофильных водно-болотных растений: вахты

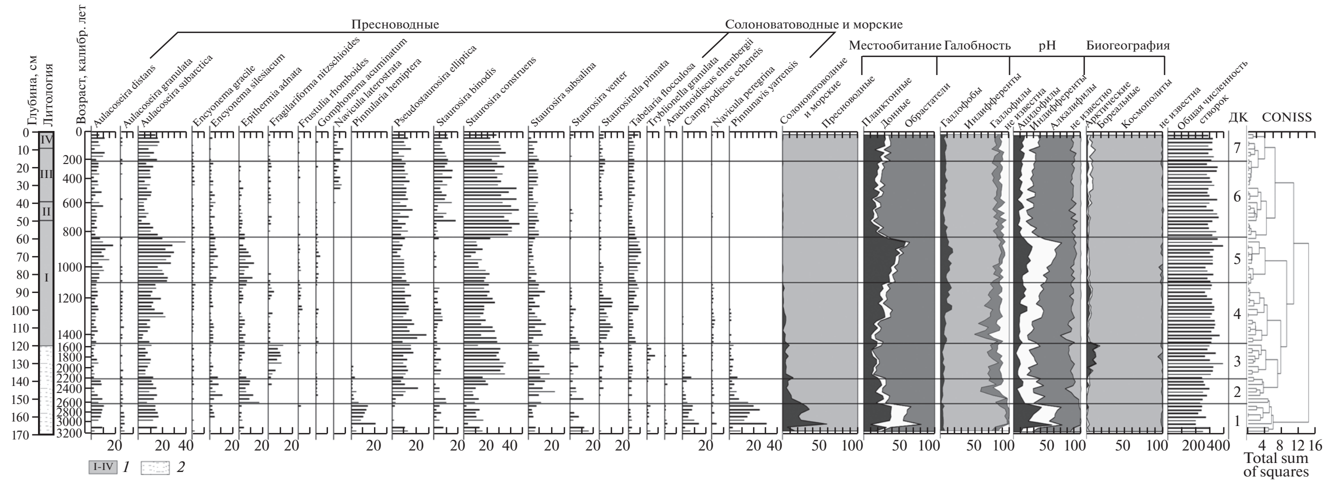


Рис. 4. Распределение диатомей в колонке отложений озера Гнилое (условные обозначения см. на рис. 3).
Fig. 4. Diatom distribution in the sediment core of Gniloe Lake (Look symbols at fig. 3).

трехлистной *Menyanthes trifoliata*, горца земноводного *Polygonum amphibium* и пузырчатки *Utricularia* sp. Доля споровых увеличивается до 13%, доминируют папоротники. В интервале 36–38 см обнаружен фрагмент скорлупы ореха сосны корейской.

СПК 11 (8–22 см, 320–60 кал. л. н.). Возрастает участие пыльцы древесных до 64%, преобладает пыльца широколиственных (до 33%). Увеличивается присутствие дуба до 26%, ильма до 4%, граба и лещины по 2%. Появляется пыльца клена. Среди хвойных доминирует пыльца сосны корейской (до 12%). Доля пыльцы ели, пихты и сосны густоцветковой снижается. Увеличивается участие пыльцы мелколиственных (до 21%), особенно березы даурской (до 18%). В группе трав и кустарничков преобладает пыльца осок (до 26%). До 14% возрастает количество пыльцы лилейных. Присутствует пыльца полыни (до 11%), лютиковых (до 6%), урути и василистника (по 2%), до 6% возрастает доля злаков. Появляется пыльца частухи *Alisma* sp. Количество споровых достигает 14%, преобладают папоротники.

СПК 12 (0–8 см, последние 130 лет). Уменьшается участие пыльцы древесных с 60 до 47%. Доминирует пыльца широколиственных (до 28%): дуба (до 21%), лещины (до 3%), граба, ильма и ореха (по 2%), липы и аралиевых Araliaceae (<1%). Сократилось участие пыльцы ясеня, ореха маньчжурского и других широколиственных. Среди мелколиственных преобладает пыльца березы даурской (до 16%). Снижается количество пыльцы ольхи до 3%, доля ивовых – до 2%. Среди хвойных доминирует пыльца сосны корейской (до 10%), возрастает содержание пыльцы ели до 6%. В группе трав и кустарничков преобладает пыльца осок (до 20%). Отмечен пик пыльцы щавеля до 8%. Участие пыльцы полыни – до 8%, лилейных – до 7%, злаков – до 5%, лютиковых – до 4%, василистника и рдеста – по 2%. Появляется пыльца роголистника. Количество спор папоротников – до 15%.

Диатомовый анализ. Список диатомей составляет 113 таксонов, из них 101 вид пресноводный и 12 солоноватоводных и морских. Из пресноводных наиболее разнообразны виды обрастания – 51, донных видов – 40, планктонных – 10. Доминируют космополиты – 77 таксонов, менее представлены арктобореальные (5) и бореальные (11) виды. По отношению к pH водной среды преобладающей группой являются алкалифилы – 36 и циркумнейтральные – 34, ацидофилы – 22 вида; по отношению к солености: индифференты – 63 вида, галофилы – 10 и галофобы – 18 видов. На основе экологических характеристик доминантных и субдоминантных видов выделено 7 диатомовых комплексов [ДК], отражающих стадии развития водоема (рис. 4).

В ДК 1 (152–168 см, 3240–2560 кал. л. н.) содержание морских и солоноватоводных диатомей колеблется в пределах 37–21%, что говорит о хорошей связи с морем. В интервале 162–164 см их содержание достигает 62%, что может свидетельствовать о мощном шторме или цунами. Ведущее положение занимают бентосные виды, широко распространенные в бухтах, заливах и эстуариях рек, доминирует солоноватоводно-морской *Pinnunavis yarrensis,* субдоминант – солоноватоводный *Campylodiscus echeneis.* В составе пресноводных диатомей отмечены планктонные *Aulacoseira subarctica* (до 16%)*,* предпочитающий олиго-мезотрофные воды, и *A. distans* (до 10%)*,* предпочитающий олиготрофные воды (Krammer, Lange-Bertalot, 1991). Среди обрастателей выделяются *Staurosira construens, S. subsalina, S. venter, S. binodis,* обычные для мелководных заросших водной растительностью озер и массово развивающихся в лагунах (Полякова, 1979), а также донный ацидофил *Pinnularia hemiptera,* предпочитающий олиготрофные воды (Van Dam, 1994). По отношению к солености преобладают индифференты, по отношению к pH группы диатомей примерно равны.

ДК 2 (138–152 см, 2560–2015 кал. л. н.) характеризуется снижением содержания солоноватоводных и морских диатомей от 23 до 8%, состав доминантных видов не меняется. Среди пресноводных диатомей увеличивается содержание обрастателей (до 69%), доминируют *Staurosira construens, Pseudostaurosira elliptica, Epithemia adnata, Encyonema silesiacum.* Количество планктонных снижается до 24%, состав их не меняется. По отношению к солености увеличивается количество галофилов (до 25%), по отношению к pH доминируют алкалифилы, доля ацидофилов снижается до 13%.

В ДК 3 (118–138 см, 2015–1450 кал. л. н.) содержание морских и солоноватоводных диатомей понижается до 5%. В интервалах 136–138 и 124–126 см их доля достигает 17.5%, что может свидетельствовать об усилении притока морской воды в лагуну (в результате сильных штормов или цунами). К доминирующим видам *Pinnunavis yarrensis* и *Campylodiscus echeneis* добавляется морской бентосный *Tryblionella granulata.* Среди пресноводных диатомей содержание планктонных видов снижается до 17%, доминируют виды обрастания (до 81%) – *Staurosira construens* (до 35%), *Pseudostaurosira elliptica* (до 17%), *Fragilariforma nitzschioides* (до 12%). По отношению к pH доминирующими остаются алкалифилы, содержание ацидофилов уменьшается до 9%. В этом интервале возрастает количество аркто-бореальных видов до 12%.

В ДК 4 (84–118 см, 1450–1080 кал. л. н.) количество морских и солоноватоводных диатомей понижается до 0.6%, совсем исчезают морские виды, преобладает эвригалинный мезогалоб *Navicula peregrina,* характерный для эстуариев. Среди пресноводных на фоне доминирования видов обрастаний (до 77%) повышается содержание планктонных до 29%, преобладают *Aulacoseira subarctica, A. distans.* По отношению к солености преобладают индифференты, по отношению к pH – алкалифилы, при увеличении ацидофилов до 20%. Содержание аркто-бореальных видов сокращается до 4.7%. Увеличивается присутствие характерных для болот временно планктонного *Tabellaria flocculosa* (до 8.5%) и диатомей рода *Eunotia* (до 3.7%).

ДК 5 (58–84 см, 1080–820 кал. л. н.) характеризуется полным исчезновением солоноватоводных и морских диатомей. Среди пресноводных диатомей в подошве слоя преобладают виды обрастания, к кровле возрастает содержание планктонных видов до 58%. Доминантные виды остаются прежними. Доля ацидофилов достигает 28%, что говорит о закислении озера, заболачивании мелководий. Содержание аркто-бореальных видов сокращается до 2%.

В ДК 6 (16–58 см, 820–210 кал. л. н.) содержание видов обрастания увеличивается до 86%, доминантом является *Staurosira construens,* субдоминантами *S. binodis, Pseudostaurosira elliptica* и планктонный *Aulacoseira subarctica.* По отношению к солености преобладают индифференты, по отношению к pH – алкалифилы, количество ацидофилов уменьшается до 13%, содержание арктобореальных видов – до 2%. В интервале 52–54 см единично встречен *Pinnunavis yarrensis,* в интервалах 16–18, 34–36, 38–42, 44–50 см единично встречается солоноватоводный *Navicula peregrina.*

В ДК 7 (0–16 см, последние 280 лет) доминируют виды обрастания (до 71%): *Staurosira construens* (до 35%), *Pseudostaurosira elliptica* (до 15%), *Staurosira binodis* (до 11%). Содержание планктонных увеличивается до 30%, преобладают *Aulacoseira subarctica, A. distans.* В интервале 0–4 см единично встречается солоноватоводный *Navicula peregrina.*

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение отложений оз. Гнилого дает возможность восстановить развитие природной среды юго-восточного Приморья со второй половины суббореального периода голоцена (рис. 5). Около 4100 кал. л. н. началось суббореальное потепление, с которым связана малоамплитудная трансгрессия Японского моря, максимум которой пришелся примерно на 3600 кал. л. н.; уровень моря превышал современный на 1.5–2 м (Хершберг и др., 2013). Район исследования около 3240 кал. л. н. покрывали дубово-широколиственные леса с бо́льшим участием, чем в настоящее время, граба сердцелистного, ореха маньчжурского, ясеня маньчжурского, бархата амурского *Phellodendron amurense*, сирени белой *Ligustrina amurensis*. Пойменные леса образовывали ольха волосистая *Alnus hirsuta*, ивовые, ильм японский, ясень маньчжурский, орех маньчжурский. На мелкогорье были развиты кедрово-широколиственные леса, в высокогорье – еловые, граница которых располагалась выше современной. В это время оз. Гнилое представляло собой мелководную полуоткрытую лагуну, заросшую водной растительностью и существующую в условиях высокой гидродинамической активности моря. Вероятно, около 3000 кал. л. н. в результате катастрофического шторма произошел заплеск морской воды в лагуну, о чем свидетельствует резкое двукратное увеличение морских диатомей в отложениях озера (интервал 162–164 см). В это время лагуна находилась на 1–1.5 м выше уровня моря. Растительность водоема была представлена стрелолистом трехлистным *Sagittaria trifolia*, урутью, ежеголовником, роголистником, рдестом. На заболоченных берегах распространялись осоковые ассоциации с вахтой трехлистной. На более возвышенных участках преобладало полынно-злаковое разнотравье. Климат был теплее современного.

Около 2500 кал. л. н. начинается раннесубатлантическое похолодание, ярко проявившееся в Приморье (Лящевская и др., 2017; Razjhigaeva et al., 2018; Razjhigaeva et al., 2019; Разжигаева и др., 2020б). Мелководная полуоткрытая лагуна становится более изолированной от моря и превращается в полузакрытый слабосоленый водоем (рис. 5). В растительном покрове происходит сокращение площади лесов, уменьшается доля широколиственных, особенно дуба и ясеня, увеличивается участие березы даурской. В пойменных лесах возрастает роль ивовых и сокращается ильма. Развиваются суходольные открытые полынно-злаковые сообщества. Образовавшиеся мелководья зарастают рогозом.

Около 2000 кал. л. н. началась регрессия моря (на 0.8–1.2 м), которая сопровождалась осушением мелководных бухт и болот, вдоль побережья происходила активная аккумуляция (Короткий и др., 2004). В это время связь лагуны с морем ослабела, о чем свидетельствует резкое сокращение морских диатомей. Уменьшение количества планктонных видов говорит об ее обмелении. Около 2000 кал. л. н. (интервал 136–138 см) и 1560 кал. л. н. (интервал 124–126 см) зафиксированы два мощных заплеска морской воды в лагуну, которые могли быть вызваны цунами. Морские осадки, связанные с цунами, были обнаружены в разрезах торфяников в бухте Кит (восточное Приморье). Их возраст около 1870 ± ± 70 кал. л. н. и 2090 ± 70 кал. л. н. В этот же возрастной интервал попадает дата 2090 ± 110 кал. л.н., полученная под прослоем цунамигенного песка, обнаруженного в отложениях палеоозера бухты Лангоу I (восточное Приморье) (Ганзей и др., 2018).

Кратковременное раннесубатлантическое потепление, зафиксированное для юго-восточного Приморья в период 1865–1653 кал. л. н., в европейской части получило название Римское Потепление (2.0–1.7 тыс. кал. л. н.; Новенко, 2020). В юго-восточном Приморье увеличиваются площади лесной растительности: еловых лесов в верхнем поясе гор, в мелкогорье – кедрово-широколиственных и дубово-широколиственных на склонах увалов. В составе пойменных лесов уменьшается участие ольхи и возрастает доля ивовых. В травянистом покрове сокращается роль гелиофитов. На месте мелководий образуются влажные луга с осоковыми сообществами и гигрофитным разнотравьем. Это же потепление было обнаружено при изучении торфяника на о. Русский. В растительности увеличивалась роль широколиственных лесов с преобладанием дуба и большей встречаемостью граба. Климатические условия были немного теплее и влажнее современных (Микишин, Гвоздева, 2014).

За потеплением около 1653 кал. л. н. последовало среднесубатлантическое похолодание (Похолодание Темных веков; Helama et al., 2017), которое на территории юго-восточного Приморья проявилось двумя фазами. Первая фаза 1653–1479 кал. л. н. была прохладной и более сухой. На склонах мелкогорья уменьшились площади лесных массивов с незначительным снижением участия широколиственных. На пойме распространились ольховники с небольшим участием ивовых и полынно-злаковыми сообществами.

Около 1560 кал. л. н. произошло перекрытие протоки, связывающей лагуну с морем, ее обмеление и активное развитие водной и прибрежно-водной растительности. Началось накопление сапропеля. В это время уровень Японского моря был на 0.8–1.2 м ниже современного (Короткий и др., 2004).

Во вторую фазу 1479–1330 кал. л. н. похолодание усилилось, а влажность повысилась. Широкое развитие получили кедрово-дубовые леса. Граница хвойно-широколиственных лесов понизилась, ель и пихта умеренно присутствовали в составе растительности на высотах менее 200 м. Аналогичные данные получены по отложениям в устье реки Киевки и бухте Мал. Тазгоу (Короткий и др., 2004). Возросшая роль кедрово-широколиственной ассоциации во время этого похолодания отмечается и на о. Русский (Микишин, Гвоздева, 2014). В отложениях побережья оз. Ханка, датируемых VI в. н. э., обнаружено высокое содержание пыльцы ели, пихты и, особенно, кедра (Микишин и др., 2007; Базарова и др., 2018). Увеличение влажности привело к сокращению полынно-злаковых сообществ. Климат был холоднее, чем в раннесубатлантическое похолодание. Максимум похолодания пришелся на первую половину VI в. В Европе кульминация этого климатического события также пришлась на VI в. н. э. (Helama et al., 2017). В лагунных отложениях увеличивается содержание арктобореальных видов диатомей. В это время на фоне продолжающейся регрессии моря (Короткий и др., 2004) лагуна окончательно отчленяется от моря, происходит ее сильное опреснение.

Похолодание сменилось потеплением (1330–840 кал. л. н.), в котором выделяются две фазы. Первая (1330–1060 кал. л. н.) была менее теплой и относительно сухой. В горах граница хвойно-широколиственных лесов повысилась. На побережье доминировали дубово-широколиственные леса с березой даурской и грабом. В составе пой-

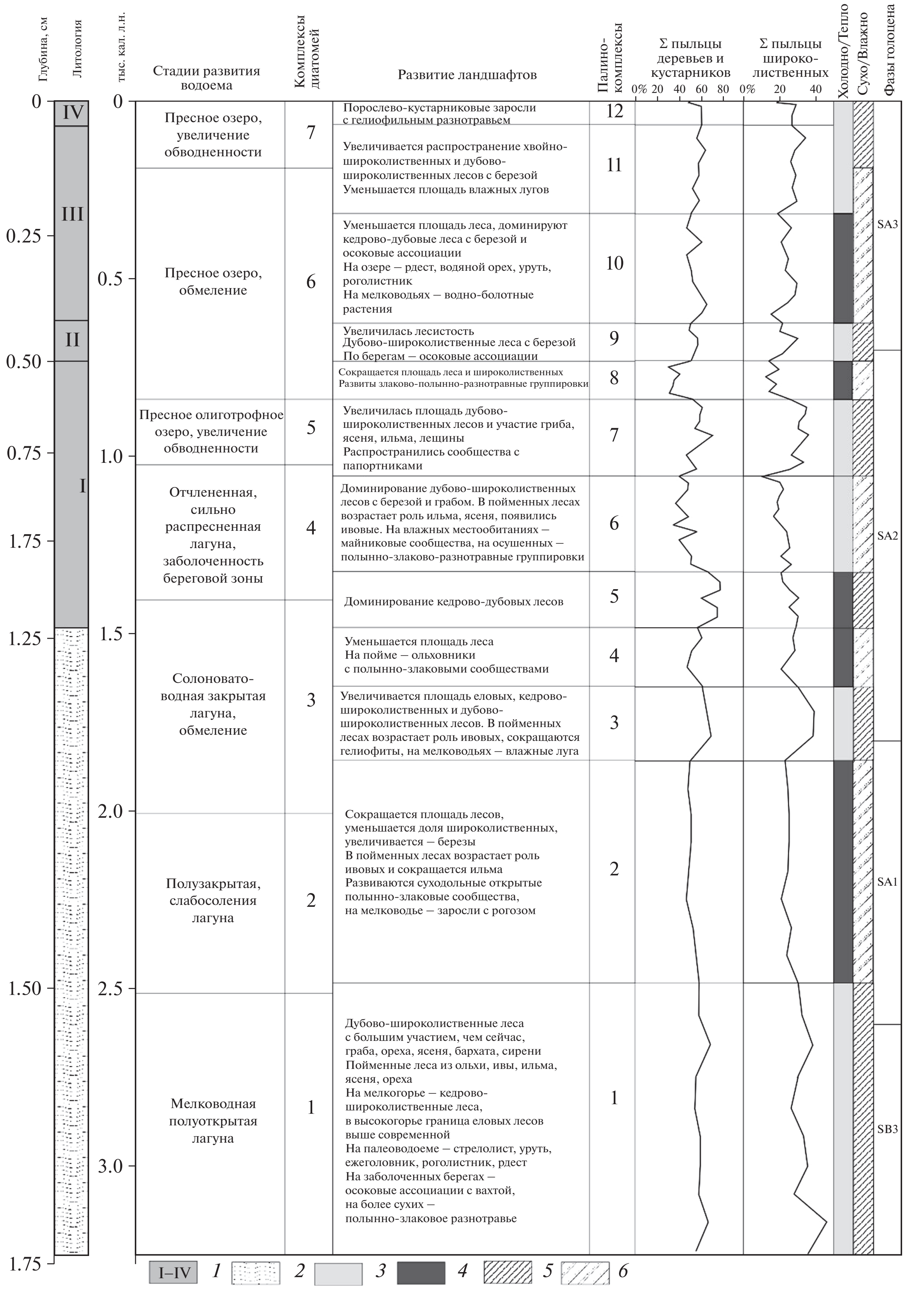


Рис. 5. Развитие природной среды юго-восточного Приморья за последние 3240 кал. л. н., периодизация голоцена по Н.А. Хотинскому (1977). *1–2* – см. условные обозначения на рис. 3; *3* – потепление; *4* – похолодание; *5* – влажно; *6* – сухо.
Fig. 5. Development of the environment of southeastern Primorye during last 3240 cal. BP, periodization of the Holocene according to N.A. Khotinsky (1977). *1–2* – look symbols at fig. 3; *3* – warming; *4* – cooling; *5* – humid; *6* – dry.

менных лесов возрастала роль ильма, ясеня, появились ивовые. По берегам озера на влажных участках в травяном покрове распространились лилейные. Полынно-злаково-разнотравные группировки были развиты на осушенных участках. Лагуна трансформировалась в пресное озеро. Усилилась заболоченность береговой зоны, о чем свидетельствует увеличение содержания *Tabellaria flocculosa* и диатомей рода *Eunotia*. Во вторую фазу (1060–840 кал. л. н.) климат стал теплее и влажнее. На побережье залива Находка увеличилась площадь дубово-широколиственных лесов, в которых возрастало участие граба, ясеня, ильма, лещины. В травяном покрове незначительно сократилось присутствие полыней и злаков. Это потепление совпадает по времени с началом средневекового климатического оптимума (VIII–XIII вв.). На территории Приморья среднегодовая температура повысилась на 1–1.3°C, в основном за счет более теплых зим. Предположительно повысилось и годовое количество атмосферных осадков (Короткий и др., 1999), а также речной сток. Уровень моря поднимался примерно на 0.5 м по отношению к современному, и подъем продолжался не менее 400 лет (Короткий и др., 2004). На островном и континентальном побережьях юга Дальнего Востока потепление проявилось во всех ландшафтных зонах (Razjigaeva et al., 2019). На территории Китая оно началось в VIII в. (Duan et al., 1981), а в Японии теплая фаза датируется 732–1296 гг. н. э. (Sakaguchi, 1983; 1989). Согласно дендрохронологическим данным для Северного полушария в период с 750 по ~850 г. н. э. происходило умеренное повышение температуры, за которым последовал продолжительный теплый период (Wilson et al., 2016). Комплекс диатомей соответствует существованию более глубокого пресноводного олиготрофного озера с заболоченными берегами.

В период 840–730 кал. л. н. климат становится холоднее и суше. На побережье залива Находка значительно сокращается территория, занятая лесной растительностью и широколиственными породами. Некоторые виды (виноград амурский, лимонник китайский) исчезают. В травяном покрове доминируют злаково-полынно-разнотравные группировки. В окружении озера на переувлажненных участках распространяются осоковые сообщества. В составе водной растительности активно развивался рдест, появились уруть и частуха. Одна из последних регрессивных фаз оз. Ханка относится к холодному и сухому периоду XII–XIV веков (Микишин и др., 2007). В общем составе спорово-пыльцевых спектров как в отложениях оз. Гнилое, так и в отложениях оз. Ханка наблюдается минимальное содержание пыльцы деревьев и кустарников, что свидетельствует о значительно более суровом климате, нежели во время похолодания в VI в. Возможно, это был самый холодный период за последние 3300 лет. Кратковременное сильное похолодание было выявлено в отложениях бухты Кит возрастом 790 ± ± 70 кал. л. н. (Разжигаева и др., 2016). Данные дендрохронологических исследований в Северном полушарии зафиксировали 50-летний прохладный период в первой половине XII в. (Wilson et al., 2016). Холодный эпизод, имевший место около 1100 г., фиксируется большим количеством данных, в том числе информацией о подвижке ледников, а также европейскими и китайскими хрониками (Chu, 1973; Duan et al., 1981; Ogilvie, 1991). Диатомовый комплекс палеоводоема свидетельствует об уменьшении водности, зарастании и обмелении.

В период 730–625 кал. л. н. происходит кратковременное улучшение климатических условий и увеличение лесной растительности. На побережье доминируют дубово-широколиственные леса с березой даурской. Возможно, в результате увеличения увлажнения происходит заболачивание участков вблизи озера, на которых развивались осоковые ассоциации. В китайских летописях на протяжении XIII в. отмечается теплый климат (Duan et al., 1981).

В период 625–320 кал. л. н. на территории юго-восточного Приморья наступает похолодание. На побережье залива Находка уменьшается площадь лесной растительности, распространяются кедрово-дубовые леса с березой плосколистной, широко развиваются осоковые ассоциации. Водная растительность была представлена рдестом, водяным орехом, урутью, роголистником. Увеличилась заболоченность побережья озера. Появились сообщества гигрофильных водно-болотных растений: вахты, горца земноводного и пузырчатки. В это время уменьшился речной сток, и продолжилось обмеление озера.

Это похолодание совпадает с малым ледниковым периодом (середина XIV в. – первая половина XIX в.). В период XIV–XVII вв. в юго-восточном Приморье зимние температуры были значительно ниже, чем в последующие 250 лет. Для бассейна нижнего Амура понижение среднегодовой температуры по сравнению с современной оценивается в 1–1.2°C (Базарова и др., 2014). В междуречье Амура и Зеи самыми холодными были эпизоды около 1400 и 1600 гг. н. э.; среднегодовые температуры были ниже современных приблизительно на 2°C (Клименко и др., 2000). По данным дендрохронологии для Северного полушария аномально холодным был интервал 1452–1471 гг. со снижением среднегодовой температуры на 0.96°C (Wilson et al., 2016). В Японии холодная фаза приходится на 1611–1650 гг. (Maejimi, Tagami, 1983).

Начиная с 320 кал. л. н. климатические условия постепенное улучшаются. В горах увеличивается площадь лесных массивов, в которых большее участие принимают широколиственные и хвойные породы. На побережье преобладают дубово-широколиственные леса с березами. По берегам озера уменьшается заболоченность, и сокращаются площади влажных лугов. Около 210 кал. л. н. начинается повышение уровня озера.

В 1864 г. на побережье залива Находка (до 1972 г. залив Америка) был основан гидрографический пост. В 1907 г. здесь зародилась деревня Американка, а в 1930 г. еще несколько поселков. Активное освоение побережья залива Находка началось в 1939 г. со строительством порта в бухте Находка (Власов, 2008). В 1950 г. пос. Находка становится городом. На урбанизированной территории возрастает степень рекреационной нагрузки. Уменьшилась площадь лесов и их видовой состав. Сократилось участие ясеня, ореха маньчжурского и других широколиственных. На месте сведенных дубняков обширные пространства занимают порослево-кустарниковые и кустарниковые заросли с гелиофильным разнотравьем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территории южного Приморья выделено 5 периодов потеплений: 3240–2500, 1865–1650, 1330–840, 730–625 кал. л. н. и со второй половины XVII в. по настоящее время; 4 периода похолоданий: 2500–1865, 1650–1330, 840–730 и 625–320 ал. л. н.; 6 влажных периодов: 3240–2500, 1865–1650, 1480–1330, 1060–840, 730–625 кал. л. н. и последние 280 лет; 5 сухих периодов: 2500–1865, 1650–1480, 1330–1060, 840–730 и 625–210 кал. л. н.

Наиболее теплые климатические условия зафиксированы 3240–2500 кал. л. н., наиболее холодные – 840–730 кал. л. н. Экспансия кедра корейского и темнохвойных пород произошла во время второй фазы среднесубатлантического похолодания 1480–1330 кал. л. н. Значительное увеличение влажности отмечено в конце средневекового климатического оптимума 1060–840 кал. л. н. В последние 150 лет наиболее значимые изменения ландшафтов связаны с антропогенной трансформацией в результате урбанизации. Уменьшились площадь лесов и их видовой состав, на месте сведенных дубняков в настоящее время обширные пространства занимают порослево-кустарниковые и кустарниковые заросли.

Озеро Гнилое прошло 7 стадий развития. Около 3240 кал. л. н. существовала мелководная полуоткрытая лагуна при уровне моря выше современного на 1–1.5 м. Похолодание и уменьшение влажности около 2500 кал. л. н. привели к образованию слабосоленой полузакрытой лагуны. Обмеление лагуны около 2000 кал. л. н. было обусловлено понижением уровня моря, а окончательно лагуна отчленилась от моря около 1450 кал. л. н. Переход лагуны в пресное озеро произошел около 1080 кал. л. н. В период похолодания 840–730 кал. л. н. начинается обмеление озера, которое продолжалось и в малый ледниковый период. Начиная с 210 кал. л. н. отмечается повышение уровня озера, связанное с умеренным потеплением и повышением влажности.

В отложениях озера Гнилое зафиксированы следы трех катастрофических событий – высокобалльного шторма около 3000 кал. л. н. и двух цунами около 2000 и 1560 кал. л. н.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам за полезные и продуктивные комментарии, которые способствовали значительному улучшению рукописи, а также П.Е. Тарасову (Институт геологических наук, секция палеонтологии, Свободный университет Берлина, Германия) за помощь в получении радиоуглеродных дат и за редакцию рукописи, Е.А. Сергушевой (Институт истории, археологии и этнографии народов Дальнего Востока ДВО РАН, Владивосток, Россия) за карпологические определения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Орлова Л.А. (2014). Динамика природной среды бассейна Амура в малый ледниковый период // География и природные ресурсы. № 3. С. 124–132.

Базарова В.Б., Лящевская М.С., Макарова Т.Р., Орлова Л.А. (2018). Обстановки осадконакопления на поймах рек Приханкайской равнины в среднем-позднем голоцене (юг Дальнего Востока) // Тихоокеанская геология. Т. 37. № 1. С. 94–105.

Баринова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. (2006). Биоразнообразие водорослей – индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: Pilies Studio. 498 с.

Власов С.А. (2008). Жилищное строительство на Дальнем Востоке (1946–1991 гг.). Владивосток: Дальнаука. 204 с.

Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Арсланов Х.А. и др. (2018). Следы палеоцунами на побережье Приморья в голоцене // Геоморфология. № 2. С. 20–31. https://doi.org/10.7868/S0435428118020025

Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю. и др. (2015). Осадки исторических и палеоцунами на побережье восточного Приморья // Тихоокеанская геология. Т. 34. № 1. С. 80–96.

Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю. и др. (2016). Проявление палеоцунами в позднем голоцене на побережье бухты Триозерье, Японское море // Успехи современного естествознания. № 8. С. 166–172.

Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. 1. (1974) / Под ред. А.И. Прошкиной-Лавренко. Л.: Наука. 403 с.

Клименко В.В., Климанов В.А., Кожаринов А.В. (2000). Динамика растительности и климата Амуро-Зейского междуречья в голоцене и прогноз их естественных изменений // Изв. РАН. Сер. географическая. № 2. С. 42–50.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. (1980). Четвертичные отложения Приморья. Новосибирск: Наука. 234 с.

Короткий А.М., Андерсон П.М., Ложкин А.В. и др. (2004). О развитии ландшафтов юго-восточного Приморья в среднем и позднем голоцене // Пространственно-временная изменчивость природной среды Северо-Восточной Азии в четвертичный период. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. С. 12–50.

Короткий А.М., Волков В.Г., Гребенникова Т.А. и др. (1999). Дальний Восток // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). М.: ГЕОС. С. 146–164.

Лящевская М.С., Пшеничникова Н.Ф., Макарова Т.Р. (2017). Реакция растительности на климатические изменения в среднем – позднем голоцене (на примере участка побережья Юго-Восточного Приморья) // Успехи современного естествознания. № 12. С. 184–194.

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. (2014). Палеосреда острова Русский (Южное Приморье) в среднем-позднем голоцене // Фундаментальные исследования. № 3. С. 516–522.

Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Попов А.Н., Орлова Л.А. (2007). Палеогеография озера Ханка в позднем голоцене // Научное обозрение. № 2. С. 7–13.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1-6. Вып. 26. Приморский край. (1988) / Кобышева Н.В. Л.: Гидрометеоиздат. 416 с.

Новенко Е.Ю. (2020). Ландшафтно-климатические изменения в лесной зоне Центральной и Восточной Европы в голоцене: ретроспективный анализ и сценарии эволюции природной среды // Экосистемы: экология и динамика. Т. 4. № 4. С. 57–80. https://doi.org/10.24411/2542-2006-2020-10074

Полякова Е.И. (1979). Диатомовые водоросли в современных осадках побережья Чукотского моря и их палеогеографическое значение // Изв. АН СССР. Сер. географическая. № 4. С. 90–94.

Прокопенко С.В. (2014). Флора полуострова Трудный (город Находка и его окрестности) // Комаровские чтения. № 62. С. 106–228.

Пыльцевой анализ. (1950) / Под ред. И.М. Покровской. М.: Гос. изд-во геол. лит. 571 с.

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. (2016). Изменения ландшафтов побережья и горного обрамления бухты Кит (Приморье) в среднем и позднем голоцене // География и природные ресурсы. № 3. С. 141–151. https://doi.org/10.21782/GiPR0206-1619-2016-3(141-151)

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. (2020). Соотношение природных и антропогенных факторов в развитии ландшафтов бассейна реки Раздольная, Приморье // Изв. РАН. Сер. географическая. Т. 84. № 2. С. 246–258. https://doi.org/10.31857/S2587556620020119

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Нишимура Ю. и др. (2020а). Реконструкция экстремальных гидрологических событий позднего голоцена на побережье бухты Валентин, Японское море // Тихоокеанская геология. Т. 39. № 2. С. 90–103. https://doi.org/10.30911/0207-4028-2020-39-2-90-103

Харитонов В.Г. (2010). Конспект флоры диатомовых водорослей (Bacillariophyceae) Северного Охотоморья. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 189 с.

Хершберг Л.Б., Михайлик Е.В., Пушкарь В.С., Вачаев Б.И. (2013). Строение, вещественный состав илистой толщи шельфа юга Приморья и перспективы ее освоения // Тихоокеанская геология. № 2 (32). С. 90–99.

Хотинский Н.А. (1977). Голоцен Северной Евразии. М.: Наука. 192 с.

Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. https://doi.org/10.1214/11-BA618

Chu K. (1973). A Preliminary Study on the Climate Fluctuations during the Last 5000 Years in China // Scientia Sinica. Vol. 16. P. 226–256.

Duan V., Pu Q., Wu X. (1981). A preliminary study of Quaternary climatic changes in China // Selected papers of the conference 1978 on climatic changes in China. Beijing: Central Meteorological Agency, P. 7–17.

Grimm E. (2004). Tilia software 2.0.2. Springfield: Illinois State Museum Research and Collection Center.

Helama S., Jones P.D., Briffa K.R. (2017). Dark Ages Cold Period: A literature review and directions for future research // The Holocene. Vol. 27. No. 10. P. 1600–1606. https://doi.org/10.1177/09596836176938

Krammer K. (2000). Diatoms of Europe. Vol. 1: The Genus Pinnularia. Königstein: A.R.G. Gantner Verlag. Kommanditgesellschaft. 703 p.

Krammer K., Lange-Bertalot H. (1986). Bacillariophyceae. 1. Teil. Naviculaceae // Subwasserflora von Mitteleuropa Bd. 2. Stuttgart: Pascher. Gustav Fisher Verlag. P. 876.

Krammer K., Lange-Bertalot H. (1991). Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae // Süsswasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart: Gustav Fisher Verlag, 576 p.

Maejima I., Tagami Y. (1983). Climate of Little Ice Age in Japan // Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University. Vol. 18. P. 91–111.

Ogilvie A.E.J. (1991). Climatic changes in Iceland A.D. c. 865 to 1598 // Acta Archaeolog-Den. Vol. 61. P. 233–251.

Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Bazarova V.B. et al. (2019). Landscape response to the Medieval Warm Period in the South Russian Far East // Quaternary International. Vol. 519. P. 215–231. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.12.006

Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebbennikova T.A. et al. (2018). Landscape and environmental changes along the Eastern Primorye coast during the middle to late Holocene and human effects // Journal of Asian Earth Sciences. Vol. 158. P. 160–172. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.02.013

Sakaguchi Y. (1983). Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation // Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo. Vol. 15. P. 1–31.

Sakaguchi Y. (1989). Some pollen records from Hokkaido and Sakhalin // Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo. Vol. 21. P. 1–17.

Van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. (1994). A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from The Netherlands // Netherlands Journal of Aquatic Ecology. Vol. 28. P. 117–133. https://doi.org/10.1007/BF02334251

Wilson R., Anchukaitis K., Briffa K.R. et al. (2016). Last millennium northern hemishere summer temperatures from tree rings: Part I: The long term context // Quaternary Science Reviews. Vol. 134. P. 1–18. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.005

ENVIRONMENT DEVELOPMENT AND THE EVOLUTION OF GNILOE LAKE (SOUTH-EASTERN PRIMORYE) DURING THE LAST 3300 YEARS[1]

M. S. Lyashchevskaya[a,#], V. B. Bazarova[a,##], and T. R. Makarova[a,###]

[a] *Pacific Geographical Institute of the Far Eastern Branch of RAS, Vladivostok, Russia*

[#] *E-mail: lyshevskay@mail.ru*

[##] *E-mail: bazarova@tigdvo.ru*

[###] *E-mail: mctatiana@mail.ru*

A continuous record of paleogeographic events in south-eastern Primorye has been reconstructed based on the deposits of Gniloe Lake. The lake is located on the northern coast of Nakhodka Bay. Starting from 3240 cal. BP. 5 warming periods were identified: 3240–2500, 1865–1653, 1330–838, 733–624 cal. BP and from the second half of the 17th century to the present; 4 periods of cooling: 2500–1865, 1653–1330, 838–733 and 624–322 cal. BP; 6 wet periods: 3240–2500, 1865–1653, 1479–1330, 1056–838, 733–624 cal. BP and last 280 years; 5 dry periods: 2500–1865, 1653–1479, 1330–1056, 838–733 and 624–210 cal. BP. According to palynological analysis, the expansion of *Pinus koraiensis* and dark coniferous species occurred during the second phase of the Mid-Subatlantic cooling of 1479–1330 cal. BP. In the last 150 years, the most significant changes have been associated with the anthropogenic transformation of landscapes as a result of urbanization. The area of forests and their species composition have decreased. At present, shrubs have occupied areas of the deforested oak forests. Based on the results of diatom analysis, 7 stages of the development of Gniloe Lake were identified. There was a shallow semi-open lagoon at a sea level 1–1.5 m higher than the present day about 3240 cal. BP. Cooling and decrease in humidity about 2500 cal. BP led to the formation of a slightly saline semi-enclosed lagoon. Shallowing of the lagoon about 2000 cal. BP was due to a decrease in sea level. Finally, the lagoon separated from the sea about 1450 cal. BP. The transformation of the lagoon into a fresh lake occurred around 1080 cal. BP. During the period of cooling 840–733 cal. BP the shallowing of the lake began, which continued in the Little Ice Age. The increase of the lake level associated with moderate warming and an increase in humidity began at 210 cal. BP. Traces of three catastrophic events were recorded in the sediments of Gniloe Lake – a high-intensity storm about 3000 cal. BP and 2 tsunamis around 2000 and 1560 cal. BP.

Keywords: lacustrine deposits, diatoms, pollen, radiocarbon dating, natural and climatic changes, south-eastern Primorye

ACKNOWLEDGMENTS

The authors express their deep gratitude to P.E. Tarasov (Institute of Geological Sciences, Paleontology Section, Free University of Berlin, Germany) for assistance in obtaining radiocarbon dates and for editing the manuscript and to E.A. Sergusheva (Institute of History, Archeology and Ethnology of the Peoples of the Far-East, FEB RAS, Vladivostok, Russia) for carpological identification.

REFERENCES

Barinova S.S., Medvedeva L.A., Anissimova O.V. (2006). *Bioraznoobrazie vodoroslei – indikatorov okruzhayushchei sredy* (Diversity of algal indicators in environmental assessment). Tel Aviv: Pilies Studio (Publ.). 498 p. (in Russ.)

Bazarova V.B., Grebennikova T.A., Orlova L.A. (2014). Natural-environment dynamics within the Amur basin during the Neoglacial. *Geography and Natural Resources*. Vol. 35. P. 275–283. https://doi.org/10.1134/S1875372814030111

Bazarova V.B., Lyashchevskaya M.S., Makarova T.R., Orlova L.A. (2018). Sedimentation conditions on floodplains of rivers of the Khanka Plain (southern Far East) in the middle–late Holocene. *Russian Journal of Pacific*

[1] *For citation:* Lyashchevskaya M.S., Bazarova V.B., Makarova T.R. (2023). Environment development and the evolution of Gniloe Lake (south-eastern Primorye) during the last 3300 years. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 3. P. 108–123 (in Russian). https://doi.org/10.31857/S2949178923030064; https://elibrary.ru/WDCBGO

Geology. Vol. 12. No. 6. P. 593–603. https://doi.org/10.1134/S1819714018060106

Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. https://doi.org/10.1214/11-BA618

Chu K. (1973). A Preliminary Study on the Climate Fluctuations during the Last 5000 Years in China. *Scientia Sinica*. Vol. 16. P. 226–256.

Duan V., Pu Q., Wu X. (1981). A preliminary study of Quaternary climatic changes in China. *Selected papers of the conference 1978 on climatic changes in China*. Beijing: Central Meteorological Agency. P. 7–17.

Ganzei L.A., Razjigaeva N.G., Nishimura Yu. et al. (2015). Historical and paleotsunami deposits of the Eastern Primorye coast. *Tikhookeanskaya geologiya*. Vol. 34. No. 1. 80–96. (in Russ.)

Ganzey L.A., Razzhigaeva N.G., Arslanov K.A. et al. (2018). Manifestation of paleotsunami on the coast of Primorye in the Holocene. *Geomorfologiya*. No. 2. P. 20–31. (in Russ.) https://doi.org/10.7868/S0435428118020025

Ganzey L.A., Razzhigaeva N.G., Nishimura Yu. et al. (2016). Manifestation of Late Holocene paleotsunami on Triozer'e Bay coast, Sea of Japan. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. No. 8. P. 166–172. (in Russ.)

Grimm E. (2004). Tilia software 2.0.2. Springfield: Illinois State Museum Research and Collection Center.

Helama S., Jones P.D., Briffa K.R. (2017). Dark Ages Cold Period: A literature review and directions for future research. *The Holocene*. Vol. 27. No. 10. P. 1600–1606. https://doi.org/10.1177/09596836176938

Kharitonov V.G. (2010). *Konspekt flory diatomovykh vodoroslei (Bacillariophyceae) Severnogo Okhotomor'ya* (Summary of diatom (Bacillariophyceae) flora of the northern coast of the Sea of Okhotsk). Magadan: SVNTs DVO RAN (Publ.). 189 p. (in Russ.)

Khershberg L.B., Mikhailik E.V., Pushkar V.S., Vachaev B.I. (2013). Structure, the physical composition of shelf on south Primorye and prospects for its development. *Tikhookeanskaya geologiya*. Vol. 32. No. 2. P. 90–99. (in Russ.)

Khotinsky N.A. (1977). *Golotsen Severnoi Evrazii* (Holocene of the Northern Eurasia). Moscow: Nauka (Publ.). 192 p. (in Russ.)

Klimenko V.V., Klimanov V.A., Kozharinov A.V. (2000). Dynamics of the vegetation and climate of Amur-Zeya interstream area in Holocene and the forecast of their natural changes. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. No. 2. P. 42–50. (in Russ.)

Kobysheva N.V. (Ed.). (1988). *Nauchno-prikladnoi spravochnik po klimatu SSSR. Seriya 3. Mnogoletnie dannye. Ch. 1–6. Vyp. 26. Primorskii krai* (Scientific and applied reference book on the climate of the USSR. Series 3. Long-term data. Parts 1–6. Issue 26. Primorsky Kraii). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.). 416 p. (in Russ.)

Korotkii A.M., Anderson P.M., Lozhkin A.V. et al. (2004). Development of landscapes in Southeastern Primor'ye during the Middle and Late Holocene. *Prostranstvenno-vremennaya izmenchivost' prirodnoi sredy Severo-Vostochnoi Azii v chetvertichnyi period.* Magadan: SVKNII DVO RAN (Publ.). P. 12–50. (in Russ.)

Korotky A.M., Karaulova L.P., Troitskaya T.S. (1980). *Chetvertichnye otlozheniya Primor'ya* (The Quaternary deposits of Primor'ye). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 234 p. (in Russ.)

Korotky A.M., Volkov V.G., Grebennikova T.A. et al. (1999). Far East. *Izmenenie klimata i landshaftov za poslednie 65 mln let.* Moscow: GEOS (Publ.). P. 146–164. (in Russ.)

Krammer K. (2000). *Diatoms of Europe. Vol. 1: The Genus Pinnularia*. Königstein: A.R.G. Gantner Verlag. Kommanditgesellschaft (Publ.). 703 p.

Krammer K., Lange-Bertalot H. (1986). *Bacillariophyceae. 1. Teil. Naviculaceae. Subwasserflora von Mitteleuropa Bd. 2.* Stuttgart: Pascher. Gustav Fisher Verlag (Publ.). 876 p.

Krammer K., Lange-Bertalot H. (1991). *Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Süsswasserflora von Mitteleuropa*. Stuttgart: Gustav Fisher Verlag (Publ.). 576 p.

Lyashchevskaya M.S., Pshenichnikova N.F., Makarova T.R. (2017). Reaction of vegetation to climatic changes in Middle-Late Holocene (at the example of a coast site in South-East Primorye). *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. No. 12. P. 184–194. (in Russ.)

Maejima I., Tagami Y. (1983). Climate of Little Ice Age in Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*. Vol. 18. P. 91–111.

Mikishin Yu.A., Gvozdeva I.G. (2014). Paleoenvironment of Russian Island (southern Primorye) in middle-late Holocene. *Fundamental'nye issledovaniya*. Vol. 3. No. 3. P. 516–522. (in Russ.)

Mikishin Yu.A., Petrenko T.I., Popov A.N., Orlova L.A. (2007). Paleogeography of Khanka Lake in Late Holocene. *Nauchnoe obozrenie.* No. 2. P. 7–13. (in Russ.)

Novenko E.Yu. (2020). Landscape and climatic changes in the forest zone of Central and Eastern Europe in the Holocene: a retrospective analysis and scenarios for the evolution of the natural environment. *Ekosistemy: ekologiya i dinamika*. Vol. 4. No. 4. P. 57–80. (in Russ.) https://doi.org/10.24411/2542-2006-2020-10074

Ogilvie A.E.J. (1991). Climatic changes in Iceland A.D. c. 865 to 1598. *Acta Archaeolog-Den*. Vol. 61. P. 233–251.

Pokrovskaya I.M. (Ed.). (1950). *Pyl'tsevoi analiz* (Pollen analysis). Moscow: Gos. izd-vo geol. lit-ry (Publ.). 571 p. (in Russ.)

Polyakova E.I. (1979). Diatomic algae in recent deposits of the Chukchi Sea Coast and their paleogeographical meaning. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geograficheskaya*. No. 4. P. 90–94. (in Russ.)

Prokopenko S.V. (2014). Vascular flora of the Trudnyi Peninsula (Nakhodka City and its vicinity). *Komarovskie chteniya*. No. 62. P. 106–228. (in Russ.)

Proshkina-Lavrenko A.V. (Ed.). (1974). *Diatomovye vodorosli SSSR (iskopaemye i sovremennye) T. 1.* (The diatoms of the USSR (fossil and recent) Vol. 1). Leningrad: Nauka (Publ.). 403 p. (in Russ.)

Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Bazarova V.B. et al. (2019). Landscape response to the Medieval Warm Period in the South Russian Far East. *Quaternary International*. Vol. 519. P. 215–231. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.12.006

Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A. et al. (2020a). Reconstruction of Late Holocene extreme hydrological events of the Valentin Bay coast, the Sea of Japan. *Russian Journal of Pacific Geology*. Vol. 14. No. 2. P. 180–192. https://doi.org/10.1134/S1819714020020086

Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebbennikova T.A. et al. (2016). Changes of the coastal and the mountains surrounding Kit Bay landscapes (Primorye) in the Middle and Late Holocene. *Geografiya i prirodnye resursy*. No. 3. P. 141–151. https://doi.org/10.21782/GiPR0206-1619-2016-3(141-151)

Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebbennikova T.A. et al. (2018). Landscape and environmental changes along the Eastern Primorye coast during the middle to late Holocene and human effects. *Journal of Asian Earth Sciences*. Vol. 158. P. 160–172. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.02.013

Razzhigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebbennikova T.A. et al. (2020b). Interaction of Natural and Anthropogenic Factors in Landscape Development of Razdolnaya River Basin, Primorye. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. Vol. 84. No. 2. P. 246–258. (in Russ.) https://doi.org/10.31857/S2587556620020119

Sakaguchi Y. (1983). Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*. Vol. 15. P. 1–31.

Sakaguchi Y. (1989). Some pollen records from Hokkaido and Sakhalin. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*. Vol. 21. P. 1–17.

Van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. (1994). A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from The Netherlands. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*. Vol. 28. P. 117–133. https://doi.org/10.1007/BF02334251

Vlasov S.A. (2008). *Zhilishchnoe stroitel'stvo na Dal'nem Vostoke (1946–1991 gg.)* (Housing construction in the Far East (1946–1991). Vladivostok: Dal'nauka (Publ.). 204 p. (in Russ.)

Wilson R., Anchukaitis K., Briffa K.R. et al. (2016). Last millennium northern hemishere summer temperatures from tree rings: Part I: The long term context. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 134. P. 1–18. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.005

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2023, том 54, № 3, с. 124–137

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.435.31(268.45+268.45)

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АБРАЗИОННЫХ БЕРЕГОВ С РАЗВИТИЕМ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ В ПРЕДЕЛАХ КРИОЛИТОЗОНЫ (НА ПРИМЕРЕ ПОБЕРЕЖИЙ ПОЛУОСТРОВОВ КАНИН И ЯМАЛ)[#]

© 2023 г. А. С. Викторов[1,*], Т. В. Орлов[1], М. В. Архипова[1], В. Н. Капралова[1], В. В. Бондарь[1]

[1]Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия

**E-mail: dist@geoenv.ru*

Поступила в редакцию 21.10.2022 г.
После доработки 28.12.2022 г.
Принята к публикации 14.03.2023 г.

Оползневые процессы берегов криолитозоны занимают особое место в изучении и мониторинге процессов в условиях вечной мерзлоты под влиянием изменения климата, однако морфологии и количественным характеристикам оползней уделено не так много внимания. Целью работы явилось изучение количественных закономерностей абразионных берегов с развитием оползневых процессов побережья криолитозоны, прежде всего, на контакте с прилегающей водораздельной поверхностью. Изучение проведено на основе дешифрирования материалов космической съемки высокого разрешения на примере пяти участков береговой линии полуостровов Канин и Ямал. Исследование было сосредоточено на морфологических особенностях верхней части оползней, на границе с прилегающей водораздельной поверхностью. Граница представляет собой сочетание дугообразных элементов, также местами на склоне наблюдаются дугообразные остаточные участки водораздельной поверхности, отвечающие различным стадиям оползания. По снимкам анализировалась береговая линия и определялись такие характеристики оползней, связанные, прежде всего, с физико-механическими характеристиками отложений, как длина дуг, формирующих границу, длина хорд дуг, стрелки дуг, средние радиусы кривизны, центральные углы дуг, углы ориентировки хорд по отношению к вектору общего простирания соответствующего участка береговой линии. Часть характеристик была получена при дешифрировании прямым измерением, другая часть – вычислением. Анализ охватил 30 выборок объемом 103–183 элемента. Статистическая обработка с использованием критерия согласия Пирсона показала, что на подавляющем большинстве участков распределение размеров дуг верхней границы оползней, хорд, стрелок дуг и радиусов кривизны, а также центральных углов отвечает логнормальному распределению. Ориентировка хорд по отношению к простиранию участка подчиняется нормальному распределению. Значения параметров распределений исследованных количественных характеристик морфологических особенностей оползней отличаются и зависят от физико-географических и инженерно-геокриологических условий конкретных участков. Одним из направлений использования полученных результатов может быть более совершенное моделирование процесса отступания берегов.

Ключевые слова: математическая морфология, многолетнемерзлые породы, оползневые процессы, дешифрирование космических снимков

DOI: 10.31857/S294917892303012X, **EDN:** WETHFU

ВВЕДЕНИЕ

Одну из актуальных научных и практических задач представляет собой исследование оползневых процессов, и одним из наиболее своеобразных и интересных их видов являются оползневые процессы на абразионных берегах в криолитозне. Их изучению посвящен целый ряд исследований.

Еще в 1980-х гг. Ф. Арэ (1980) был предложен метод оценки скорости отступания термоабразионных берегов по вертикальным морфометрическим характеристикам береговых уступов. По космическим снимкам был выполнен мониторинг экзогенной геодинамики малых островов арктических морей (Пижанкова, 2022), и была

[#] *Ссылка для цитирования*: Викторов А.С., Орлов Т.В., Архипова М.В. и др. (2023). Количественные закономерности морфологического строения абразионных берегов с развитием оползневых процессов в пределах криолитозоны (на примере побережий полуостровов Канин и Ямал) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 124–137. https://doi.org/10.31857/S294917892303012X; https://elibrary.ru/WETHFU получена закономерность, что отступающие берега расположены на западных побережьях, а нарастающие – на восточных. В ряде исследований показано, что прослеживается связь активизации процессов с потеплением климата (Хомутов и др., 2015), так, после аномально теплого весенне-летнего сезона 2012 г. на центральном Ямале произошло оттаивание верхней части сильнольдистых многолетнемерзлых пород и пластовых льдов, что спровоцировало сход криогенных оползней течения и дальнейшее развитие термоцирков. Получены качественные и количественные характеристики изменчивости динамики берегов под влиянием изменения климата и техногенных нарушений (Алексютина и др., 2020). Были определены количественные параметры отступания берегов Ляховских о-вов за 50 лет, проведена типизация разрушений берегов (Пижанкова, Добрынина 2010; Пижанкова 2011), авторами было установлено, что скорости отступания могут достигать 2.5 м/год. А.В. Новиковой (2022) были установлены максимальные среднемноголетние скорости отступания берегов на о-ве Белый (1.9 м/год) и берегов Байдарацкой губы (1.2 м/год) и выявлена тенденция к усилению термоабразионных процессов с 2000-х гг. Максимальные скорости отступания наблюдались на береговых участках, сложенных высокольдистыми суглинистыми отложениями с выходами подземных льдов и подвергающихся интенсивному воздействию термоабразии (Белова и др., 2017). А.А. Маслаковым (2019) выявлен рост скоростей отступания берегов до 4.2 м/год за последнее десятилетие в регионах Берингова и Чукотского морей. На о-ве Ушакова скорость отступания берегов возросла до 27.8 м/год, площадь острова уменьшилась на 230 га/год (Романенко и др., 2021). Изучались распределения термоцирков по экспозиции склонов на п-овах Ямал и Гыданский (Нестерова и др., 2021); было показано с одной стороны неслучайное распределение положения термоцирков по склонам разной экспозиции, но при этом отсутствие одной явно доминирующей экспозиции. Установлены скорости отступания термоцирков Югорского п-ова (Лейбман и др., 2021) и связь их отступания с климатом (Leibman et al., 2021). В том числе была выявлена низкая корреляция между скоростью отступания каждого термоцирка с летней температурой воздуха, осадками и волновой активностью. В целом для Югорского п-ова активность термоденудации уменьшается во времени с предыдущего десятилетия (2001–2010 гг.) к следующему (2010–2020 гг.) и от 2010 к 2020 г., хотя тренд летнего тепла резко возрастает в том же направлении.

Ф. Гюнтер и соавт. (Günther, 2013) провели мониторинг нескольких ключевых участков берега длиной 70–90 км в море Лаптевых. Сравнивались разновременные наборы ортотрансформированных спутниковых снимков с 1965 по 2011 г., и была проанализирована термоденудация вдоль вершины обрыва и термоабразия вдоль дна обрыва. Нормализованный разностный термоэрозионный индекс (NDTI) использовался в качестве показателя для качественного описания относительных долей термоденудации и термоабразии. Этот параметр позволяет учитывать равновесие между термоабразионными и термоденудационными процессами, но он имеет определенные недостатки, которые отмечает автор. Было показано, что среднегодовая скорость отступания на всех трех участках в последние годы была больше 5.3 м/год, это существенно выше, чем в среднем за многолетний период 2.2 м/год. Сходным методом были измерены скорости отступания берега на о-ве Колгуев (Кизяков и др., 2013). Были получены близкие скорости отступания – 2–3 м/год в среднем и до 14 м/год максимально.

При исследовании береговой зоны Карского моря выделены основные морфогенетические типы берегов, преобладающими являются термоабразионные, лайдовые, лагунные и аккумулятивные (Новикова, Огородов, 2021). Изучение влияния морских льдов на динамику рельефа береговой зоны (Огородов, 2011) показывает, что в арктических бассейнах наиболее интенсивные воздействия морских льдов фиксируются в прибрежно-шельфовой зоне морей, подвергающихся напором многолетних дрейфующих льдов. Результаты многолетних наблюдений динамики западного берега Ямала (Васильев и др., 2001) установили, что для процесса разрушения морских берегов характерна внутривековая цикличность с продолжительностью одного цикла в 20 лет, предположительно связанная с особенностями атмосферной циркуляции и океанической гидродинамики. С.А. Огородов и группа исследователей (Огородов и др., 2014) на примере Печорского и Карского морей выявили негативные последствия техногенного влияния на абразию берегов, скорость отступания берегов под воздействием локальных нарушений может увеличиваться в два или три раза.

Выполнен целый ряд широкомасштабных обобщающих исследований. А.И. Кизяков и М.О. Лейбман (2016) провели обзор исследований криогенных процессов за 2010–2015 гг. Создана база литературных и архивных данных об отступании берегов в XX и XXI вв. (Богатова и др., 2021). Группой авторов разработан “Электронный атлас абразионной и ледово-экзарационной опасности прибрежно-шельфовой зоны Российской Арктики” (Огородов и др., 2020), в котором дается как общая информация о механизмах отступания берегов, так и результаты региональных измерений.

В целом различными исследователями были выполнены значительные циклы изучения мор-

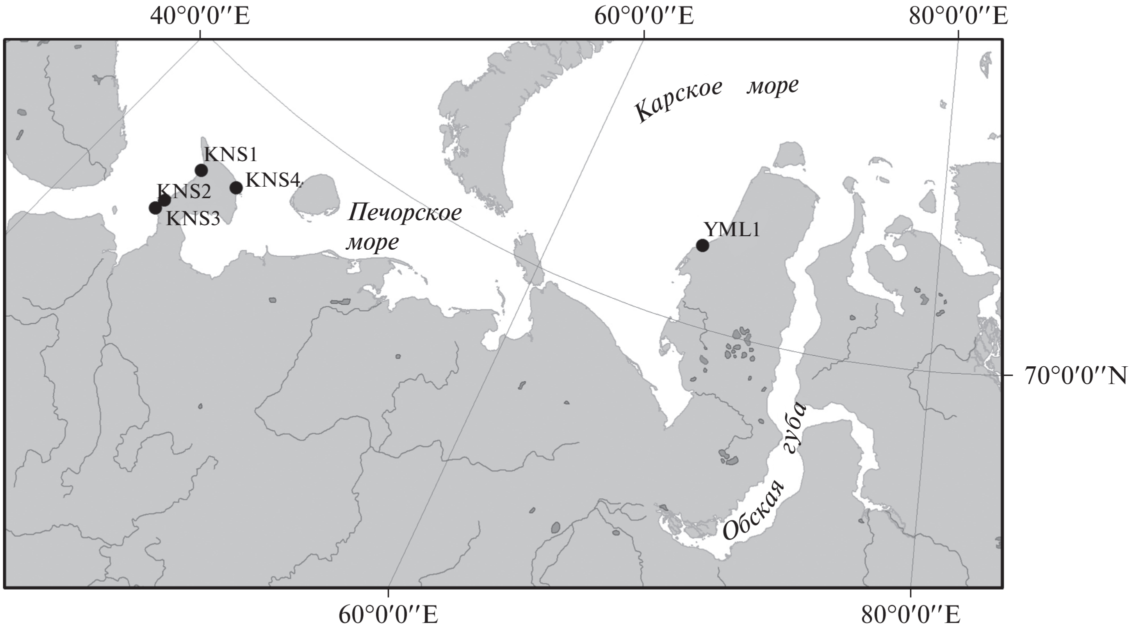


Рис. 1. Карта расположения ключевых участков.
Fig. 1. Location map of key sites.

ских берегов криолитозоны, развитых на них термоцирков и комплексов денудационных процессов. Однако большинство работ связано либо с мониторингом процесса отступания берега, либо с измерением скоростей отступания берега, либо с изучением механизмов отступания и их связей с геокриологическими или климатическими факторами. Таким образом, подавляющее большинство исследований посвящено оползневым процессам и развитию термоцирков в контексте изучения скорости и форм отступания берегов, и, соответственно, в работах изучались протяженность оползней и термоцирков и ее изменения в направлении, перпендикулярном береговой линии. При этом недостаточно внимания уделялось другим особенностям морфологического строения оползней, прежде всего количественным особенностям, и присущим им закономерностям.

Кроме того, надо отметить, что часть исследователей по объективным причинам использовали для мониторинга процессов отступания космические снимки низкого пространственного разрешения (10–30 м/пикс), которые позволяют установить величины изменения береговой линии на длительном интервале, но не позволяют судить о плановой и высотной морфологии самих термоцирков.

Целью настоящей работы явилось изучение количественных закономерностей строения абразионных берегов криолитозоны с развитием оползневых процессов, прежде всего, на контакте с прилегающей водораздельной поверхностью, т.е. на бровке берегового уступа.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследование было проведено на примере нескольких участков абразионных берегов криолитозоны с развитием оползневых процессов на побережьях п-овов Канин и Ямал (рис. 1). Абразионные берега с развитием оползневых процессов представляют собой сочетание фрагментов оползневых тел разного возраста с наличием обрывистого участка с протеканием интенсивных термоабразионных и термоденудационных процессов, как правило, с формированием термоцирков той или иной морфологии. Местами на склоне наблюдаются дугообразные остаточные участки водораздельной поверхности, отвечающие различным стадиям оползания. Типичный вид представлен на рис. 2.

Методика исследований включала следующие основные элементы:

- выбор ключевых участков и получение материалов космической съемки этих участков;
- дешифрирование и измерение исходных характеристик морфологического строения оползней по материалам космической съемки высокого разрешения;
- определение расчетных характеристик морфологического строения оползней;
- статистическая обработка полученных характеристик морфологического строения оползней;
- анализ полученных результатов.

Выбор ключевых участков был выполнен на основе требований относительной морфологиче-

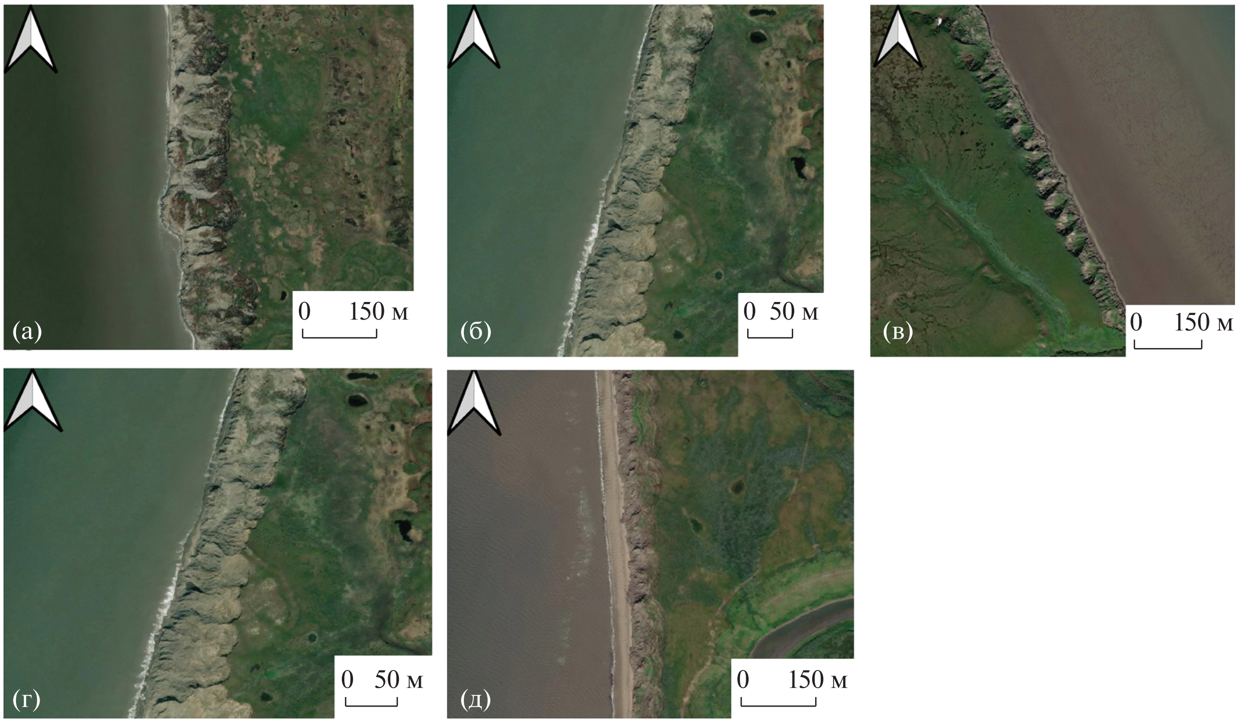


Рис. 2. Фрагменты изображений ключевых участков по материалам космических съемок: (а) – KNS -1, (б) – KNS -2, (в) – KNS -3, (г) – KNS-4, (д) – YML-1.

Fig. 2. Fragments of images of key sites on space imagery materials: (а) – KNS-1 site, (б) – KNS-2 site, (в) – KNS-3 site, (г) – KNS-4 site, (д) – YML-1 site.

ской однородности участка и однородности физико-географических, прежде всего, геолого-геоморфологических условий. Морфологическая однородность анализировалась на основе материалов космической съемки высокого разрешения, и она определялась на основании однотипности сочетаний элементов изображения, отражающих однотипность морфологического строения рассматриваемого участка. Однородность геолого-геоморфологических условий анализировалась на базе материалов государственной геологической съемки, а также с использованием космических снимков. В итоге было выбрано пять участков общей протяженностью 42.5 км, имеющих в целом прямолинейное простирание (рис. 1); более детальная характеристика участков приведена в табл. 1.

На каждый участок были получены материалы космической съемки высокого разрешения, доступные через картографические сервисы Google, Esri. Более подробная характеристика материалов приведена в табл. 2.

Фрагменты изображений ключевых участков на материалах космических съемок приведены на рис. 2.

Исследование, как уже упоминалось выше, было сосредоточено на морфологических особенностях верхней части оползней на границе с прилегающей водораздельной поверхностью – бровке берегового уступа. Это было сделано в силу меньшей исследованности данных особенностей в более ранних исследованиях (в них, как видно из выполненной характеристики современного состояния исследований, изучению, прежде всего, подвергались поперечные к береговой линии и падению склона размеры оползней и склона в целом), а также в связи с большей четкостью и контрастностью именно этих особенностей на материалах космической съемки, что позволило обеспечить достаточную точность дешифрирования.

Следующим шагом было дешифрирование границы оползней с прилегающей водораздельной поверхностью, отдешифрированная бровка берегового уступа представляла собой систему дугообразных элементов. Далее для выполнения анализа были проведены хорды дуг и выделены сегменты, заключенные между дугами и хордами, а также построены векторы общего простирания участка, соединяющие начало первой дуги и конец последней для каждого участка. Таким образом, исходными измеряемыми характеристиками были приняты:

- длины хорд;
- ориентировка хорд;
- площади сегментов;
- длины дуг.

Таблица 1. Краткая характеристика условий ключевых участков
Table 1. Description of the conditions of key sites

Участок	Местоположение	Среднегодовая темп. пород, °C	Мощность ММП, м	Характеристика участков
KNS-1	Канин мыс	0.5...–2	0–50	Участок сложен примерно в равных долях морскими и ледниковыми отложениями. Морские отложения второй террасы: пески с прослоями алевритов, глин (до 4.8 м). Ледниковые отложения: диамиктоны (до 20 м), пески, алевриты с дресвой и щебнем / Аллювиальные отложения первых надпойменных террас и пойм: первые террасы – галечники, пески; поймы – пески, алевриты, глины (до 2 м). Прерывистое расположение мерзлых пород, полупереходный тип сезонного промерзания и оттаивания (–1...–2).
KNS-2	Канин мыс	1...–1	0–100	Около 70% участка сложено нерасчлененными морскими отложениями. Они представлены как прибрежными песками, гравийно-галечными отложениями, валунно-галечными отложениями, так и более глубоководными глинами. Мощность толщи обычно не превышает 15 м. Перекрыты озерно-ледниковыми отложениями второй ступени. Подстилаются ледниковыми образованиями среднего звена. Отложения содержат характерную для бореальных отложений фауну – Helcion pellucidum, Gibbula tumida, Rissoa membranacea, Spisula elliptica и Panomya arctica. Ледниковые отложения образуют прерывистый маломощный чехол супесей, суглинков с валунами, галькой. Частично перекрыты нерасчлененными верхненеоплейстоцен-голоценовыми и голоценовыми отложениями, подстилаются отложениями второй ступени, в районе кряжа – дочетвертичными образованиями. Мощность до 50 м. Массивно-островное расположение мерзлых пород, переходный тип сезонного промерзания и оттаивания (–1...–1).
KNS-3	Канин мыс	1...–1	0–100	Участок сложен ледниковыми отложениями, которые образуют прерывистый маломощный чехол супесей, суглинков с валунами, галькой. Частично перекрыты нерасчлененными верхненеоплейстоцен-голоценовыми и голоценовыми отложениями, подстилаются отложениями второй ступени, в районе кряжа – дочетвертичными образованиями. Мощность до 50 м. Массивно-островное расположение мерзлых пород, переходный тип сезонного промерзания и оттаивания (–1...–1).
KNS-4	Канин мыс	0.5...–2	0–50	На 90% сложен аллювиально-морскими отложениями: пески, илы (до 5 м). Аллювиальные отложения первых надпойменных террас и пойм: первые террасы – галечники, пески; поймы – пески, алевриты, глины (до 2 м). Прерывистое расположение мерзлых пород, полупереходный тип сезонного промерзания и оттаивания (–1...–2).

Таблица 1. Окончание

Участок	Местоположение	Среднегодовая темп. пород, °C	Мощность ММП, м	Характеристика участков
YML1	п-ов Ямал	−7...−9	200–300	Участок расположен на первой террасе, сложен морскими и озерно-аллювиальными отложениями. Для озерно-аллювиальных отложений характерен алеврито-мелко-тонкопесчаный состав, местами с пачками тонкослоистых алевроглин. Морские отложения первой террасы (m_1III-IV) верхненеоплейстоцен-голоценового возраста представлены желто-бурыми песками, мелко- и среднезернистыми с примесью гравия и гальки с прослоями суглинков и глин. Сплошное распространение ММП, устойчивый тип сезонного промерзания и оттаивания (−5...−10).

Таблица 2. Характеристика использованной спутниковой съемки
Table 2. Characteristics of the used satellite imagery

Участок	Протяженность, км	Характеристика съемки		
		спутник	дата	разрешение, м/пикс
KNS-1	10.4	WorldView 3	18 июля 2020 г.	0.3
KNS-2	11.8	GeoEye 1	10 июня 2013 г.	0.5
KNS-3	5.4	GeoEye 1	10 июня 2013 г.	0.5
KNS-4	11.9	WorldView 2	29 июля 2017 г.	0.5
YML-1	2.9	WorldView 3	20 августа 2019 г.	0.3

Следующим этапом было получение расчетным путем производных характеристик, измерение которых прямым методом затруднительно. Производные характеристики включали следующие величины:

- стрелки дуг;
- средние радиусы кривизны дуг;
- центральные углы;
- угол ориентировки хорды по отношению к вектору общего простирания соответствующего участка береговой линии.

В итоге схема анализируемых характеристик приведена на рис. 3, (а, б).

Как вытекает из решения стандартной геометрической задачи (см. рис. 3), центральный угол α может быть получен как решение (наименьший положительный корень) уравнения

$$\frac{\alpha}{2} - \frac{2S}{h^2} = \frac{1}{2}\sin\alpha - \frac{2S}{h^2}\cos\alpha, \quad (1)$$

где S – площадь сегмента, h – длина хорды. Определение радиуса кривизны после этого производилось на основе соотношения

$$r = \frac{h}{2\sin\frac{\alpha}{2}},$$

а определение стрелки дуги производилось на основе соотношения

$$b = \frac{h}{2\sin\frac{\alpha}{2}}\left(1 - \cos\frac{\alpha}{2}\right).$$

Уравнение (1) поддается только численному решению, для осуществления которого был создан специальный программный модуль Arc5 (разработчик П.В. Березин). В итоге для каждого участка и характеристики были получены выборки объемом 108–183 элемента, всего 25 выборок.

Следующим этапом явилась статистическая обработка полученных характеристик морфологического строения оползней. Она включала сопоставление полученных выборок с различными теоретическими распределениями (нормальное, логнормальное, гамма-распределение, экспоненциальное); для выборок углов хорд сопоставление велось только с нормальным распределением, так как в выборке присутствовали отрицательные значения. Сопоставление выполнялось с использованием критерия согласия хи-квадрат

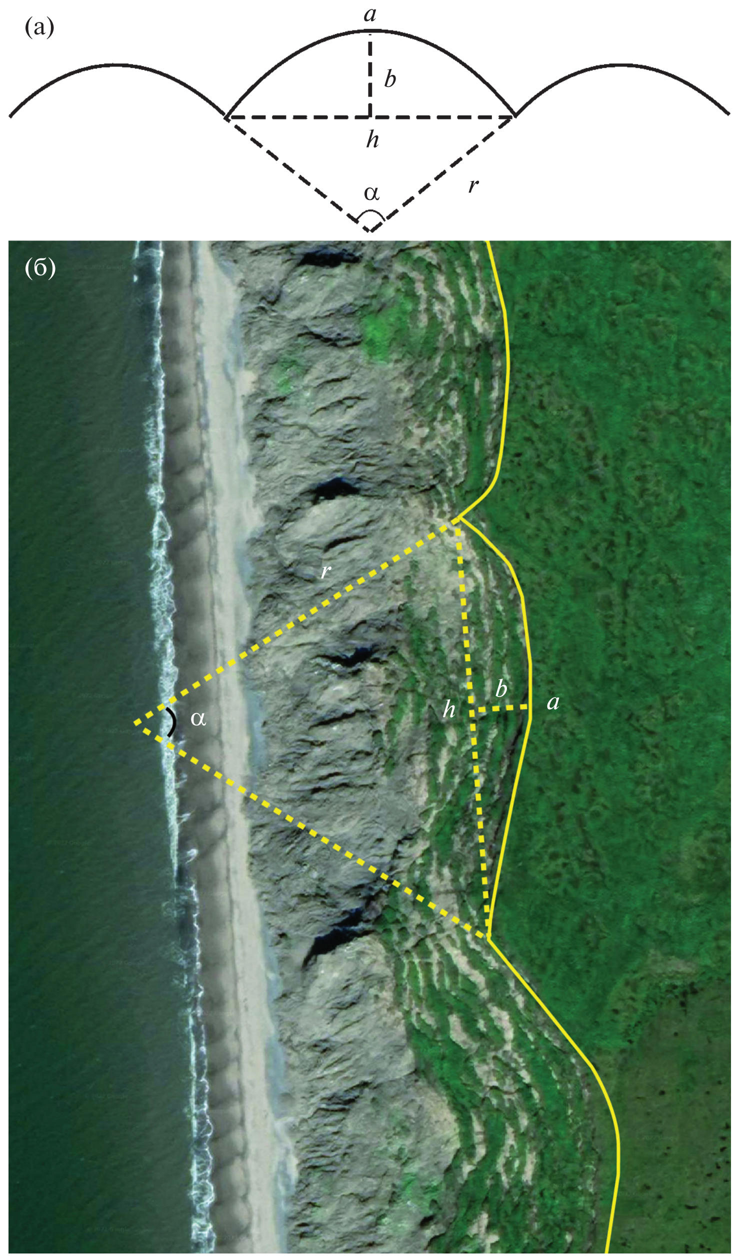


Рис. 3. Схема анализируемых характеристик (а) и их отображение на снимке (б): *a* – дуга, *h* – хорда, *b* – стрелка дуги, α – центральный угол, *r* – радиус кривизны дуги.

Fig. 3. Scheme of the analyzed characteristics (a) and the example on the satellite image (б): *a* – arc, *h* – chord, *b* – arrow of the arc, α – central angle, *r* – radius of curvature of the arc.

(критерия Пирсона) в программе Statistica. При этом выполнялись требования методики – объем выборок составлял не менее 50 элементов, и производилось укрупнение интервалов разбиений для того, чтобы в каждом было не менее 5 элементов.

Анализ данных включал сопоставление результатов, полученных для аналогичных характеристик для разных участков, а также анализ взаимосвязей между характеристиками для каждого участка.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты статистической обработки (значения параметров и оценка соответствия различным теоретическим распределениям) по всем участкам приведены в табл. 3.

Основным элементом обработки данных являлось сопоставление полученных выборок значений исследуемых параметров оползневых тел с различными распространенными теоретически-

Таблица 3. Результаты статистической обработки морфологических характеристик оползней
Table 3. Results of statistical processing of morphological characteristics of landslides

Участок	Нормальное распределение			Логнормальное распределение			Гамма-распределение*		
	среднее	стандарт	p**	среднее логарифма	стандарт логарифма	p	λ	β	p
	Хорда, м								
KNS-1	50.3	43.2	0.000	3.675	0.666	0.288	22.66	2.22	0.015
KNS-2	59.6	43.0	0.000	3.881	0.639	0.241	23.18	2.57	0.010
KNS-3	22.8	15.1	0.000	2.951	0.586	0.782	7.63	2.99	0.131
KNS-4	45.6	27.1	0.000	3.678	0.529	0.339	12.40	3.68	0.153
YML-1	18.0	11.3	0.000	2.751	0.504	0.574	4.71	3.81	0.314
	Стрелка, м								
KNS-1	17.2	16.2	0.000	1.839	0.783	0.518	4.96	1.74	0.109
KNS-2	24.4	27.4	0.000	2.097	0.872	0.159	8.83	1.38	0.069
KNS-3	12.1	10.6	0.000	1.505	0.784	0.144	3.28	1.85	0.351
KNS-4	32.9	16.4	0.000	2.683	0.498	0.484	3.74	4.40	0.248
YML-1	13.4	10.5	0.000	1.710	0.599	0.125	2.44	2.75	0.261
	Радиус кривизны дуги, м								
KNS-1	87.6	94.4	0.000	3.449	0.770	0.350	26.34	1.66	0.015
KNS-2	130.5	132.3	0.000	3.839	0.806	0.226	40.19	1.62	0.006
KNS-3	51.6	108.1	0.000	2.698	0.871	0.003	24.81	1.04	0.000
KNS-4	53.4	45.9	0.000	3.084	0.592	0.041	10.10	2.65	0.005
YML-1	16.4	11.7	0.000	1.904	0.618	0.329	3.08	2.66	0.031
	Дуга, м								
KNS-1	56.5	47.6	0.000	3.794	0.665	0.029	25.16	2.24	0.000
KNS-2	71.4	57.1	0.000	4.033	0.671	0.953	31.28	2.28	0.134
KNS-3	58.0	40.3	0.000	3.178	0.606	0.253	10.35	2.80	0.025
KNS-4	124.4	65.0	0.000	4.011	0.488	0.402	14.27	4.36	0.095
YML-1	50.2	33.8	0.000	3.076	0.517	0.362	6.99	3.59	0.115
	Угол хорды, рад								
KNS-1	–0.10	0.37	0.024	–	–	–	–	–	–
KNS-2	–0.02	0.43	0.233	–	–	–	–	–	–
KNS-3	0.01	0.70	0.017	–	–	–	–	–	–
KNS-4	0.04	0.43	0.402	–	–	–	–	–	–
YML-1	0.08	0.52	0.121	–	–	–	–	–	–
	Центральный угол оползня, рад								
KNS-1	1.31	0.58	0.002	–0.521	0.463	0.628	0.13	5.15	0.713
KNS-2	1.38	0.69	0.002	–0.500	0.531	0.317	0.17	4.04	0.491
KNS-3	2.08	1.18	0.008	–0.164	0.718	0.019	0.39	2.63	0.321
KNS-4	2.52	0.58	0.009	0.199	0.259	0.001	0.08	16.69	0.002
YML-1	2.43	0.67	0.461	0.154	0.295	0.134	0.10	12.50	0.310

Примечание. * – λ – масштабный параметр, β – параметр формы; ** – p – параметр, характеризующий сходство распределений (разница эмпирического и теоретического распределений статистически значима на уровне 0.99 в случае $p < 0.01$).

ми распределениями. Сопоставление распределения длин хорд показывает, что на всех участках на уровне значимости 0.99 наблюдается один и тот же тип распределения – логнормальное распределение. Это выполняется при существенной дифференциации значений параметров распределения для разных участков. Нормальное распределение не согласуется с эмпирическими данными ни на одном участке. Гамма-распределение также соответствует эмпирическим данным, но несколько хуже.

Аналогичное соответствие логнормальному распределению фиксируется и для распределения стрелок, также, как и гамма-распределению. Нормальное распределение не согласуется с эмпирическими данными также ни на одном участке.

Распределение радиусов кривизны также демонстрирует на всех участках соответствие логнормальному распределению. Однако в этом случае выборки не согласуются ни с гамма-распределением, ни с нормальным распределением.

Распределение ориентировки хорд (углы хорд) согласуется с нормальным распределением на всех участках. В отличие от этого центральные углы оползней не отвечают нормальному распределению ни на одном участке, но наблюдается значительное сходство с логнормальным распределением и гамма-распределением на всех участках, кроме KNS-4.

На рис. 4 показаны примеры соответствия эмпирических и теоретических (логнормальных, а для углов хорд – нормальных) распределений различных количественных характеристик.

Таким образом, проведенный анализ позволяет сделать вывод, что между морфологическими особенностями различных участков абразионных берегов с развитием оползневых процессов существует определенная общность, подтверждающаяся данными по пяти участкам п-овов Канин и Ямал. На всех участках, находящихся в различных физико-географических и инженерно-геокриологических условиях, распределение размеров хорд отвечает логнормальному распределению. Близость к гамма-распределению, по-видимому, объясняется близостью самих распределений в определенном интервале значений параметров, это отмечалось и в более ранних работах (Пузаченко, 2014).

Был также выполнен дополнительный анализ средних значений исследованных параметров по полученным выборкам. Анализ данных по хорде оползневых дуг показывает довольно существенную дифференциацию средних значений на различных ключевых участках от 18 до 60 м, при этом наименьшее значение приходится на Ямальский участок, на него приходится также и наименьшее значение среднего квадратического отклонения. Стрелки дуг имеют меньшие средние значения от 12 до 24 м, минимальное значение средней длины стрелки приходится на участок KNS-3 (12 м) и близко к нему значение по Ямальскому участку (13 м); также на Ямальский участок приходится наименьшее значение среднего квадратического отклонения (10 м). Анализ радиусов кривизны показывает очень значительный разброс средних для разных участков от 16 до 130 м, при этом минимальные величины приходятся также на Ямальский участок.

По средним значениям центрального угла оползня выделяются две группы участков Ямальский и KNS-4, с одной стороны, и KNS-1 и KNS-2 – с другой; участок KNS-3 занимает промежуточное положение. Как показывают величины средних квадратических отклонений, разница средних между этими двумя группами далеко выходит за пределы случайных отличий. По величине разброса выделяется участок KNS-3; разница остальных участков невелика.

Анализ средних значений углов ориентировки хорд показывает, что они имеют незначительные отличия. Значения разброса углов также мало различаются; несколько отличается участок KNS-3.

Анализ полученных данных позволяет предложить предварительное объяснение полученным закономерностям.

Одной из главных особенностей рассматриваемой ситуации, как показывает анализ, является постоянное стирание в процессе развития новыми появляющимися оползнями каких-то частей уже существующих оползней (и соответствующих термоцирков), или их целиком. Таким образом, подавляющая часть существующих оползней (точнее их фрагментов) образовалась из-за неоднократного сокращения их исходных размеров за счет вновь образующихся оползней. Это можно представить следующей схемой – размер (длина хорд) после k циклов частичных стираний может быть записана как

$$\xi_k = \xi_0 \ \eta_1 \ \eta_2 ... \eta_k,$$

где ξ_0 – начальный размер хорды при возникновении оползня, η_i – доля длины хорды, которая сохраняется после частичного стирания существующей хорды на i-м цикле стирания образующимся новым оползнем.

В этом случае нетрудно видеть, что справедливо соотношение

$$\ln \xi_k = \ln \xi_0 + \ln \eta_1 + ... + \ln \eta_k.$$

Поскольку стирание в пределах разных временных интервалов происходит независимо, то и сами величины η_i, и их логарифмы являются независимыми. Из этого можно сделать вывод, что полученная величина $\ln \xi_k$, как сумма большого числа независимых случайных величин, согласно широко известному в теории вероятности резуль-

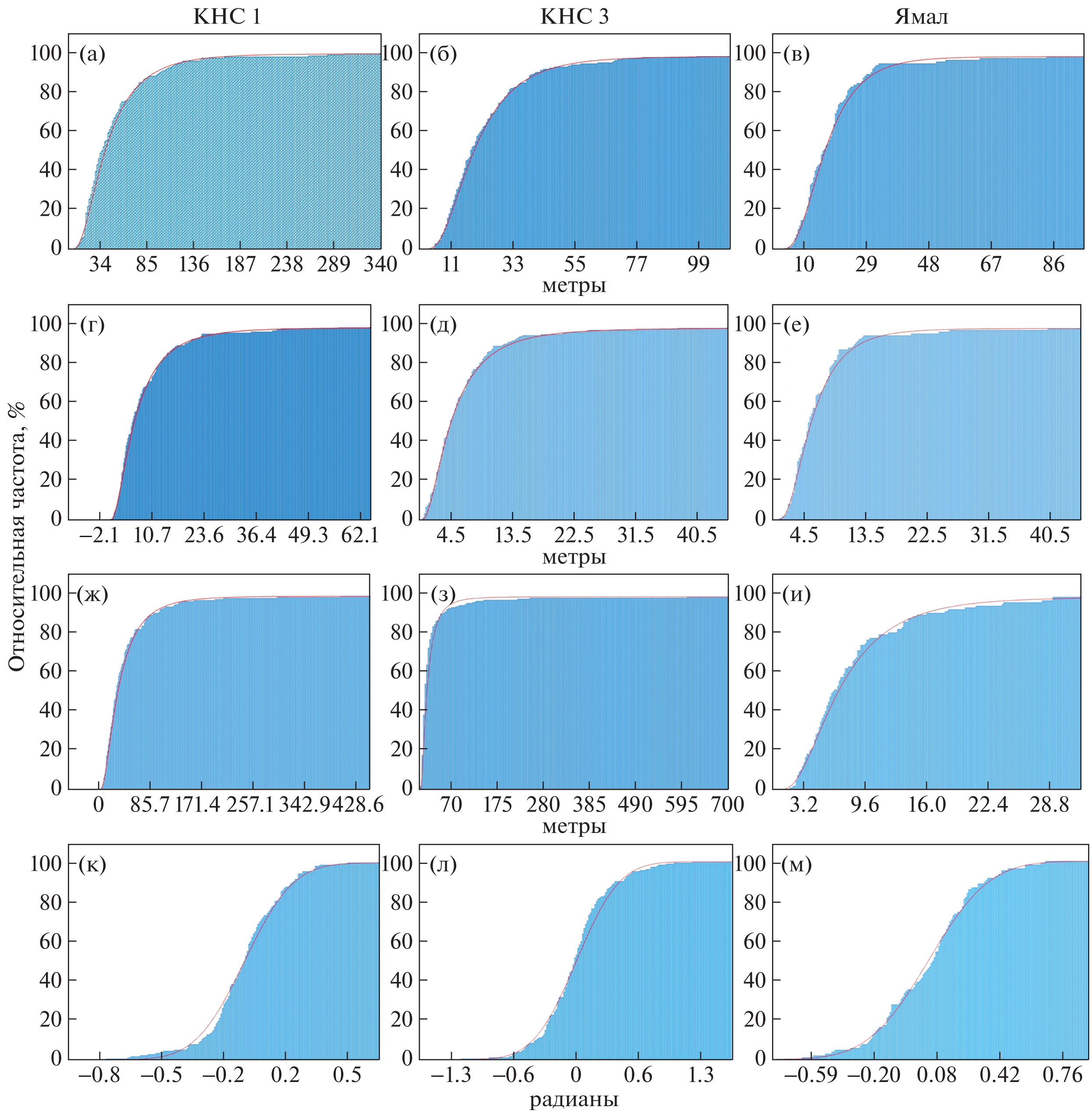


Рис. 4. Примеры соответствия эмпирических и теоретических (логнормальных, а для углов хорд – нормальных) распределений, (а, б, в) – хорд, (г, д, е) – стрелок, (ж, з, и) – радиусов кривизны, (к, л, м) – углов хорд; для участков KNS-1 (а, г, ж, к), KNS-3 (б, д, з, л), YML-1 (в, е, и, м); красная линия – теоретическое распределение.

Fig. 4. Examples of the correspondence between empirical and theoretical (lognormal, and for the angles of chords – normal) distributions, (а, б, в) – chords, (г, д, е) – arrows, (ж, з, и) – curvature radii, (к, л, м) – angles of chords; for sites KNS-1 (а, г, ж, к), KNS-3 (б, д, з, л), YML-1 (в, е, и, м); the red line is the theoretical distribution.

тату (например, (Королюк, Портенко, Скороход и др., 1985)), будет иметь распределение, близкое к нормальному. Это означает, что сам размер хорды ξ_k должен отвечать логнормальному распределению. Предложенное предварительное объяснение отвечает одному из известных вариантов возникновения логнормального закона распределения, получившему название “схема деления”.

Нормальное распределение углов между направлением хорд и общим направлением берега может быть объяснено одновременным действием большого числа факторов без преобладания какого-то одного; в физическом отношении эти факторы отвечают колебаниям энергии термоабразионного воздействия, пространственному варьированию состава отложений, их льдистости, и других характеристик. В основе объяснения ле-

Таблица 4. Оценка корреляционных взаимосвязей между характеристиками морфологических особенностей оползней
Table 4. Assessment of correlation relationships between the characteristics of the morphological features of landslides

Участок	Местоположение	Характеристики		
		хорда-стрелка	хорда-радиус	хорда-дуга
KNS-1	Канин Нос	0.73	0.87	0.99
KNS-2	Канин Нос	0.71	0.72	0.96
KNS-3	Канин Нос	0.66	0.46	0.97
KNS-4	Канин Нос	0.74	0.90	0.96
YML-1	Ямал	0.84	0.84	0.95

жит уже упомянутое выше положение теории вероятности, объясняющее возникновение нормального закона распределения при одновременном воздействии большого числа факторов.

Логнормальность распределений длин дуг, стрелок, радиусов кривизны может быть объяснена тесной корреляцией их величин с размерами хорды (табл. 4). Анализ коэффициента корреляции показывает, что на всех участках между хордой и стрелкой отмечается сильная корреляционная зависимость. Между хордой и радиусом кривизны сильная зависимость отмечается на четырех участках и на одном (KNS-3) – средняя. Наибольшая величина коэффициента корреляции характерна для связи длины хорд и дуг. Таким образом, если распределение хорд подчиняется логнормальному распределению, то следует ожидать аналогичного вида распределения и для стрелки, и для радиуса кривизны, и для дуг, что и наблюдается.

Анализ средних значений исследуемых параметров показывает, что по большинству параметров отличается Ямальский участок; для него часто характерны наименьшие средние значения (хорд, стрелок, дуг, радиусов кривизны). При этом на рассматриваемом участке не отмечается резких отличий по составу отложений от других участков. Анализ геологических и геокриологических условий позволяет сделать предположение, что подобные отличия средних значений исследуемых параметров могут быть связаны с характером развития многолетнемерзлых пород и их температурой. Для Ямальского участка в отличие от всех остальных характерны сплошное развитие многолетнемерзлых пород и наименьшая среди всех участков температура пород (–5...–10°). Представляется вероятным, что подобные геокриологические особенности повлияли на прочностные и другие физико-механические характеристики пород, а также на характер оттаивания таким образом, что привели к формированию оползней относительно меньшего размера; что проявилось в средних размерах и хорд, и стрелок, и дуг, и радиусов кривизны. Это косвенно согласуется с данными, полученными в ранее выполненных исследованиях, о том, что на параметры процесса отступания берега влияет индекс оттаивания (Leibman et al., 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Между морфологическими особенностями различных участков абразионных берегов криолитозоны с развитием оползневых процессов существует определенная общность – на большинстве участков, внутренне однородных по условиям и морфологическим особенностям, но находящихся в различных физико-географических и инженерно-геокриологических условиях, распределение размеров хорд верхней границы оползней, стрелок, дуг и радиусов кривизны, а также центральных углов отвечает логнормальному распределению.

Характер закона распределения можно предположительно объяснить неоднократным частичным стиранием существующих оползней вновь образующимися оползнями.

Ориентировка хорд по отношению к простиранию участка подчиняется нормальному распределению.

Значения параметров распределений исследованных количественных характеристик морфологических особенностей оползней дифференцированы по участкам и зависят от физико-географических и инженерно-геокриологических условий конкретных участков.

Очертания бровки берегового уступа при моделировании отступания, видимо, можно рассматривать как ломаную со случайным нормально распределенным направлением звеньев (хорд) и логнормальным распределением длин хорд, на которых сформированы дуги, ограничивающие сверху оползневые тела.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 18-17-00226П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексютина Д.М., Бадина С.В., Баранская А.В. и др. (2020). Термоабразия морских берегов российской Арктики: риски нефтегазового освоения // Освоение ресурсов нефти и газа российского шельфа: Арктика и Дальний Восток (ROOGD-2020) / Тезисы докладов. М.: Газпром ВНИИГАЗ. С. 32.

Арэ Ф.Э. (1980). Термоабразия морских берегов. М.: Наука. С. 160.

Белова Н.Г., Шабанова Н.Н., Огородов С.А. и др. (2017). Динамика термоабразионных берегов Карского моря в районе мыса Харасавэй (Западный Ямал) // Криосфера Земли. Т. XXI. № 6. С. 85–96. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-6(85-96)

Васильев А.А., Покровский С.И., Шур Ю.Л. (2001). Динамика термоабразионных берегов западного Ямала // Криосфера Земли. Т. V. № 1. С. 44–52.

Кизяков А.И., Лейбман М.О. (2016). Рельефообразующие криогенные процессы: обзор литературы за 2010–2015 годы // Криосфера Земли. Т. XX. 4. С. 45–58. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-4(45-58)

Кизяков И.А., Зимин М.В., Лейбман М.О. и др. (2013). Мониторинг скорости термоденудации и термоабразии на западном побережье острова Колгуев с использованием материалов космической съемки высокого разрешения // Криосфера Земли. Т. XVII. № 4. С. 36–47.

Королюк В.С., Портенко Н.И., Скороход А.В. и др. (1985). Справочник по теории вероятности и математической статистике. М.: Наука. С. 640.

Лейбман М.О., Кизяков А.И., Жданова Е.Ю. и др. (2021). Отступание берегов Югорского полуострова в результате термоденудации за 2010–2020 и 2001–2010 годы // Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике. Салехард: Правительство Ямало-Ненецкого автономного округа, С. 246–249. https://doi.org/10.7868/9785604610848066

Маслаков А.А. (2019). Современная динамика абразионно-термоденудационных берегов Берингова и Чукотского морей // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Тезисы докладов III Всероссийской научной конференции с международным участием. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН. С. 146.

Нестерова Н.Б., Хомутов А.В., Лейбман М.О. и др. (2021). Инвентаризация термоцирков на севере Западной Сибири по данным мозаики спутниковых снимков 2016–2018 годов // Криосфера Земли. Т. XXV. № 6. С. 41–50. https://doi.org/10.15372/KZ20210604

Новикова А.В. (2022). Морфология и динамика термоабразионных берегов Карского моря. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ. С. 26.

Новикова А.В., Огородов С.А. (2021). Морфодинамика берегов Карского моря // Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и индустриальных вызовов (“Опасные явления – III”) / Мат-лы III Междунар. науч. конф. Ростов-н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН. С. 284–286.

Огородов С.А. (2011). Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во Московского университета. С. 173.

Огородов С.А., Архипов В.В., Баранская А.В. и др. (2014). Техногенный фактор динамики берегов Печорского и Карского морей в условиях изменения климата и ледовитости // Мат-лы XXV Междунар. береговой конф. “Береговая зона – взгляд в будущее”. М.: ГЕОС. С. 114–117.

Огородов С.А., Баранская А.В., Белова Н.Г. и др. [Электронный ресурс]. URL: https://rus.arcticcoast.ru/atlas/ (дата обращения 20.12.2022)

Пижанкова Е.И. (2011). Термоденудация в береговой зоне Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) // Криосфера Земли. Т. XV. № 3. С. 61–70.

Пижанкова Е.И., Балдина Е.А., Гаврилов А.В. и др. (2022). Экзогенная геодинамика малых островов арктических морей (по результатам дешифрирования космических снимков) // Сб. докл. Шестой конф. геокриологов России “Мониторинг в криолитозоне” с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов. МГУ имени М.В. Ломоносова, 14–17 июня 2022 г. М.: КДУ, Добросвет. С. 484–491. https://doi.org/10.31453/kdu.ru.978-5-7913-1231-0-2022-1130

Пижанкова Е.И., Добрынина М.С. (2010). Динамика побережья Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) // Криосфера Земли. Т. XIV. № 4. С. 66–79.

Пузаченко Ю.Г. (2004). Математические методы в экологических и географических исследованиях. М.: ИЦ Академия. С. 416.

Романенко Ф.А., Балдина Е.А., Луговой Н.Н. и др. (2021). Динамика берегов островов северной части Карского моря (ст. 1. Остров Ушакова) // Геоморфология. Т. 52. № 3. С. 116-124. https://doi.org/10.31857/S043542812103010X

Термоабразия морских берегов Российской Арктики – НИР [Электронный ресурс]. Режим доступа: https://istina.msu.ru/projects/119511499/ (дата доступа: 01.09.2022).

Хомутов А.В., Дворников Ю.А., Лейбман М.О. и др. (2015). Активизация термоденудационных процессов на центральном Ямале под действием климатических изменений и техногенеза // Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии / Мат-лы Всерос. конф. с междунар. участием, г. Томск, 23–27 ноября 2015 г. Томск: Изд-во ТПУ. С. 381–384.

Günther F., Overduin P., Sandakov A. et al. (2013). Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region // Biogeosciences. No. 10. P. 4297–4318. https://doi.org/10.10.5194/bg-10-4297-2013

Leibman M., Kizyakov A., Zhdanova Y. et al. (2021). Coastal Retreat Due to Thermodenudation on the Yugorsky Peninsula, Russia during the Last Decade, Update since 2001–2010 // Remote Sensing. Vol. 13. No. 20. 13. 4042. https://doi.org/10.3390/rs13204042

QUANTITATIVE LAWS OF A MORPOLOGICAL PATTERN FOR ABRASION SLOPES WITN A LANDSLIDE PROCESS WITHIN THE CRYOLITHOZONE (THE COASTS OF THE KANIN AND YAMAL PENINSULAS AS EXAMPLES)[1]

A. S. Victorov[a,#], T. V. Orlov[a], M. V. Arkhipova[a], V. N. Kapralova[a], and V. V. Bondar[a]

[a] *Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS, Moscow, Russia*

[#] *E-mail: dist@geoenv.ru*

Coast landslide processes take a special place in the study and monitoring of processes in permafrost under the climate change, however, not much attention has been paid to the morphology and quantitative characteristics of the landslides. The aim of the work is to reveal quantitative relationships between the abrasion slopes and a landslide process for coasts within the cryolithozone, mainly in contact with the adjacent interfluves. The research is based on the interpretation of high-resolution space imagery at five costal sites of the Kanin and Yamal peninsulas. The study was focused on the morphological features of the upper part of the landslides at the border with the adjacent interfluve. This border is a combination of arc elements. Besides, there are arcuate residual sections of the interfluve surface, corresponding to different stages of landslide process, in some places on the slope. Analysis of the coastline from images gave us such characteristics of landslides as the length of the arcs forming the boundary, the length of the chords of the arcs, the arrows of the arcs, the average radii of curvature, the central angles of the arc, the angles of orientation of the chords with respect to the vector of the general strike of the corresponding section of the coastline. Some of these characteristics were obtained by direct measurement from satellite images, the others by calculation. The analysis included 30 samples with a volume of 103–183 elements. Statistical processing using Pearson's goodness-of-fit test showed that in the vast majority of the sites, the distributions of the landslide upper boundary arc sizes, chords, arc arrows, and curvature radii, as well as central angles, correspond to a lognormal one. The chord orientations with respect to the strike of the site are normally distributed. The values of the distribution parameters of the studied quantitative characteristics of the landslide morphological features differ and depend on the physical-geographical and engineering-geocryological conditions of specific areas.

Keywords: mathematical morphology, permafrost, landslide processes, space imagery interpretation

ACKNOWLEDGMENTS

The research was done with the support of Russian science foundation, grant No. 18-17-00226П.

REFERENCES

Aleksyutina D.M., Badina S.V., Baranskaya A.V. et al. (2020). Thermal abrasion of the seashores of the Russian Arctic: risks of oil and gas development. *Osvoenie resursov nefti i gaza rossiiskogo shel'fa: Arktika i Dal'nii Vostok (ROOGD-2020): tezisy dokladov.* M.: Gazprom VNIIGAZ (Publ.). P. 32. (in Russ.)

Are F.E. (1980). *Termoabraziya morskikh beregov* (Thermal abrasion of seashores). M.: Nauka (Publ.). 160 p. (in Russ.)

Belova N.G., Shabanova N.N., Ogorodov S.A. et al. (2017). Erosion of permafrost coasts of Kara Sea near Kharasavey Cape, Western Yamal. *Earth's Cryosphere.* Vol. XXI. No. 6. P. 73–83. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-6(85-96)

Günther F., Overduin P., Sandakov A. et al. (2013). Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region. *Biogeosciences.* No. 10. P. 4297–4318. https://doi.org/10.5194/bg-10-4297-2013

Khomutov A.V., Dvornikov Yu.A., Leibman M.O. et al. (2015). Activation of thermal denudation processes in the central Yamal under the influence of climate change and technogenesis. *Sovremennye problemy gidrogeologii, inzhenernoi geologii i gidrogeoekologii Evrazii: materialy Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem, g. Tomsk, 23–27 noyabrya 2015 g.* Tomsk: TPU (Publ.). P. 381–384. (in Russ.)

Kizyakov A.I., Leibman M.O. (2016). Criogenic relief-forming processes: a review of 2010-2015 publications. *Earth's Cryosphere.* Vol. XX. No. 4. P. 45–58. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-4(45-58)

Kizyakov A.I., Zimin M.V., Leibman M.O. et al. (2013). Monitoring of the rate of thermal denudation and thermal abrasion on the western coast of Kolguev Island, using high resolution satellite images. *Earth's Cryosphere.* Vol. 17. No. 4. P. 36–47. (in Russ.)

Leibman M., Kizyakov A., Zhdanova Yu. et al. (2021). Coastal Retreat Due to Thermodenudation on the Yugorsky Peninsula, Russia during the Last Decade, Update since 2001–2010. *Remote Sensing.* Vol. 13. No. 20. 13. 4042. https://doi.org/10.3390/rs13204042

Leibman M.O., Kizyakov A.I., Zhdanova E.Yu. et al. (2021). Retreat of the coast of the Yugorsky Peninsula as a result of thermal denudation for 2010–2020 and 2001–2010. *Sovremennye issledovaniya transformatsii kriosfery i voprosy geotekhnicheskoi bezopasnosti sooruzhenii v Arktike.* Salekhard: Pravitel'stvo Yamalo-Ne-

[1] *For citation:* Victorov A.S., Orlov T.V., Arkhipova M.V. et al. (2023). Quantitative laws of a morpological pattern for abrasion slopes witn a landslide process within the cryolithozone (the coasts of the Kanin and Yamal Peninsulas as examples. *Geomorfologiya i paleogeografiya.* Vol. 54. No. 3. P. 124–137. https://doi.org/10.31857/S294917892303012X; https://elibrary.ru/WETHFU

netskogo avtonomnogo okruga (Publ.). P. 246–249. https://doi.org/10.7868/9785604610848066. (in Russ.)

Maslakov A.A. (2019). Modern dynamics of abrasion-thermal denudation coasts of the Bering and Chukchi Seas. *Geodinamicheskie protsessy i prirodnye katastrofy. Tezisy dokladov III Vserossiiskoii nauchnoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem*. Yuzhno-Sakhalinsk: Institut morskoy geologii i geofiziki DVO RAN (Publ.). P. 146. (in Russ.)

Nesterova N.B., Khomutov A.V., Leibman M.O. et al. (2021). The inventory of retrogressive thaw slumps (thermocirques) in the north of Western Siberia based on 2016–2018 satellite imagery mosaic. *Cryosphere of the Earth*. Vol. XXV. No. 6. P. 41–50. https://doi.org/10.15372/KZ20210604

Novikova A.V. (2022). *Morfologiya i dinamika termoabrazionnykh beregov Karskogo morya* (Morphology and dynamics of thermal abrasion coasts of the Kara Sea). *PhD thesis*. Moscow: MSU (Publ.). 26 p. (in Russ.)

Novikova A.V., Ogorodov S.A. (2021). Morphodynamics of the coasts of the Kara Sea. *Zakonomernosti formirovaniya i vozdeistviya morskikh, atmosfernykh opasnykh yavlenii i katastrof na pribrezhnuyu zonu RF v usloviyakh global'nykh klimaticheskikh i industrial'nykh vyzovov ("Opasnyye yavleniya – III"): materialy III Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii*. Rostov-na-Donu: YUNTS RAN (Publ.). P. 284–286. (in Russ.)

Ogorodov S.A. (2011). *Rol' morskikh l'dov v dinamike rel'efa beregovoi zony* (The role of sea ice in the dynamics of the coastal zone relief). M.: MSU (Publ.). 173 p.

Ogorodov S.A., Arkhipov V.V., Baranskaya A.V. et al. (2014). Technogenic factor in the dynamics of the shores of the Pechora and Kara Seas in the context of climate change and ice cover. *Materialy XXV Mezhdunarodnoi beregovoi konferentsii "Beregovaya zona – vzgl'yad v budushchee"*. M.: GEOS (Publ.). P. 114–117. (in Russ.)

Ogorodov S.A., Baranskaya A.V., Belova N.G. et al. [Electronic data]. Access way: https://rus.arcticcoast.ru/atlas/ (access date: 12.20.2022). (in Russ.)

Pizhankova E.I., Baldina E.A., Gavrilov A.V. et al. (2022). Exogenous geodynamics of small islands in the Arctic seas (based on the results of space imagery interpretation). *Sbornik dokladov Shestoi konferentsii geokriologov Rossii "Monitoring v kriolitozone" s uchastiem rossiiskikh i zarubezhnykh uchenykh, inzhenerov i spetsialistov*. MGU imeni M.V. Lomonosova, 14–17 iyunya 2022 g. Moscow: KDU, Dobrosvet (Publ.). P. 484–491. (in Russ.). https://doi.org/10.31453/kdu.ru.978-5-7913-1231-0-2022-1130

Pizhankova E.I. (2011). Thermщdenudation in the coastal zone of the Lyakhovsky Islands (interpretation of aerospace images). *Earth's Cryosphere*. Vol. XV. No. 3. P. 61–70. (in Russ.)

Pizhankova E.I., Dobrynina M.S. (2010). The dynamics of the Lyakhovsky Islands coastline (results of aerospace image interpretation). *Earth's Cryosphere*. Vol. XIV. No. 4. P. 66–79. (in Russ.)

Puzachenko Yu.G. *Matematicheskie metody v ekologicheskikh i geograficheskikh issledovaniyakh* (Mathematical methods in ecological and geographical research). M.: Izdatel'skii tsentr "Akademiya" (Publ.). 2004. 416 p. (in Russ.)

Romanenko F.A., Baldina E.A., Lugovoy N.N. et al. (2021). Shoreline Dynamics of the islands of the northern part of the Kara Sea (paper 1. Ushakov Island). *Geomorfologiya*. Vol. 52. No. 3. P. 116–124. (in Russ.). https://doi.org/10.31857/S043542812103010X

Thermal abrasion of seashores Russian Arctic [Electronic data]. Access way: https://istina.msu.ru/projects/119511499/ (access date: 01.09.2022). (in Russ.)

Vasiliev A.A., Pokrovsky S.I., Shur Yu.L. (2001). Dynamics of the coastal thermoerosion of Western Yamal. *Earth's Cryosphere*. Vol. V. No. 1. P. 44–52. (in Russ.)

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2023, том 54, № 3, с. 138–149

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.4.012:550.81(597)

СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА С ПОСТРОЕНИЕМ НЕЙРОННОЙ СЕТИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПОИСКОВЫХ ЗАДАЧ НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО МАССИВА ЛУК-ТЬЕН (СЕВЕРНЫЙ ВЬЕТНАМ)#

© 2023 г. И. С. Сергеев[1,*], К. А. Кукса[1], А. Б. Глебова[1]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

**E-mail: igorsergeev.spb@gmail.com*

Поступила в редакцию 25.06.2021 г.
После доработки 07.03.2022 г.
Принята к публикации 22.12.2022 г.

Территория исследования расположена на севере Вьетнама в провинции Йенбай и представляет собой крупный (14.5 × 6.5 × 0.8 км) структурно-денудационный останец на периферии сильного расчлененного низкогорья Кон Вой, а также склоны и днища прилегающих речных долин. Для территории известны проявления камнесамоцветной минерализации в виде жильных образований в толщах мраморов. Район относительно труднодоступен для полевых изысканий, поэтому для предварительной оптимизации проведения геолого-поисковых работ стояла задача на основе анализа имеющейся геолого-геоморфологической информации получить данные о возможной локализации участков полезной минерализации. Для этого методом дискретного преобразования Фурье был рассчитан амплитудный спектр расчленения рельефа для участков, связанных с жильными геологическими образованиями в приповерхностной части мраморных толщ. Бинарная классификация (на потенциальные участки с полезной минерализацией и без нее) полученных числовых показателей амплитуд высот, отвечающих гармоническим колебаниям разных пространственных частот, осуществлена с помощью простой нейронной сети – двухслойного персептрона. Расчетный алгоритм был реализован на языке Python. Применение данной методики позволило выполнить прогноз на рубиново-шпинельную минерализацию в коренном залегании на изучаемую площадью более 200 км^2. Полевыми исследованиями в 2019 г. выполнена заверка прогнозных данных, заключающаяся в минералогическом и геохимическом опробовании доступной части спрогнозированных точек. Получена оценка прогнозной силы использованной методики: каждый третий (~35%) спрогнозированный нейронной сетью участок фактически содержит коренные источники рубинов и шпинелей на рассмотренной территории.

Ключевые слова: двумерное спектральное преобразование рельефа, поисковая геоморфология, морфометрические методы, машинное обучение, ГИС, ЦМР

DOI: 10.31857/S2949178923030106, **EDN:** WDVKDT

ВВЕДЕНИЕ

Комплекс геологических методов поиска и разведки месторождений полезных ископаемых использует, кроме прочего, геоморфологические знания о конформности (дисконформности) рельефа геологическому субстрату (Лопатин и др., 2012). Это позволяет решать обратную задачу – по характеру рельефа и его конкретным индикаторам (в первую очередь, морфологическим или даже исключительно морфометрическим) судить о вероятной локализации месторождений. Общая схема такого подхода – т.н. “предиктивного моделирования” – обычно включает в себя этапы:

1) сбор информации о морфологии рельефа в виде набора индикаторов – различных морфометрических переменных, в том числе производных от абсолютной высоты и ее пространственного распределения. Все многообразие форм земной поверхности выражается в огромном числе комбинаций значений разных морфометрических индикаторов, прогнозная сила которых на этом этапе еще не определена;

2) классификация участков земной поверхности на основе экспертных данных о проявлениях полезной минерализации (фактически, инвентаризации известных месторождений) и всего набора ее потенциальных морфометрических предик-

Ссылка для цитирования: Сергеев И.С., Кукса К.А., Глебова А.Б. (2023). Спектральный анализ рельефа с построением нейронной сети для решения поисковых задач на примере горного массива Лук-Тьен (Северный Вьетнам) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 138–149. https://doi.org/10.31857/S2949178923030106; https://elibrary.ru/WDVKDT

торов. Здесь, во-первых, оценивается, какие переменные и их конкретные числовые диапазоны являются наиболее характерными для искомых участков земной поверхности, а во-вторых, производится экстраполяция выявленных закономерностей на всю интересующую площадь. Таким образом, превентивно выявляются новые потенциальные участки для полевой разведки, за счет заведомо бесперспективных (по геоморфологическим критериям) участков сокращаются временные и финансовые затраты.

Так как источником информации о морфологии земной поверхности чаще всего служат цифровые модели рельефа (ЦМР) среднего и высокого разрешения, то данный подход к прогнозу месторождений реализуется, как правило, инструментарием компьютерных информационных систем.

Современные информационные системы содержат самые различные алгоритмы машинного обучения: от простых статистических байесовских классификаторов до сложных ресурсоемких алгоритмов нейронных сетей (Плас, 2018; Мюллер, Гвидо, 2018). Все это позволяет перенести в сферу искусственного интеллекта первичный анализ данных о рельефе, а результаты подобного анализа контролирует эксперт как на стадии обучения нейронной сети, так и на стадии верификации результатов. Исходные данные для осуществления подобных исследований – обычно, ЦМР Aster GDEM, SRTM и др. с шагом регулярной сетки высот от 30 до 90 м. Такое пространственное разрешение исходных данных позволяет создавать прогнозные модели с точностью локализации объектов до первых сотен метров, а в некоторых случаях и до десятков метров.

Вторым необходимым источником данных для решения прогнозных рекогносцировочных задач является информация об уже известных объектах как вторичной, так и первичной минерализации. Первичные источники представлены геологическими телами, выходящими на дневную поверхность и "тяготеющими" к определенным формам рельефа с резкими границами и высокими градиентами морфометрических параметров. В то же время вторичные источники, образованные экзодинамическими процессами, приурочены к более спокойному рельефу речных долин и межгорных котловин, в том числе к основанию пологих склонов, к речным и морским террасам (Лоскутов, 1999).

Выражение экспонированных поверхностей геологических тел с полезной минерализацией в виде конкретных форм и элементов рельефа (например, структурно-денудационных уступов поверхностей отпрепарированных даек), а также приуроченность очагов вторичной минерализации к другому набору форм (различного рода топографические ловушки в долинной сети) – это основание для разработки методики использования морфометрических критериев для прогноза размещения месторождений. Входными признаками для подобных алгоритмов могут быть, например, амплитуды двумерного спектра рельефа. Спектральный (гармонический) анализа рельефа применяется в геоморфологии с 60-х гг. прошлого века (Хромченко, 1967; Pike, Rozema, 1975), несмотря на определенные трудности геоморфологической интерпретации результатов спектрального разложения (Харченко, 2017; Харченко, Казаков, 2018). Достоинства гармонического разложения рельефа связаны с тем, что двухмерный амплитудно-частотный спектр рельефа позволяет автоматизировать выявление участков с однородным рисунком топографического расчленения, зачастую отвечающим схожим структурам земной коры, – этот метод позволяет с высокой информативностью характеризовать двухмерный "сигнал" (в нашем случае – ЦМР) не столько в точке, сколько в выбранной ее окрестности (Дэвис, 1990; Сергиенко, 2002).

В настоящей работе представлена методика поиска участков территории с заданными морфометрическими характеристиками рельефа для задач предсказания выходов жильных образований камнесамоцветной минерализации (рубины и шпинель), основанная на двумерном гармоническом разложении ЦМР. Показаны результаты апробации методики для прогноза положения потенциальных проявлений полезной минерализации в коренном залегании в пределах одного из районов п-ова Индокитай.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучаемый район расположен в пределах северного Вьетнама (координаты центра исследуемого полигона – 22°2′18.6″ в.д. 104°48′7.2″ с.ш.). Территория представляет собой низкогорье (Кон Вои или Слоновьи горы) с максимальными отметками, едва превышающими 1000 м, а фоновыми значениями высот вершинных поверхностей – 400–700 м, она разбита серией крупных разломов, ориентированных в направлении СЗ-ЮВ, эти разломы, будучи освоены речной сетью, определяют общий характер рисунка рельефа участка (Geological and mineral..., 2000). Крупнейший из разломов в регионе – планетарный разлом Красной реки (или р. Хонгха) – протягивается на 1500 км от юго-восточной окраины Тибета до Тонкинского залива и задает преобладающее направление горных кряжей и разделяющих их долин. Рассматриваемый участок расположен от этого разлома в ~50 км к северо-востоку, и очерчивается с двух сторон разломными зонами более низкого иерархического уровня. Объект нашего интереса – отдельный кряж (рис. 1), размерами 14.5 × 6.5 км и относительным превышением высшей точки поверхности над днищами окружающих долин порядка 800 м, в публикациях носит название Large Rock (Pham et al., 2017) или Большая Скала, расположен непосредственно к северу от оз. Тхак-Ба. Максимальная абсолютная высота в пределах кряжа ~860 м (рис. 2, (а)). Окружающие его долины находятся в интервале высот 50–150 м, при ширине по бровкам до 2 км.

Территория сложена мраморами графитизированными (преобладают), гнейсами, гранитами возрастом поздний протерозой – ранний кембрий (рис. 2, (б)), а разломная сеть (к элементам которой и приурочены месторождения самоцветов) обусловлена новейшими ранненеогеновыми тектоническими движениями, спровоцированными причленением индостанского блока к южно-китайскому и современным развитием юго-восточного сегмента Альпийского-Гималайского орогенного пояса.

Поверхность рассматриваемого кряжа разбита системами малых долин с характерным СЗ-ЮВ и С-Ю простиранием и амплитудами высот в несколько десятков метров. Крутизна бортов кряжа значительна и составляет 10°–29° – для юго-западных, и 8°–19° – для северо-восточных склонов. На высотах 400–500 м наблюдаются пологие, относительно некрупные расчлененные остаточные поверхности выравнивания. Для территории характерны карстовые процессы и явления. Территория получает значительное увлажнение – ~2000 мм/год, что в совокупности с выходом к поверхности карстующихся пород обусловливает проявления как покрытого, так и поверхностного карста. Склоновые процессы замедлены сомкнутым растительным покровом и наблюдаются только на редких открытых участках с крутизной более 35°, либо оказываются активированы антропогенной деятельностью. Наносы со склонов малых долин поступают в русловую сеть на поверхности кряжа и затем выносятся в более крупные долины СЗ-ЮВ простирания, дренируемые реками Бьетх, Тюнг, Тяй и др.

Характерные особенности рельефа, перечисленные ранее, по всей видимости определяются наличием мраморов на исследуемой территории с многочисленными интрузиями основного и кислого состава и тектоническими разломами (Khoi et al., 2016). Участки территории, подстилаемые мраморами, в значительной степени подвержены процессам растворения, поэтому преобладают разномасштабные формы карстового рельефа. При этом карстовые депрессии зачастую заполнены нерастворимым рыхлым высвобожденным материалом. Но локальные мощности рыхлых отложений здесь невелики – от 0.5 до 1.5 м (Long et al., 2013).

МЕТОДЫ

При подготовке полевых геологических поисковых работ была составлена серия вспомогательных карт-схем района в ГИС по данным дистанционного зондирования. Морфометрический анализ рельефа осуществлялся по данным глобальной модели рельефа Aster разрешением 30 м. Построение линий тока с использованием модуля гидрологии ПО ArcGIS позволило проследить основные направления выноса рыхлого вещества и, как результат, ареалы развития аллювиальных толщ с проявлениями полезной минерализации. Также выделены участки интенсивного карста по аномалиям профильной кривизны рельефа. Построенные карты были использованы для анализа морфологических особенностей территории. Была предпринята попытка применения спектрального анализа рельефа для выявления перспективных участков геологического маршрутного опробования. В работе, кроме прочего, была использована информация о существующих местонахождениях рубинов и шпинели по (Long et al, 2013). Следует отметить, что известные разработки россыпей рубинов и шпинели приурочены к долинам рек в среднем и нижнем течении и к зонам сгущения проявлений карстовых процессов. Учет этих данных и имеющийся опыт в применении спектрального анализа рельефа позволил создать методику для прогноза камнесамоцветной минерализации на рассматриваемой территории как часть геолого-геоморфологических поисковых мероприятий.

Описываемая методика включила в себя расчет гармонических составляющих рельефа земной поверхности и создания нейронной сети, где в качестве входных признаков были использованы амплитуды двумерного спектра рельефа. В качестве входных данных нейронов было использовано 40 спектральных признаков (амплитуд отдельных гармоник в спектре поля высот), полученных скользящей палеткой 240 × 240 м (т.е. 8 × 8 ячеек ЦМР) по общей площади участка 272 км^2. Исходные данные о рельефе представлены регулярной сеткой с 302 088 высотных значений с шагом 30 м.

Основу представляемой методики составили два хорошо проработанных научных метода обработки данных: 1-й – это дискретное разложение Фурье и 2-й – машинное обучение с учителем нейронной сети. Краткое описание этих методов, объединенных нами в общей методике поиска участков поверхности, наиболее схожих по спектральным характеристикам рельефа с обучающей выборкой (включающей фрагменты ЦМР для участков с достоверно установленными ранее месторождениями), приведено ниже.

Метод спектрального анализа основывается на следующих положениях. Любой сигнал можно разложить на ряд гармонических функций (ряд

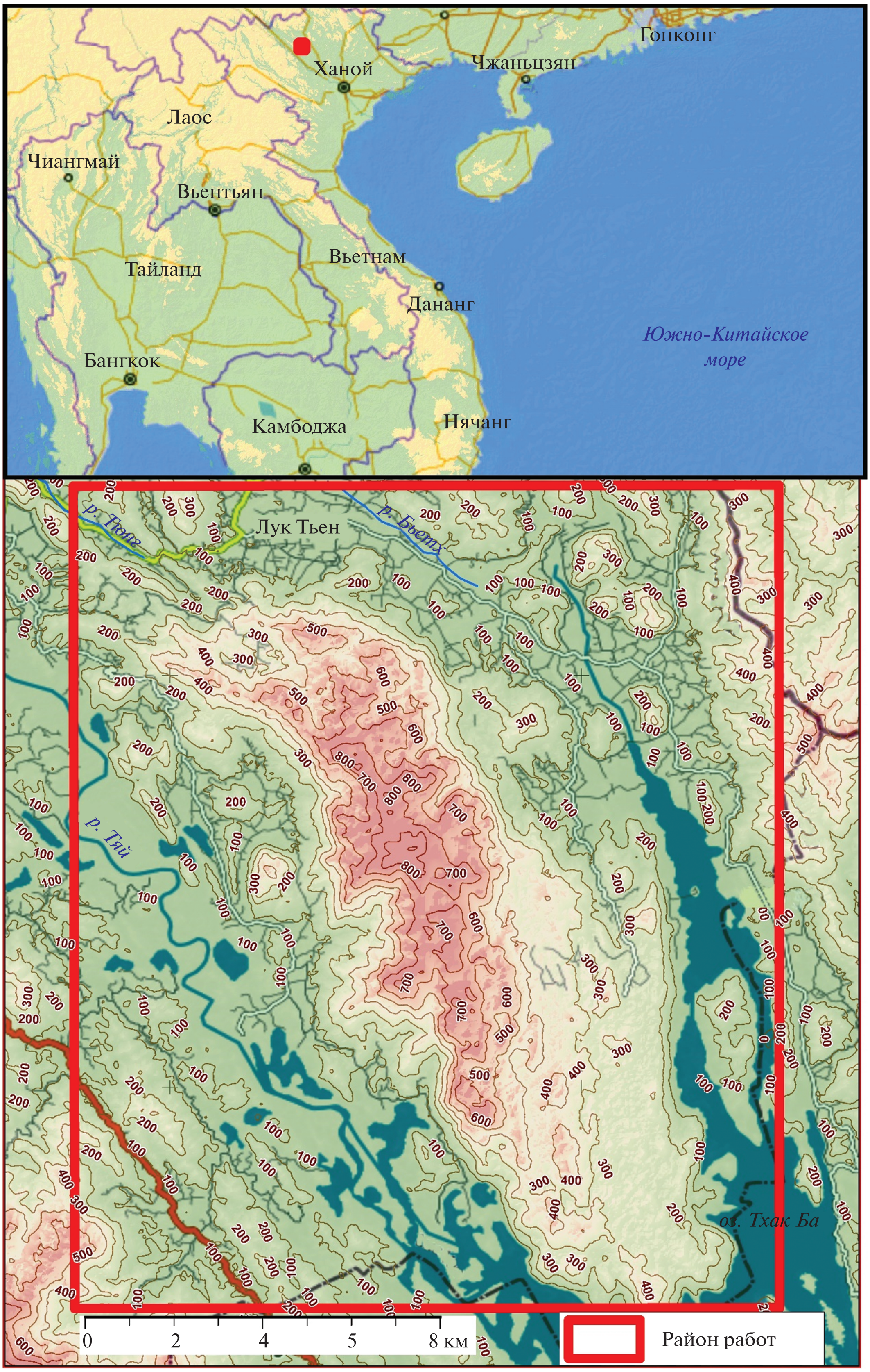


Рис. 1. Вверху – положение района работ в пределах Юго-Восточной Азии показано красной точкой, внизу – гипсометрическая схема района работ.
Fig. 1. Up – interest region location on the map of South-East Asia is shown with the red point, down – hypsometric scheme of the interest region.

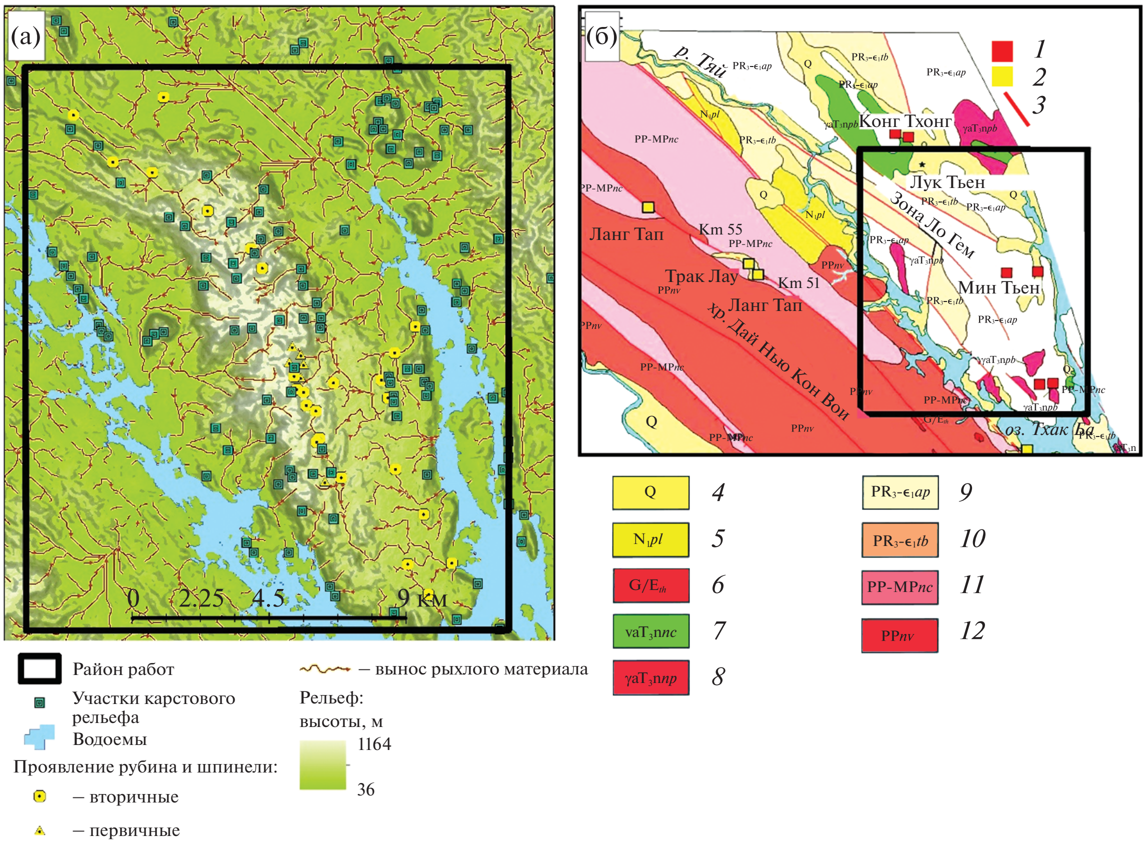


Рис. 2. Рельеф, геологическое строение района исследования и инвентаризация месторождений рубина и шпинели: (а) – рельеф района и позиции проявлений самоцветов; (б) – схематическая геологическая карта. *Проявления камнесамоцветной минерализации: 1* – в мраморах, *2* – в гнейсах; *3* – разломы. *Геологическое строение: 4* – четвертичные отложения, *5* – неогеновая формация Фанг-Луонг, *6* – комплекс Тан Хуонг (граниты, граносиениты, пегматиты), *7* – комплекс Нуи Чуа (габбро, габбродиориты, диориты), *8* – комплекс Фиа Биок (биотитовые и пегматитовые граниты), *9* – комплекс Ан Фу (графитизированные мраморы, слюды), *10* – комплекс Тхак Ба (кварцевые слюды, эпидот-биотитовые сланцы, мраморы), *11* – комплекс Нгои Тчи (кварц-биотит-силлиманитовые сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы), *12* – комплекс Нью Вои (плагиогнейсы, гнейсы, амфиболиты, мраморы, сланцы).

Fig. 2. Topography, geological settings and inventory of ruby and spinel deposits: (а) – interest region terrain and positions of gems signs, (б) – schematic geological map. *The signs of the gems: 1* – in the marbles, *2* – in the gneisses; *3* – the faults. *Geological division: 4* – quaternary deposits, *5* – Neogene Fang-Luong formation, *6* – Tan Huong formation (granite, granosyenite, pegmatite), *7* – Nui Chua formation (gabbro, gabbro-diorite, diorite), *8* – Phia Biok formation (biotite and pegmatite granite), *9* – An Phue formation (graphitized marble, mica), *10* – Tkhak Ba (quartz mica, epidote-biotite shale, marble) *11* – Ngoi Tchi formation (quartz-biotite-sillimanite shale, amphibolite, quartzite, marble), *12* – Niu Voi formation (plagiogneiss, gneiss, amphibolite, marble, shale).

Фурье) таким образом, что при суммировании функций этого ряда получается исходный сигнал (Davis, Choinacki, 2017). На основе этого имеется возможность анализировать разночастотные составляющие сигнала, которые представлены набором гармонических функций – спектром. В практике обработки ЦМР используется вариант дискретного преобразования Фурье (Сергиенко, 2002).

Спектр несет информацию о распределении “энергии” (в нашем случае – амплитуды высот) в сигнале между его разночастотными периодическими составляющими – гармониками, применительно к рельефу возможно оценить преобладающие линейные размеры периодов расчленения изучаемого участка земной поверхности.

Двумерное дискретное преобразование Фурье, выполняемое одновременно по осям X и Y, позволяет выявить параметры всех возможных периодических составляющие не профиля, а поверхности в пределах заданной точности (дискретности) ЦМР (Дэвис, 1990). Основным результатом преобразования в спектр исходного участка поверхности является набор гармонических составляющих, каждая из которых имеет различную амплитуду и фазовое смещение относительно нулевого отсчета. Одним из ограничений разложения в спектр является то, что в спектре отсутствует информация о координатах конкретной точки исходного участка, так как спектр – это набор волновых изменений, затрагивающих все рассматриваемое пространство (т.н. глобальное спектральное преобразование). Для преодоления этого неудобства на больших площадях и при избыточной информации о рельефе следует применять скользящую палетку спектрального анализа небольшого размера.

Обычно в практике работы с ЦМР (например, при вычислении крутизны или видов кривизны) используется скользящая палетка с минимальным размером – 3 × 3 ячейки, т.е. рассматриваются только ближайшие соседи центральной ячейки. Для спектральной палетки был выбран квадрат со стороной $n = 8$ ячеек, т.е. преобразованию Фурье подвергались последовательно фрагменты исходной ЦМР по 8 × 8 ячеек или 240 × × 240 м, что примерно отвечает среднему размеру участка со следами самоцветной минерализации для известных месторождений. Оптимизация результата вычисления спектральной палетки в программной среде Python была достигнута использованием функции “rfft2”, которая вычисляет двумерное дискретное преобразование Фурье исходных данных, представленных действительными числами (в нашем случае – абс. высотами). В результате вычисления n^2 значений высот исходной палетки получаем $n(n/2 + 1)$ – всего 40 амплитуд спектра или спектральных признаков, которые записываются как вложенный массив в одну ячейку. При следующем шаге скольжения на одну ячейку входные данные функции обновляются, выполняется расчет спектральных признаков – результат записывается в соответствующую ячейку результирующего массива спектральных признаков. Таким образом, выходные данные после прохода вычислительной палеткой всех исходных значений высот размером Y и X представляют собой массив данных в ГИС с размерностью: $((Y–8) \cdot (X–8)) \times (n(n/2 + 1))$ или (293304) × (40). Такое представление удобно для дальнейшей обработки результата средствами библиотек программного кода Scikit-learn для Python при создании алгоритма машинного обучения (Мюллер, Гвидо, 2018).

Термин “машинное обучение” широко применяется в информационных сетях и системах в прикладных аспектах решения научных задач. Оно нацелено на извлечение полезной информации из данных, как правило, глубоких закономерностей, подтверждаемых эмпирически, но не наблюдаемых в массиве информации “невооруженным взглядом”. В своей основе решаемая нами в данной статье задача – классификация, она успешно решается на основе контролируемого обучения модели или “обучения с учителем”. Созданная в работе математическая модель была построена на основе обучающих данных амплитуд двумерного спектра участков рельефа, имеющих жильные проявления полезной минерализации, и участков, не имеющих таковой. Это означает следующее: на основе известных данных (Long et al., 2013) были заданы два класса объектов распознавания: первый класс – это участки поверхности, содержащие коренные месторождения шпинели и рубинов – 7 объектов; второй класс – участки поверхности нулевого класса, не содержащие проявлений коренных источников в количестве 25 объектов. При этом каждый объект был представлен четырьмя десятками спектральных признаков формы его поверхности. Все это было оформлено в виде матрицы размерностью (32) × (40). Данный массив обрабатывался программным кодом библиотеки Scikit-learn (Мюллер, Гвидо, 2018). Программный модуль разбивает входной массив на два: на одном – происходит обучение нейронной сети, на второй части массива делается прогноз и полученный результат классификации сравнивается с известной принадлежностью участка к одному из классов. Сам алгоритм обучения строится на основе известного представления искусственного нейрона – персептрона, как множественной линейной регрессии.

Сущность его состоит в итеративной подгонке коэффициентов уравнения линейной регрессии при независимых переменных (амплитудах гармонических колебаний высот, отвечающих разным пространственным частотам) таким образом, чтобы зависимая переменная была линейным отражением меры (например, вероятности или др.) отнесения классифицируемых объектов к одному из двух классов – скажем, перспективному на самоцветы участку и не перспективному. Иными словами, алгоритм пытается определить, какие морфометрические (а именно спектральные) характеристики рельефа наилучшим образом соответствуют в пространстве участкам обоих классов, какие характеристики более значимы (обладают большим предсказательным потенциалом и большим коэффициентом в уравнении), а какие – менее. Использование двухслойной нейронной сети позволяет проследить не только прямую корреляцию в пространстве каждой отдельной спектральной характеристики рельефа (амплитуды гармоники) и полезной минерализации, но и линейных комбинаций амплитуд, соответствующих разным частотам на местности. В геоморфологическом смысле это значит, что потенциальными признаками для прогноза были, например, соотношения линейных размеров долин разного порядка и других разномасштабных, наложенных друг на друга форм рельефа.

Аналитически нейронная сеть представлена следующим набором выражений (Мюллер, Гвидо, 2018):

Первый скрытый слой:

$$h1[0] = w[0.0]x[0] + w[1.0]x[1] + \\ + w[2.0]x[2] + \ldots + w[k.0]x[k]$$

$$h1[0] = w[0.0]x[0] + w[1.0]x[1] + \\ + w[2.0]x[2] + \ldots + w[k.0]x[k]$$

$$h1[1] = w[0.1]x[0] + w[1.1]x[1] + \\ + w[2.1]x[2] + \ldots + w[k.1]x[k]$$

$$h1[2] = w[0.2]x[0] + w[1.2]x[1] + \\ + w[2.2]x[2] + \ldots + w[k.2]x[k]$$

$$\ldots$$

$$h1[N] = w[0.N]x[0] + w[1.2]x[1] + \\ + w[2.2]x[2] + \ldots + w[k.N]x[k]$$

Второй скрытый слой:

$$h2[0] = u[0.0]h1[0] + u[1.0]h1[1] + \\ + u[2.0]h1[2] + \ldots + u[N.0]h1[N]$$

$$h2[1] = u[0.1]h1[0] + u[1.1]h1[1] + \\ + u[2.1]h1[2] + \ldots + u[N.1]h1[N]$$

$$h2[2] = u[0.2]h1[0] + u[1.2]h1[1] + \\ + u[2.2]h1[2] + \ldots + u[N.2]h1[N]$$

$$\ldots$$

$$h2[N] = u[0.N]h1[0] + u[1.N]h1[1] + \\ + u[2.N]h1[2] + \ldots + u[N.N]h1[N]$$

Выход:

$$\overline{y} = v[0]h2[0] + v[1]h2[1] + \\ + v[2]h2[2] + \ldots + v[N]h2[N],$$

где w, u, v – весовые коэффициенты, $h1$, $h2$ – персептроны первого и второго слоя; x – входные значения амплитуд признаков; N – количество персептронов первого и второго слоя персептронов, равное 200; k – количество входных значений.

Данный алгоритм на выходе дает значение $\overline{y}$, которое является контролирующим, – при выполнении множества итераций весовые коэффициенты, входящие в уравнения слоев $h1(\ldots)$, $h2(\ldots)$ и выхода $\overline{y}(\ldots)$, меняются для достижения минимума $\overline{y}$. После того как функция $\overline{y}$ приняла минимум, сеть весовых коэффициентов фиксируется, обучение модели заканчивается, а выходное значение принимается соответствующим классу входного объекта и считается, что нейронная сеть обучена. Одним из результатов работы алгоритма является статистическая оценка точности прогноза (accuracy) – мера успешности обучения нейронной сети.

На следующем этапе полученные регрессионные уравнения (собственно, персептрон) применили к рассчитанным для всей площади спектральным признакам рельефа, в результате получили массив из 293304 строк и двух колонок, где в первой колонке записан прогнозируемый класс, а во второй записана вероятность прогнозируемого класса. Таким образом, можно не только говорить о наиболее вероятном классе для любого участка на территории, но и о надежности отнесения его к выбранному классу (например, можно отсеять спорные участки и выбрать лишь наиболее надежные прогнозы). Каждой строке массива соответствуют географические координаты X и Y, что дает возможность результаты прогноза перенести в ГИС и представить в виде карты (рис. 3). В результате для изучаемого района получено 87 прогнозных участков. Для анализа прогнозной силы предлагаемой методики использованы только те результаты опробования, которые получены в ходе полевых исследований.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Возможность успешного прогноза расположения участков поверхности, содержащей коренные источники камнесамоцветной минерализации, основана на том факте, что часто встречаемые проявления жильных геологических тел в рельефе земной поверхности образуют выпуклые формы с относительно резкими границами (Лоскутов, 1999). Это связано с избирательной денудацией вмещающих пород, как правило, они менее стойкие к экзогенным процессам. В пределах изучаемой территории породами, вмещающими полезную минерализацию, являются мраморы позднепротерозойского и раннекембрийского возраста, которые неустойчивы к химическому выветриванию в условиях гумидного климата. В отличие от магнезиальных и алюмосиликатных минералов, формирующие жилы и гнезда с рубинами и шпинелью. На момент проведения полевых исследований на территории массива Лук-Тьен было известно по литературным источникам 32 проявления полезной минерализации, из которых 7 являются коренными (Long et al., 2013). Эти данные явились основой обучения нейронной сети. При этом в качестве предикторов применены 40 признаков (амплитуд двумерного спектра) поверхности для характеристики морфологии рельефа, отвечающей бинарной классификации тестовых участков – содержание тела с полезным компонентом или же не содержащие. Средняя оценка качества обучения или точности прогноза (accuracy) по результатам нескольких циклов обучения тестовой выборки составила 0.7–0.75 при максимально возможной, равной 1. После более тщательного подбора рекомендуемых параметров описанного выше классифика-

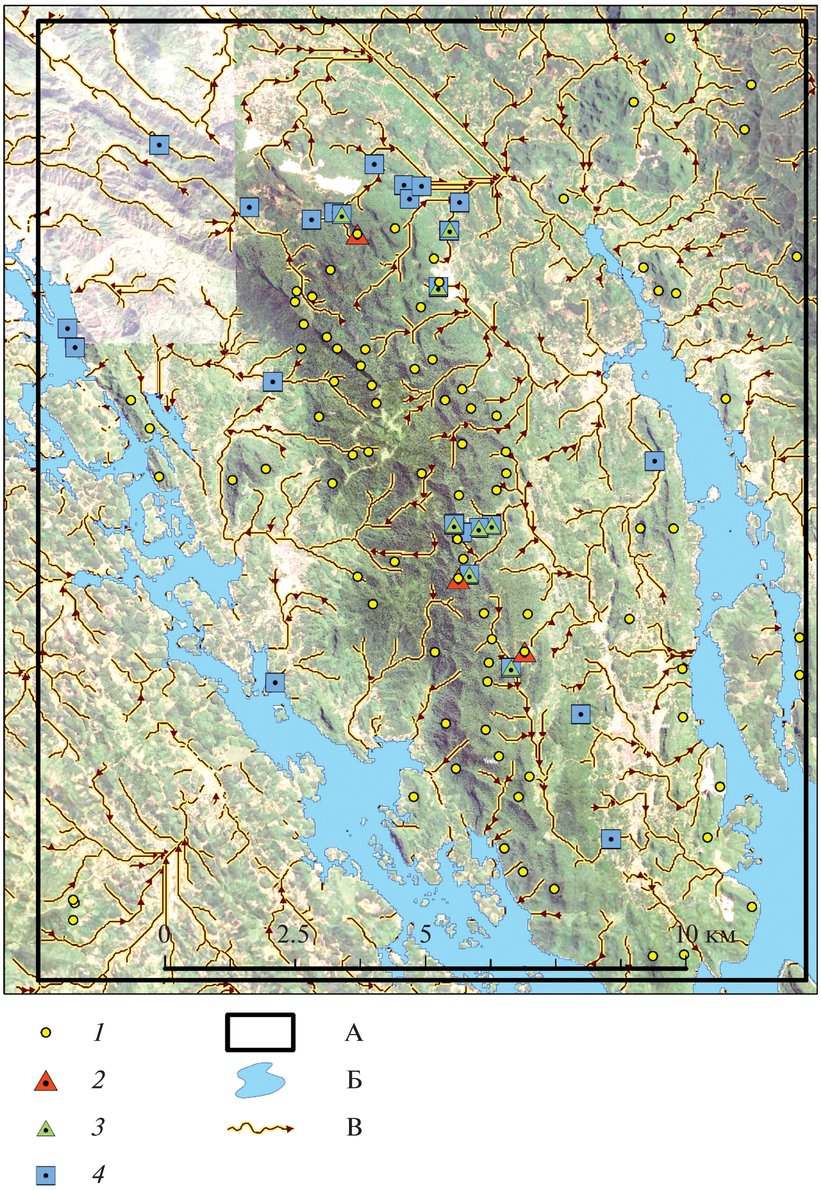


Рис. 3. Результаты прогноза коренных источников камнесамоцветной минерализации: *1* – перспективные участки, спрогнозированные нейронной сетью (87 шт.), *2* – участки, подтвержденные прямыми признаками (3 шт.), *3* – участки, подтвержденные косвенными признаками (8 шт.), *4* – точки опробования с признаками полезной минерализации (31 шт.). А – район работ, Б – водные объекты, В – направления потоков наносов.

Fig. 3. The results of the prediction of primary sources of gemstone mineralization: *1* – promising areas predicted by a neural network (87 units), *2* – areas confirmed by direct signs (3 units), *3* – areas confirmed by indirect evidences (8 units), *4* – sampling points with signs of useful mineralization (31 units). А – interest area, Б – water surface, В – sediment flows ways.

тора на основе многослойной нейронной сети (Мюллер, Гвидо, 2018) оценка обучения была улучшена до 0.83. Полученные данные были вынесены на карту-схему (на рис. 3 – обозначены под номером 1) и требовали проверки, которая и была выполнена в ноябре 2019 г. в ходе проведения полевых исследований.

В процессе проведения полевых работ мы соотнесли известные и вновь обнаруженные нами проявления полезной минерализации, как в прямых признаках, так и во вторичных (в присклоновых осыпных ореолах рассеяния, в подвижных коллювиально-делювиальных толщах, в суффозионных отложениях) с прогнозными участками, расположенными в той же локализации. При этом получено подтверждение для трех площадок по прямым признакам – полезная минерализация непосредственно выделена из коренного залегания из жил в мраморах (на рис. 3 – под номером 2). Косвенные признаки позволили выделить бли-

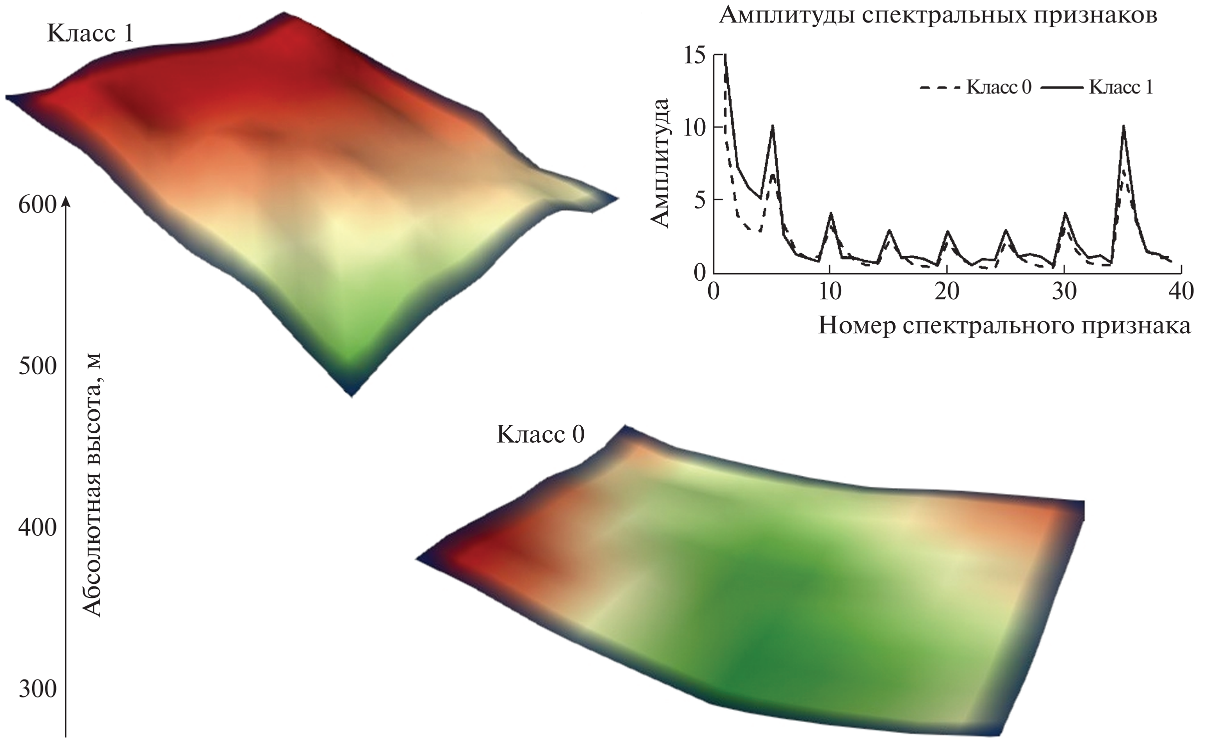


Рис. 4. Амплитуды спектральных признаков рельефа выделенных классов (справа вверху) и модели соответствующего обобщенного рельефа: класс 1 – генерализованный облик участков, содержащих коренные источники полезной минерализации (слева вверху); класс 0 – генерализованный облик участков, не содержащих коренных источников (справа внизу).

Fig. 4. Magnitudes of the spectral features of the land surface for selected classes (top right) and models of their generalized terrain image: class 1 – terrain of areas containing primary sources of gems (top left); class 0 – terrain of areas that do not contain primary gems sources (bottom right).

жайшие прогнозные участки как высоковероятные объекты первичной минерализации и они, *также*, вынесены на прогнозную карту (на рис. 3 – под номером 3). Путем использования показанной выше методики было спрогнозировано 87 площадок, потенциально содержащих коренные источники полезной минерализации. В процессе работ был взят ряд геологических проб. По данным шлихового и геохимического опробования положительные результаты на полезную минерализацию получены в 31 точке наблюдения (на рис. 3 – под номером 4). Из них 11 точек расположены в той же локализации, что и прогнозные участки. Оставшиеся 20 точек опробования так же имеют положительные результаты на полезную минерализацию, но прогнозная модель не предсказала эти участки (рис. 3). Это дает основания считать 20 объектов не подтвержденными. В статистических терминах это называется ложно отрицательный прогноз. Тогда как ложно положительных результатов не выявлено – в 11 точках прогноза получено 11 положительных проб. Таким образом, прогнозная сила (качество модели, или recall) рассмотренной методики составила (11)/(11 + 20) или 0.35. К сожалению, не были охвачены наблюдениями оставшиеся 76 спрогнозированных участков в силу труднодоступности. Поэтому мы не можем сказать с какой-либо долей уверенности о наличии в их локализации коренных источников. Тем не менее полученный результат подтвержденной части прогноза, равный 35%, указывает, что примерно каждый третий спрогнозированный участок по вышеприведенной методике содержит полезную минерализацию в коренном заложении. Таким образом, в процессе полевых наблюдений удалось подтвердить 11 спрогнозированных объектов коренного залегания полезной минерализации.

При обучении нейронной сети, путем сравнения обобщенных спектров, отвечающих классам 1 (полезный компонент) и 0 (его отсутствие), были выявлены характерные черты рельефа, присущие участкам коренных источников рубино-шпинельной минерализации. Различие амплитуд спектра для этих классов показано на рис. 4 справа вверху на графике. По горизонтальной оси отложены порядковые номера гармоник двумерного спектра (спектральных признаков), а по вертикальной оси – амплитуда. Как видно на графике, классы уверенно различимы по амплитуде. Особенно это заметно для гармоник под номерами 0–5, 16–19, 24–25, 28–30, 33–35. Следует учесть, что двумерный гармонический ряд обычно представляется как таблица, но в данном случае, для отображения на плоском графике спектральная матрица развернута по одной оси. Даже небольшие относительные различия амплитуд стандартного набора гармоник (особенно для низкочастотных составляющих) от участка к участку указывают на разный рельеф этих площадок. Это также видно по восстановленному рельефу путем обратного преобразования Фурье из обобщенных спектральных признаков (рис. 4): вверху слева участки рельефа с крутыми склонами в пригребневых частях водоразделов на высотах 500–600 м с сильно трещиноватой поверхностью положительной кривизны с расчленением около 200 м соответствуют выходам полезной минерализации в коренном залегании. И наоборот, рельеф оснований речных долин в межгорных впадинах с плавными характеристиками отрицательной кривизны на высотах 300–350 м с расчленением не более 150 м не является прямым признаком первичной минерализации – характерный облик рельефа таких участков показан на рис. 4 внизу справа. Таким образом, с применением машинного обучения удалось формализовать процедуру поиска по объективным спектральным критериям рельефа для территории исследований площадью более 200 км^2.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе подготовки и проведения геолого-геоморфологических поисковых работ в северном Вьетнаме была апробирована методика прогноза участков с рубиново-шпинельной минерализацией на основе морфометрических данных. Метод основан на разложении ЦМР участка на гармонические составляющие с усовершенствованием алгоритмов, предложенных ранее (Сергеев и др., 2020). Были проанализированы спектральные характеристики рельефа участков, содержащих проявления первичной и вторичной полезной минерализации, известные по литературным источникам. В качестве метода для бинарной классификации территории были выбрана нейронная сеть, а именно двухслойный персептрон, достигнутая точность созданной модели довольно высока – 0.83, однако эта оценка получена при приложении модели к тем же данным, на которых она была обучена. Независимая верификация по результатам полевых работ, шлихового и геохимического опробования показала прогнозную силу модели 0.35, что, однако, также может считаться высоким показателем, с учетом предсказания редкого (т.е. проявляющегося на малой доле площади территории) явления.

Высокая прогнозная сила, однако, налагает и некоторые ограничения в виде переобучения модели – для другой территории данная обученная нейронная сеть не даст столь же высокого и при этом достоверного результата. Тем не менее намечаются и пути решения этой проблемы: для новой территории необходимы фактические данные о принадлежности хотя бы нескольких участков к обоим (прогнозируемый класс – месторождения, фоновый класс – остальная территория) классам, включение этих участков в выборку для обучения модели. Более того, количество независимых переменных в модели желательно расширить категориальными данным: возрастом и составом горных пород, информацией об их трещиноватости, тектонических нарушениях. Однако если данные свойства субстрата находят хотя бы частичное выражение в морфологии рельефа – они могут быть учтены в качестве предикторов косвенно, через морфометрические индикаторы. Тем не менее в случае включения новых переменных в модель: нейронная сеть заново обучается и строится прогноз на новую территорию.

Более того, если какой-либо другой район является схожим с исходной территорией с геолого-геоморфологических позиций, то модель может с высокой долей уверенности экстраполироваться и на новые территории-аналоги без дополнительной корректировки. Преимущества такого подхода очевидны: первичный трудоемкий анализ больших массивов исходных данных сводится в машинную область, а статистически значимые результаты этого анализа передаются экспертам и проверяются полевыми наблюдениями. Таким образом, методика поиска участков с заданными особенностями рельефа на основе спектрального анализа может быть использована как в самостоятельном структурно-геоморфологическом анализе, так и для задач прогнозирования в комплексных поисковых геолого-геоморфологических исследованиях.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают огромную признательность П.Б. Соколову за оказанную помощь в организации и проведении полевых работ. Отдельная благодарность господину Г.А. Гуссиасу (G.A. Gussias) за помощь в проведении экспедиционных маршрутов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дэвис Дж. С. (1990). Статистический анализ данных в геологии. Кн. 2. М.: Недра. С. 427.

Лопатин Д.В., Шавель Н.И., Нефёдов Д.А. (2012). Структурная и поисковая геоморфология. М.: Академия. С. 240.

Лоскутов Ю.И. (1999). Геоморфологические основы поисков месторождений твердых полезных ископаемых. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС. С. 39.

Мюллер А., Гвидо С. (2018). Введение в машинное обучение с помощью PYTHON. Руководство для специалистов по работе с данными. М.–СПб.–Киев: Диалектика. С. 471.

Плас Дж. В. (2018). Python для сложных задач: наука о данных и машинное обучение. СПб.: Питер. С. 576.

Сергеев И.С., Егоров И.В., Глебова А.Б. (2020). Спектральный анализ рельефа для решения прогнозно-поисковых задач на примере рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта // Геоморфология. № 4. С. 34–44. https://doi.org/10.31857/S0435428120040094

Сергиенко А.Б. (2002). Цифровая обработка сигналов. СПб.: Питер. С. 608.

Харченко С.В. (2017). К вопросу о применении гармонического анализа при количественной характеристике рельефа // Геоморфология. № 2. С. 14–24. https://doi.org/10.15356/0435-4281-2017-2-14-24

Харченко С.В., Казаков С.Г. (2018). Спектральные характеристики рельефа суши в задачах его автоматизированной классификации (на примере Южной Америки) // Вестник Московского государственного областного университета. Серия: Естественные науки. № 4. С. 39–49. https://doi.org/10.18384/2310-7189-2018-4-39-49

Хромченко А.И. (1967). Кривая пересеченности и корреляционная функция рельефа // Рельеф Земли и математика. М.: Мысль. С. 50–71.

Davis J.D., Chojnacki J.D. (2017). Two-dimensional discrete Fourier transform analysis of karst and coral reef morphologies // Transactions in GIS. Vol. 21. No. 3. P. 521–545. https://doi.org/10.1111/tgis.12277

Geological and mineral resources map of Vjetnam. (2000). 1: 200 000. Bæc Quang. F-48-X. Publication permit No.212/CXB. Published and copyright by department of geology and minerals of Vjetnam. Hμ NÈi.

Khoi N.N., Hauzenberger Ch.A., Tuan D.A. et al. (2016). Mineralogy and petrology of gneiss hosted corundum deposits from the Day Nui Con Voi metamorphic range, Ailao Shan–Red River shear zone (North Vietnam) // N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.). Vol. 193/2. P. 161–181. https://doi.org/10.1127/njma/2016/0300

Long Pham V., Pardieu V., Giuliani G. (2013). Update of gemstone mining in Luc Yen, Vietnam // Gems & Gemology. Vol. 49. No. 4. P. 31–46. https://doi.org/10.5741/GEMS.49.4.233

Pham B.T., Prakash I., Bui D.T. (2018). Spatial prediction of landslides using a hybrid machine learning approach based on random subspace and classification and regression trees // Geomorphology. Vol. 303. P. 256–270. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.12.008

Pike R.J., Rozema W.J. (1975). Spectral analysis of landforms // Annals of the Assoc. of American Geographers. Vol. 65. No. 4. P. 499–516. https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1975.tb01058.x

SPECTRAL ANALYSIS OF LAND SURFACE WITH THE CONSTRUCTION OF A NEURAL NETWORK FOR GEMS SEARCH ON THE EXAMPLE OF THE LUK TIEN MOUNTAIN RANGE (NORTHERN VIETNAM)[1]

I. S. Sergeev[a,#], K. A. Kuksa[a], and A. B. Glebova[a]

[a]*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

[#]*E-mail: igorsergeev.spb@gmail.com*

The study area is located in the north of Vietnam in the province of Yen Bai and it is a large (14.5 × 6.5 × × 0.8 km) structural and denudational butte on the periphery of high-dissected low mountains Con Voi, and they are also slopes and bottoms of the neighbor rivers valleys. There are a lot of gemstone outcrops on the territory related with the vein formations in the strata of marbles. The area is relatively difficult to access for geological fieldworks. Therefore, in order to organize and conduct field geological prospecting work, the task was to obtain preliminary data on the possible localization of useful mineralization areas based on the analysis of available geological and geomorphological information. For the task, the spectral regularities of the land surface dissection spatially associated with veined geological formations in the near-surface part of the marble strata were studied, we used the discrete Fourier transform for this. The binary classification (for classes of potentially useful and useless areas) of the elevation amplitudes according with different spatial frequency of topographic dissection was provided with the simple neural network – two-layer perceptron. This algorithm is implemented on the basis of the scientific analysis libraries of the Python. The application of this technique made it possible to carry out a prediction for ruby-spinel mineralization in bedrock over a study area of more than 200 km^2. Fieldworks in 2019 verified the predicted data by the ways of mineralogical and geochemical testing of the accessible part of the predicted points. An average estimate of the predictive strength of the method used was obtained as 35% – every third site predicted by the neural network actually contains the primary sources of rubies and spinels in the territory under consideration.

[1] *For citation*: Sergeev I.S., Kuksa K.A., Glebova A.B. (2023). Spectral analysis of land surface with the construction of a neural network for gems search on the example of the Luk Tien mountain range (Northern Vietnam). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 3. P. 138–149 (in Russian). https://doi.org/10.31857/S2949178923030106; https://elibrary.ru/WDVKDT

Keywords: 2D spectral terrain decomposition, search geomorphology, morphometric methods, machine learning, GIS, DEM

ACKNOWLEDGMENTS

The authors express their deep gratitude to P.B. Sokolov for his assistance in organizing and conducting field work. Special thanks to Mr. G.A. Gussias for help in organizing expedition routes.

REFERENCES

Davis J.D., Chojnacki J.D. (2017). Two-dimensional discrete Fourier transform analysis of karst and cor-al reef morphologies. *Transactions in GIS*. Vol. 21. No. 3. P. 521–545.
https://doi.org/10.1111/tgis.12277

Djevis Dzh. S. (1990). *Statisticheskii analiz dannykh v geologii. Kn. 2* (Statistical analysis of data in geology. Vol. 20. Moscow: Nedra (Publ.). 427 p. (in Russ.)

Geological and mineral resources map of Vjetnam. (2000). 1: 200000. Bæc Quang. F-48-X. Publication permit No.212/CXB. Published and copyright by department of geology and minerals of Vjetnam. Hµ NÈi.

Hromchenko A.I. (1967). *Krivaya peresechennosti i korrelyatsionnaya funktsiya rel'efa* (Dissection Curve and the Correlation Function of the Earth Surface). Relief of the Earth and Mathematics. Moscow: Mysl' (Publ.). P. 50–71. (in Russ.)

Kharchenko S.V. (2017). On the question of the application of harmonic analysis in the quantitative characterization of the relief. *Geomorfologiya*. No. 2. P. 14–24. (in Russ.).
https://doi.org/10.15356/0435-4281-2017-2-14-24

Kharchenko S.V., Kazakov S.G. (2018). The spectral landform signatures for automatic terrain classification (on the example of South America). *Bulletin of the Moscow State Regional University. Series: Natural Sciences*. No. 4. P. 39–49. (in Russ.).
https://doi.org/10.18384/2310-7189-2018-4-39-49

Khoi N.N., Hauzenberger Ch.A., Tuan D.A. et al. (2016.). Mineralogy and petrology of gneiss hosted corundum deposits from the Day Nui Con Voi metamorphic range, Ailao Shan–Red River shear zone (North Vietnam). *N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geo-chem.)*. Vol. 193/2. P. 161–181.
https://doi.org/10.1127/njma/2016/0300

Long Pham V., Pardieu V., Giuliani G. (2013). Update of gemstone mining in Luc Yen, Vietnam. *Gems & Gemology*. Vol. 49. No. 4. P. 31–46.
https://doi.org/10.5741/GEMS.49.4.233

Lopatin D.V., Shavel' N.I., Nefjodov D.A. (2012). *Strukturnaya i poiskovaya geomorfologiya* (Structural and search geomorphology). Moscow: Academy (Publ.). 240 p. (in Russ.)

Loskutov Ju.I. (1999). *Geomorfologicheskie osnovy poiskov mestorozhdenii tverdykh poleznykh iskopaemykh* (Geomorphological foundations of the search for deposits of solid minerals). PhD thesis. Novosibirsk: SNIIGGiMS (Publ.). 39 p. (in Russ.)

Mjuller A., Gvido S. (2018). *Vvedenie v mashinnoe obuchenie s pomoshh'yu PYTHON. Rukovodstvo dlya spetsialistov po rabote s dannymi* (Introduction to machine learning with PYTHON. A guide for data scientists). Moscow-Sankt-Peterburg-Kyiv: Dialectics (Publ.). 471 p. (in Russ.)

Pham B.T., Prakash I., Bui D.T. (2018). Spatial prediction of landslides using a hybrid machine learning approach based on random subspace and classification and regression trees. *Geomorphology*. Vol. 303. P. 256–270.
https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.12.008

Pike R.J., Rozema W.J. (1975). Spectral analysis of landforms. *Annals of the Assoc. of American Geog-raphers*. Vol. 65. No. 4. P. 499–516.
http://dx.doi.org/10.1111/j.1467-8306.1975.tb01058.x

Plas Dzh.V. (2018). *Python dlja slozhnyh zadach: nauka o dannyh i mashinnoe obuchenie* (Python for Complex Problems: Data Science and Machine Learning). Sankt-Peterburg: Piter (Publ.). 576 p. (in Russ.)

Sergeev I.S., Egorov I.V., Glebova A.B. (2020). Spectral analysis of ocean bottom for geological prospecting (on the example of the rift zone of the Mid-Atlantic ridge). *Geomorfologiya*. No. 4. P. 34–44. (in Russ.).
https://doi.org/10.31857/S0435428120040094

Sergienko A.B. (2002). *Tsifrovaya obrabotka signalov* (Digital signal processing). Sankt-Peterburg: Piter (Publ.). 608 p. (in Russ.).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2023, том 54, № 3, с. 150–164

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.4.012

СПОСОБ КОРЕГИСТРАЦИИ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ ВЫСОТ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИ КОРРЕКТНОГО ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ[#]

С. В. Харченко[1,2,*]

[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

[2]Институт географии РАН, Москва, Россия

**E-mail: xar4enkkoff@yandex.ru*

Поступила в редакцию 28.05.2022 г.
После доработки 01.11.2022 г.
Принята к публикации 22.12.2022 г.

При создании цифровых моделей высот по данным аэрофотосъемки с БПЛА для их применения в численном моделировании (гидрологическом, эрозионном и др.) возникает проблема корегистрации данных отдельных съемок, которые могут быть произведены в разное время суток, сезоны или даже годы, что затрудняет пространственную привязку данных. Существующие алгоритмы корегистрации обычно осуществляют статистическую подгонку облаков точек или растровых моделей. Такой подход нарушает гидрологическую корректность итоговых данных – возникают артефакты вроде различных уступов и швов. Предлагаемый подход базируется на поиске изолинии “нулевой ошибки” высот, по которой и происходит сшивка отдельных сцен съемки. Поиск этой линии осуществляется как по немодифицированным моделям высот, так и при разделении их на “ведущую” и “ведомые”; последние подвергаются геометрической коррекции. Как критерии качества слияния моделей высот использованы: 1) статистические распределения крутизны (коэффициент ранговой корреляции на ведущей и ведомой моделях), т.е. параметра, влияющего на результаты моделирования стока воды, наносов, устойчивости склонов и т.д., 2) мера постоянства геометрической структуры микроводосборов. Алгоритм апробирован на трех участках, расположенных в равнинных, низкогорных и среднегорных условиях. Во всех примерах показана высокая эффективность методики – по линиям швов полностью отсутствуют артефакты корегистрации. При этом методика построена таким образом, что геометрическая модификация ведомых моделей высот не приводит к существенному искажению их морфологии – средняя крутизна в подавляющем числе случаев не отклоняется более чем на 1° в сравнении с исходными данными, ранговая корреляция крутизны (отвечающая постоянству ее пространственного распределения) меняется в разных случаях в интервале 0.9–0.99 (при среднем значении 0.96), коэффициенты геометрического сходства сеток микроводосборов на объединенных моделях высот показывают во всех случаях даже большие значения (1.09), нежели на исходных данных без какой-либо коррекции (0.98) в областях их взаимного перекрытия.

Ключевые слова: беспилотные летательные аппараты, цифровая модель высот, морфометрический анализ рельефа, водосбор, крутизна поверхности

DOI: 10.31857/S2949178923030039, **EDN:** VSPGKZ

ВВЕДЕНИЕ

Использование беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) для получения цифровых моделей высот и проведения по ним последующих морфометрического анализа рельефа и гидрогеоморфологического моделирования – один из новых стандартов геоморфологических исследований (Hackney, Clayton, 2015; Gafurov, 2021; Śledź et al., 2021). В то же время нерешенными (по крайней мере, без гарантированно рабочего решения) остаются многочисленные технические сложности использования разновременных данных с БПЛА (Kaiser et al., 2018; James et al., 2019), в числе которых неточность привязки в плане и по высоте получаемых данных, различия в освещенности поверхности (Leitão et al., 2016; Revuelto et al., 2021), плотности крон деревьев и травянистой растительности в разные сезоны года, из-

[#] *Ссылка для цитирования*: Харченко С.В. (2023). Способ корегистрации цифровых моделей высот для получения гидрологически корректного представления земной поверхности // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 150–154. https://doi.org/10.31857/S2949178923030039; https://elibrary.ru/VSPGKZ

менения цветовой палитры поверхности. Если съемка интересующей поверхности проводится в разное время суток, года или, тем более, в разные годы, корректная стыковка данных в трехмерном пространстве становится затруднительной. Эта же проблема возникает даже в условиях обработки по частям большого массива фотоизображений, полученных в одинаковых условиях. Точная корегистрация данных не всегда возможна даже при абсолютной привязке съемки с использованием наземных геодезических измерений с субсантиметровой погрешностью. Речь идет, разумеется, об области пересечения двух моделей высот в пределах выпуклых оболочек размещения "твердых точек", использованных для их привязки. При обрезке совмещаемых друг с другом цифровых моделей рельефа (ЦМР) по контуру точек их пространственной привязки – точное соответствие высот (в пределах погрешности метода привязки) возможно лишь в непосредственной окрестности маркера – твердой точки ("ground control point"). В то же время на границах участка, на линиях, соединяющих ближайшие маркеры, – возникают ложные уступы, перепады высот из-за недостаточной густоты этих маркеров. Такие уступы, высотой часто в десятки см, протягиваются вдоль полосы сочленения двух моделей высот и в неудачных случаях могут полностью искажать результаты моделирования стока воды и наносов, очень чувствительных к микроморфологии незамкнутых линейных понижений на ЦМР.

На текущий момент в публикациях, посвященных цифровому представлению рельефа земной поверхности, существует некоторое терминологическое несоответствие. Так, в англоязычной литературе принято разделять понятия "digital terrain model" / DTM и "digital surface model" / DSM, понимая под ними, соответственно, цифровую модель собственно рельефа – границы раздела литосферы с атмо- и гидросферой или же модель рельефа интегральной поверхности земной тверди и объектов на ней (растительности, строений и т.д.). В этом смысле предлагаемый в настоящей работе алгоритм может быть применен как к DTM, так и к DSM (получаемым без специальной очистки при обработке данных БПЛА). В ряде публикаций отечественных авторов часто встречается использование "калек" с англоязычных терминов, что не общепринято (хотя интуитивно понятно) – т.е. когда ведется речь о модели высот, извлекаемой автоматическим путем из серии аэрофотоснимков, зачастую говорят о "цифровой модели местности" как аналоге DSM. В то же время в русскоязычной картографической терминологии (согласно ГОСТ 28441-99 "Картография цифровая. Термины и определения") есть три самостоятельных понятия: цифровая модель местности, цифровая модель объектов местности и цифровая модель рельефа, содержательно включающая англоязычные DTM и DSM. Первые две – такой тип цифровых моделей, которые содержат информацию об объектах местности (преимущественно, "топографической ситуации"), причем второй – категорически без информации о рельефе. Не критикуя ни один из терминологических подходов, в данной работе мы используем термин ЦМР в определении по ГОСТ, в значении как DTM, так и DSM.

Термин "корегистрация" в отношении ЦМР определяется как (Li et al., 2017) процесс трансформации входной ЦМР таким образом, чтобы обеспечить наилучшее (в соответствии с выбранным критерием качества) пространственное ее соответствие с референсной моделью высот во всех пикселах их области пересечения. В строгом смысле, предлагаемый нами алгоритм обеспечивает наилучшее совмещение двух моделей высот по линии их стыка и частично не подпадает под формальное определение корегистрации. Однако, как представляется, необходимость максимального совмещения ЦМР по площади (с возникновением артефактов в виде ступеней по швам) или же, напротив, точного совмещения по линии шва – определяется задачей исследования, и оба подхода являются разными видами корегистрации.

Существует ряд алгоритмов, нацеленных на решение подобных задач, но без акцента на гидрологическую корректность итоговой ЦМР. Под гидрологически корректной ЦМР, вслед за рядом других авторов (Woodrow et al., 2016), понимаем таким образом обработанную модель рельефа, что направления линий тока, восстанавливаемые по ней, отвечают объективному, имеющемуся на местности, их рисунку. В работах (Debella-Gilo M. and Kääb, 2011; Nuth C. and Kääb, 2011) рассматривается оригинальный алгоритм высокоточной корегистрации моделей высот для целей оценки динамики ледников в районах горных и покровных оледенений. Он основан на трехэтапном совмещении моделей высот: 1) устранение планового сдвига, 2) точное устранение систематической разности высот, как правило, связанной с источником данных для ЦМР (радиолокация, оптическая съемка) и характеристикой съемки (углы обзора, направление пролета, плотность трасс и т.д.), 3) устранение по возможности высокочастотного шума, связанного с "дрожанием сенсора". Авторами заявляется, что алгоритм эффективно решает задачу корегистрации для территорий сильно расчлененного рельефа и, напротив, для условий "спокойного" рельефа. В конечном счете, для коррегистрации вычисляются сдвиги по трем осям одной ЦМР относительно другой по трем осям, без искажений длин и направлений в исходных данных.

Существуют подходы (Niitsuma and Maruyama, 2010), где аналогичные поправки рассчитываются по критерию поиска локального минимума для суммы модуля разности высот (sum of absolute differences) в области пересечения двух моделей высот. Так как попиксельный сдвиг одной из них относительно другой – при условии повторения процедуры огромное число раз – может требовать значительного вычислительного времени, обычно используется итеративное совмещение, все более точное и с меньшим допустимым сдвигом по всем осям на каждой итерации.

В работе (Psarakis and Evangelidis, 2005) реализован отчасти похожий подход, однако в качестве меры схожести “пространственного рисунка” распределения высот используются корреляционные коэффициенты для распределений выборок из ЦМР. Последние два подхода также учитывают только взаимный сдвиг двух моделей, без попытки деформировать одну из них.

Более сложная методика предложена в (Beyer, Alexandrov, Moratto, 2014), где алгоритм корегистрации основан на “итеративном алгоритме ближайших точек” (Zhengyou, 1994), предполагающая при совмещении возможность изменения генеральных черт формы поверхности (сжатие, растяжение), вращение и сдвиг. Критерий оценки качества совмещения – наименьшая сумма квадратов расстояний между двумя наборами пикселов.

Несколько из указанных алгоритмов реализованы на базе единой утилиты для сшивки ЦММ и ЦМР – demcoreg (Shean et al., 2016), библиотеке языка Python.

Новизна предлагаемого нами алгоритма состоит в: 1) гидрологической корректности итоговых ЦМР в контексте отсутствия ложных уступов по швам моделей, чего не дают вышеперечисленные методы, 2) использовании нестатистического подхода к корегистрации моделей высот (т.е. не основанного на минимизации метрики ошибки в целом по площади и выборе в каждом пикселе области пересечения двух или более ЦМР какого-то наиболее вероятного значения высоты), 3) реализации алгоритма на языке R (R Core Team, 2021), наиболее простом и широко распространенном в задачах анализа данных, в том числе пространственных. Помимо прочего, время выполнения расчетов при работе созданного алгоритма и перечисленных выше альтернатив на одних и тех же ЦМР сильно отличается; для методов Niitsuma и Psarakis продолжительность расчетов кратно больше, иногда даже приходится приводить ЦМР к меньшему разрешению для получения результата в допустимое время. Эти же методы, а также метод Nuth, при отсутствии в рельефе выраженного рисунка расчленения (например, междуречья со слабо выраженным рисунком ложбинного расчленения, как в бассейне р. Протвы, – см. ниже в данной работе) могут не находить корректные значения оптимального сдвига одной ЦМР относительно другой. Эта ситуация возникает, когда дисперсия высот, отвечающая локальной топографической шероховатости, сопоставима с общим небольшим перепадом высот на участке.

Зачастую требуется использовать ЦМР из двух или более фрагментов для проведения гидрологического или эрозионного моделирования на водосборах, которые невозможно принципиально или не удалось покрыть одной съемкой. При этом не столь важна абсолютная точность высотных отметок в итоговой ЦМР, сколь корректное положение водоразделов и тальвегов, отсутствие ложных уступов, замкнутых понижений и т.д. – конкретно на решение подобных задач, в отличие от аналогичных методов, направлен предлагаемый в данной работе способ. Таким образом, данная статья содержит описание и результаты апробации алгоритма взаимной корегистрации двух (а итеративно – и большего числа) цифровых моделей высот с сохранением корректной конфигурации структурных линий микроводосборов.

МЕТОДИКА

Базовая идея, лежащая в основе алгоритма, состоит в том, что между любой парой перекрывающихся по площади ЦМР можно определить величину разности высоты (не константную по площади, в противном случае вся корегистрация двух ЦМР сводилась бы к введению одной поправки). На растровой модели пространственного распределения ошибки можно провести бесконечное число изолиний равных значений разности высот. Если обрезать каждую из ЦМР по той или иной изолинии, затем в одну из ЦМР ввести поправку по высоте, равную значению разности высот по этой изолинии, то обе поверхности удастся сшить друг с другом без малейших ложных уступов по всей длине линии. При попытке реализации этого возникают 2 основные ошибки: 1) изолиния той или иного значения ошибки высот ЦМР может свои крайние точки иметь в центральной части одной из ЦМР, а не в точках пересечения границ обеих моделей, это не позволяет устранить ложные уступы по всей длине границы моделей высот; 2) изолинии величин ошибок, имеющие сложную форму, могут не полностью оказываться в области перекрытия двух моделей высот, разбиваться на фрагменты, что затрудняет корректную сшивку данных.

Нужно подчеркнуть, что алгоритм нацелен на создание гидрологически корректно сшитой ЦМР, что производится отчасти в ущерб абсолютной ее точности. В связи с этим в качестве критерия корректности построения итоговой модели взяты однородность распределения крутизны поверхности и степень близости конфигурации сетки микро-водосборов, выделяемых по сшитой ЦМР и по исходным данным или какому-то другому эталону. Если с распределением крутизны все однозначно (приближение значений крутизны на полученной ЦМР к некоторому “эталону” – контрольной модели высот или реальным их значениям на местности – обеспечивает воспроизводимость результатов моделирования стока воды и наносов, без соблюдения формы и значений распределения крутизны получение корректного результата при использовании этих методов невозможно), то стандартной метрики сходства двух полигональных сеток в общем виде не существует. Существует методика (Hargrove, 2006), направленная на установление степени сходства двух наборов площадных категориальных данных, однако ее особенности заключаются, во-первых, в том, что входными данными принимаются векторы точечных значений категорий (например, индексы водосборов), а не полигональные водосборы напрямую, а во-вторых, она не учитывает разброс степени близости полигонов в двух сетках (т.е. случай с полным совпадением части полигонов и полным несовпадениям другой части будет характеризоваться таким же значением меры близости, как и частичное совпадение всего набора данных). По этим причинам была реализована собственная метрика, также описанная в настоящей работе.

Алгоритм подгонки в первом приближении обрабатывает 2 перекрывающихся ЦМР, но в случае трех или более фрагментов – возможна итеративная корегистрация. Из пары моделей высот та, которая остается неизменна, по тексту статьи названа “ведущей”, а корректируемая модель высот – названа “ведомой”.

Технически алгоритм включает следующие этапы.

Совмещение 2 ЦМР по их положению в плане. Осуществляется путем простого сдвига по X и Y при условии минимизации стандартного отклонения разности высот. Такой критерий позволяет сопоставить между собой морфологически схожие площадки вне зависимости от их различий по абсолютной высоте. На рис. 1 показано смещение одной поверхности относительно другой при условии минимизации среднеквадратического (стандартного) отклонения высоты. Для осуществления данного этапа в области перекрытия двух ЦМР выбирается участок с отступом W м внутрь данной области (внутренний буфер), чтобы минимизировать эффект ошибок, возникающих в краевых зонах отдельных съемочных сцен, для которых строится модель высот. Такие ошибки возникают по причине низкой плотности аэрофотоснимков на краях сцены. Затем две модели высот в границах выбранного буфера двигаются друг относительно друга вдоль осей X и Y на величины, кратные величине ячейки исходных ЦМР, и рассчитывается стандартное отклонение разности высот. Величины сдвига, при которых достигается минимум этого параметра, – признаются оптимальными. В дальнейшем работа производится с уже скорректированной на плановый сдвиг моделью высот.

Нахождение краевых точек пересечения границ двух ЦМР производится построением векторных границ каждой модели и извлечения из них общих точек (точки P1 и P2 на рис. 1, (д), исходные разницы высот в них на двух ЦМР – 2.7 и 3.2 м). Эти точки и линия между ними создают базис, относительно которого ведомая ЦМР будет корректироваться для точной сшивки с ведущей моделью. В двух краевых точках ошибка высот между двумя моделями всегда будет неодинакова. Для построения на следующих этапах изолинии нулевой ошибки, замыкающейся на краевых точки, требуется преобразовать ведомую ЦМР таким образом, что разницы высоты в краевых точках совпали. Для этого рассчитывается двухмерный линейный тренд ошибки, нарастающий или убывающий по линии между краевыми точками, после чего цифровая модель этого тренда вычитается из ведомой ЦМР. После этого привязка моделей высот в двух точках завершена.

В области перекрытия моделей высот от одной краевой точки до другой можно провести изолинию нулевой ошибки, в случае если таковая линия нигде не выходит за пределы этой области. Зачастую изолиния нулевой ошибки оказывается фрагментирована, так как выходит за границы участка перекрытия, затем снова в ней появляется и т.д. В этом случае требуется искусственно создать более интенсивный градиент разности высот на двух ЦМР, наклонив одну из них, используя в качестве оси вращения линию между краевыми точками. В результате увеличения градиента ошибки в обе стороны от этой линии, изолиния нулевой ошибки приближается к ней. Требуется выбрать такой градиент, чтобы изолиния нулевой ошибки поместилась полностью или почти полностью внутри области перекрытия ЦМР. В результате образуется наклоненная модель, морфометрические характеристики которой, в частности, крутизна поверхности, оказываются сильно искаженными. Для балансировки этого эффекта необходимо повторить процедуру с обратным наклоном ведомой ЦМР на такую же величину, а результирующую ЦМР получить усреднением обеих (или большего числа, если использовать несколько симметричных их пар).

На рис. 1, (д) ведомая ЦМР (восточная) по линии между точками P1 и P2 совмещена с ведущей ЦМР (западной). По этой линии устранен линейный тренд ошибки, нарастающий с севера на юг

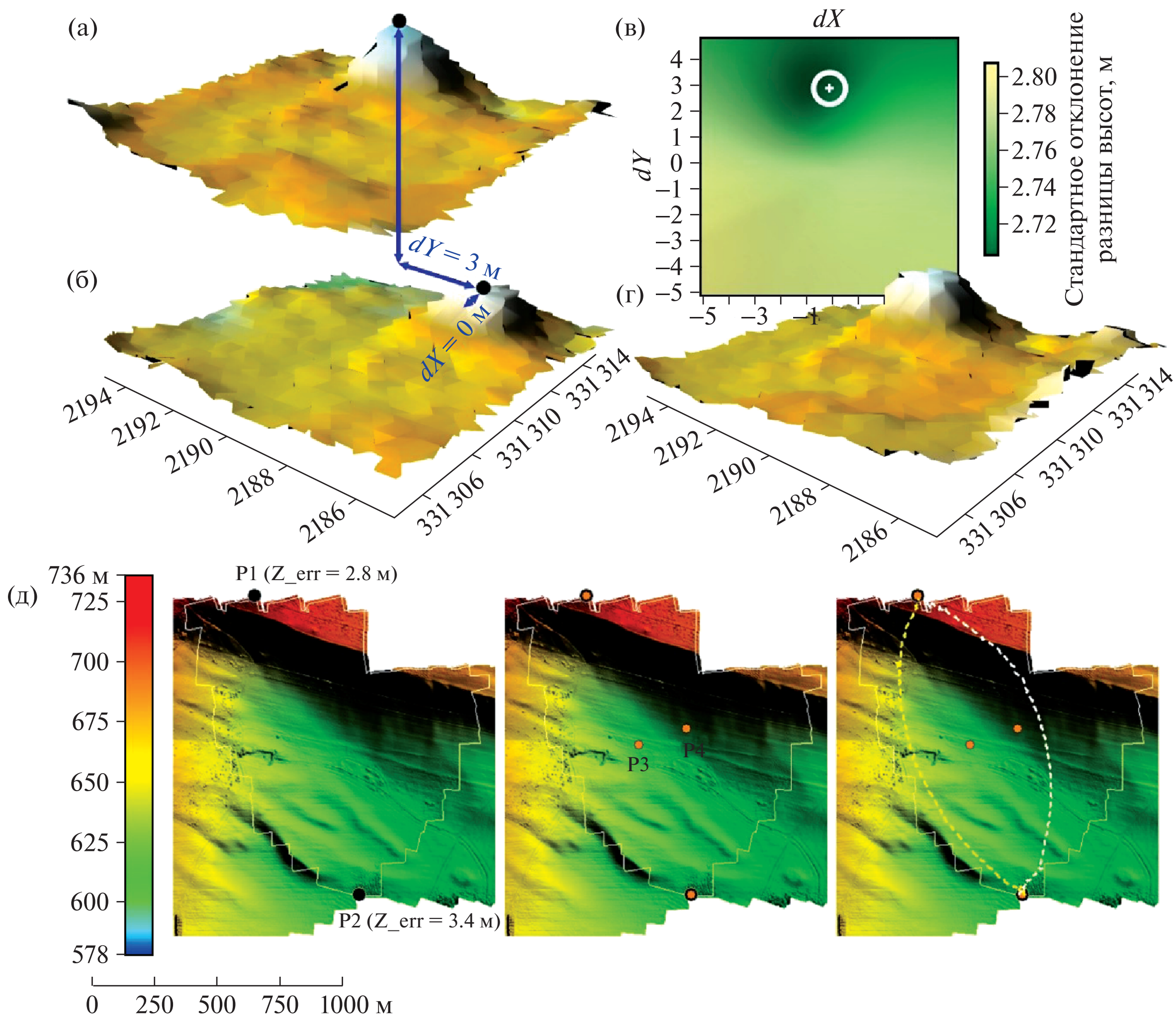


Рис. 1. (а, б) – фрагменты разных цифровых моделей высот одной территории со взаимным сдвигом (dX, dY) в силу неточного GPS-позиционирования БПЛА; (в) – модель ошибки при разных сдвигах по X и Y, минимальная ошибка (показана меткой) достигается при сдвиге dX = 0 м и dY = 3 м; (г) – скорректированная модель высот с изображения 1(б); (д) – структурные точки и линии преобразования ведомой ЦМР, линия P1-P2 – для устранения линейного тренда разницы высот, линия p3-p4 – для вращения ведомой модели.

Fig. 1. (а, б) – Parts of the different digital terrain models at the same area with a shift (dX, dY) related with inaccurate GPS-positioning of a UAV; (в) – vertical error model at the different shifts by X and Y axes, the minimum value (white circle) estimated with the shift dX = 0 m and dY = 3 m; (г) – rectified terrain model from the 1(б) figure; (д) – the structural points and lines of slaved DEM processing, line P1-P2 for linear detrending of slaved DEM, the line p3-p4 for rotation of slaved DEM.

от 2.8 до 3.2 м. Параллельным переносом поправка на величину разности высот применяется для всей ведомой модели (вектор параллельного переноса ошибки показан точками p3 и p4, линия между ними – плечо вращения ведомой ЦМР относительно ведущей на следующем этапе). В точках P1 и P2 разность высот нулевая, между ними можно провести линию с таким же значением разности. Если эта линия “нулевой ошибки” или точнее нулевой разности выходит за пределы области пересечения двух ЦМР – вращаем по вертикали ведомую ЦМР, используя плечо вращения на угол ± a так, чтобы линия нулевой ошибки поместилась внутрь области пересечения. На рис. 1, (д) таких линий две (желтый и белый пунктиры при наклоне моделей высот на ±5 м при длине плеча 200 м, т.е. при наклоне ±2.5%), отвечающих симметричным направлениям вращения. Для обоих преобразований (а лучше – для большего числа вращений на разные углы для получения более гладкого результата) сшиваем ведущую ЦМР и ведомые, а затем вычисляем среднее значение из всех растров – это и будет итоговая модель высот.

Процедура предполагает участие пользователя на этапах выбора рабочей директории и файлов моделей высот, пространственного разрешения итоговой модели, ввода градиента наклона ведомой

ЦМР. Прочие редактируемые параметры имеют значения по умолчанию (например, глубины буфера в области наложения ЦМР, используемого как выборка для подгонки данных в плане, и др.).

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА

Метриками качества корегистрации ЦМР и ЦММ традиционно являются величины ошибок привязки, например, среднеквадратическое отклонение высот привязанной модели относительно эталона (ведущей модели, наземных геодезических измерений или др.). При этом на процедуру привязки не накладывается требование гладкости поверхности и сохранения исходной структуры потоков (тальвегов) и водоразделов. Качество построения гидрологически корректной поверхности в этой работе оценим следующим образом.

Во-первых, должно сохраняться исходное статистическое распределение крутизны поверхности. Проведение различных манипуляций с ведомой (ведомыми) моделями высот может приводить к завышению или занижению крутизны, что соответствующим образом скажется на моделировании параметров стока воды или наносов. Значения крутизны поверхности в разных структурных частях и на разных высотных уровнях в пределах водосбора оказывают решающее воздействие на результаты эрозионного моделирования с помощью широко распространенной модели USLE (и ее модификаций), расчеты связности потоков наносов (различные индексы sediment connectivity) и т.д.

Во-вторых, преобразование ведомых моделей для бесшовного соединения ее с ведущей не должно принципиальным образом менять пространственную структуру водосборов. Нами разработана собственная метрика качества, основанная на анализе постоянства структуры водосборов на объединенной модели высот и ее отдельных частях, полученных непосредственно фотограмметрическим путем из снимков с беспилотных летательных аппаратов. Разумеется, ошибочно утверждать, что отдельные части исходной ЦМР можно рассматривать в качестве некоторого эталона, с которым затем сравнивается результат — единая на весь интересующий участок модель высот. К сожалению, полноценного подобного эталона — модели высот, по которой восстанавливается корректная, объективная сетка водосборов — в наличии обычно не оказывается. В то же время, если сравнивать сетки водосборов, реконструированные из исходных данных в области перекрытия двух сцен, — в идеальном случае они должны совпадать, но никогда не совпадают в точности. Если по единой ЦМР сетка водосборов восстанавливается с большей степенью подобия каждой отдельной модели, нежели отдельные модели между собой — можно признать, что результирующее поле высот, ее каркас переданы корректно. Так или иначе, подход к сравнению ЦМР и ЦММ, основанный на различиях гидро-морфологических расчетных величин, использовался разными авторами ранее (например, Walker and Willgoose, 1999; Kenward et al., 2000). В отдельных работах даже сама конфигурация сети стока (в частности, центроиды водосборов, использованы для корегистрации ЦМР (Li, Deng, Wang, 2017). Но обычно используются сравнения статических распределений (например, распределений площадей микроводосборов), а не метрики для оценки геометрического подобия каркасных линий рельефа.

Методика расчета меры сходства состоит в следующем. При одинаковых параметрах расчета (разрешение, максимальная глубина заполняемых локальных понижений, минимальная площадь водосбора) реконструируются сетки водосборов на отдельных сценах ЦМР и на сшитой модели. Попарно сетки водосборов накладываются друг на друга, и вычленяется результат их пересечения. Если пара наборов данных с M объектами в первом и N объектами во втором абсолютно идентична — то каждому 1, ..., i-му объекту из первого набора будет строго соответствовать по площади один и только один 1, ..., j-й объект из второго. Но так как реальные сетки водосборов, получаемые из данных аэрофотосъемки на одну и ту же территорию, всегда немного отличаются — каждому водосбору в первом наборе данных будут соответствовать отдельные фрагменты или даже целые водосборы меньшей площади из другого набора данных. Верно и обратное — отдельно взятому контуру из второго набора данных будут соответствовать фрагменты контуров из первого набора. При небольших различиях между двумя наборами — отдельно взятый полигон Mi будет в основном перекрываться полигоном Nj и лишь незначительно другими полигонами.

В результате пересечения двух сеток водосборов из M и N объектов каждая — получаем таблицу площадей из пересечений с размерностью M строк и N столбов. После чего рассчитываем относительные значения площадей в каждой строке. Отношение доли площади Mi полигона, перекрываемого Nj полигоном (т.е. наибольшим в границах Mi полигона), к общей площади Mi полигона — есть мера сходства формы двух водосборов. Потенциально этот параметр заключен для каждого Mi полигона в интервале от 0 до 1, на практике он чаще всего принимает значения от 0.3–0.5 до 1. Так как возможна ситуация, что все контуры водосборов в сетке № 1 попадут в единственный контур в сетке № 2, необходима перекрестная проверка на предмет того, что водосборы в сетке № 2 также приурочены преимущественно к конкретным контурам в сетке № 1, а не распределены случайно по площади. То есть для перекрестной проверки рассчитываем относительные значения площадей еще и в каждом столбце. Итоговое значение меры близости для каждого объекта в сетке № 1 получаем как евклидову дистанцию между каждой парой наиболее полно перекрывающихся контуров в двух сетках.

Формальным образом алгоритм представим в следующем виде. Путем пространственного наложения двух сеток получаем матрицу площадей (1).

$$\begin{array}{ccccc} & 1 & 2 & \ldots & N \\ 1 & S_{1,1} & S_{1,2} & S_{1,\ldots} & S_{1,N} \\ 2 & S_{2,1} & S_{2,2} & S_{2,\ldots} & S_{2,N} \\ \ldots & S_{\ldots,1} & S_{\ldots,2} & S_{\ldots,\ldots} & S_{.,N} \\ M & S_{M,1} & S_{M,2} & S_{M,\ldots} & S_{M,N} \end{array} \quad (1)$$

Делим величину площади в каждой ячейке на сумму площадей в каждой строке (т.е. на площади первого, второго, ..., M-го объектов в сетке № 1), затем повторяем процедуру для сумм площадей в столбцах (т.е. делим площадь каждого пересечения на площади первого, второго, ..., N-го объектов в сетке № 2). Получаем две матрицы $MX1$ и $MX2$ размерностью $M \times N$ каждая, над которыми затем проводим матричную операцию вычисления дистанции между соответствующими парами ячеек (2):

$$MX_{\text{result}} = \left(MX1^{\circ 2} + MX2^{\circ 2}\right)^{\circ 0.5} \quad (2)$$

Подчеркнем, что речь идет о поэлементном возведении в квадрат каждой из матриц и затем поэлементном же суммировании и извлечении корня, а не о стандартной процедуре умножения матриц, требующей их согласованности (равенстве числа столбцов первой матрицы числу строк второй). Такие операции (а именно поэлементное возведение матриц в степень и извлечение корня) называются операциями Адамара (соответственно, произведением Адамара и корнем Адамара) и, как один из вариантов, обозначаются символом “∘”.

При абсолютном совпадении двух сеток, в каждой строке и каждом столбце итоговой матрицы будет лишь по одному ненулевому значению (например, на главной диагонали, но не обязательно). Затем для каждой строки итоговой матрицы находится максимальное значение, а для всей матрицы – среднее из строковых максимумов. Эта мера (3) и будет степень сходства рисунка полигонов – MaxOL. В то же время некоторые полигоны могут совпадать в точности, а другие – лишь незначительно. Поэтому в каждой строке итоговой матрицы вычисляется еще и мера разброса совпадения полигонов (4).

$$\text{MaxOL} = \sum_{i=1}^{M} \max\left(MX\_\text{result}_{i,.}\right) \quad (3)$$

$$\text{SdOL} = \sum_{i=1}^{M} \text{sd}\left(MX\_\text{result}_{i,.}\right) \quad (4)$$

Итоговая мера близости может меняться в пределах (0; $\sqrt{2}$), крайний правый случай достигается при полном морфологическом сходстве двух контуров. Случайные пересечения контуров без явно выраженной пространственной корреляции дают значения около 0.5–0.7.

В качестве примеров приведены расчеты мер близости двух сеток полигонов – 1) эталона и его же, повернутого на 45° по направлению хода стрелок часов, и 2) эталона и его же, повернутого на 10° в том же направлении (рис. 2). Очевидно, во втором случае степень сходства контуров двух сеток больше. Промежуточные значения относительных площадей контуров одной из сеток внутри контуров другой приведены в табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Алгоритм был протестирован на трех различных участках, описание их приведено в табл. 2. Все они расположены в различных геоморфологических условиях, характеризуются принципиально разными морфометрическими параметрами. Первый расположен в равнинных условиях в пределах центра Восточно-Европейской равнины, два другие – в предгорьях-низкогорьях и среднегорьях Центрального Кавказа.

Участок № 1. Междуречье рр. Протвы и Исьмы. Площадка находится в северной части Калужской области (центр участка – 55.218° с.ш., 36.3484° в.д.), неподалеку от границы с Московской областью, частично на левом борту долины р. Протвы и лежащем севернее фрагменте междуречья, в 1–1.5 км к северо-западу от учебно-научной базы МГУ “Сатино”. Большая часть площади участка – пологоволнистая поверхность вторичной моренной равнины, северный край – склон долины р. Исьмы (покрыт лесом), юго-восточный край – склон долины р. Протвы. Участок вытянут примерно на 800 м с запада на восток и на 1150 м с севера на юг, общая площадь не превышает 1 км^2. За вычетом крон деревьев, отражаемых на ЦМР, абсолютные высоты на участке составляют примерно 160–187 м. В качестве ведущей ЦМР избран северный фрагмент территории, ведомой – южный (рис. 3). В принципе, при связке двух фрагментов моделей высот, избранные роли для каждой из них – не принципиальны. Средняя начальная ошибка высот в области перекрытия составляет –0.24 ± 4.3 м, при этом положительные и отрицательные ошибки по площади распределены почти равномерно. Высоты ложных уступов на стыках ЦМР достигают 6–7 м.

В качестве критерия точности корегистрации моделей высот использована мера геометриче-

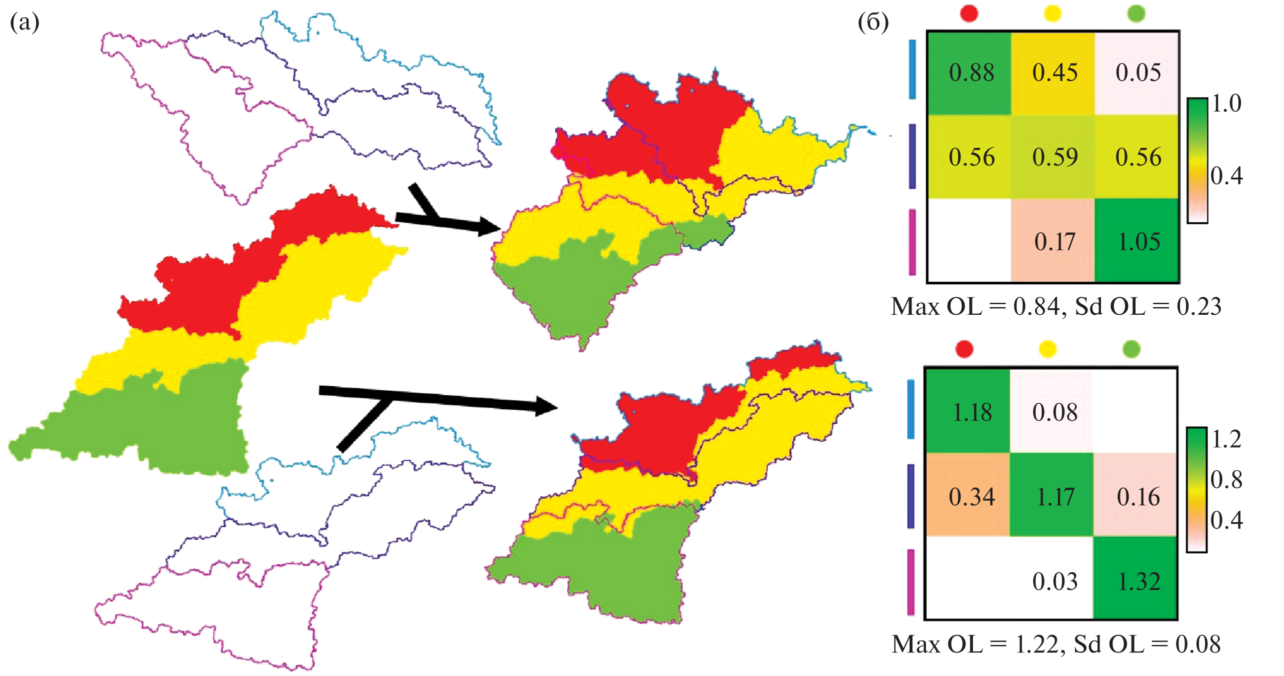


Рис. 2. Способ оценки меры близости двух сеток водоразделов. (а) – цветная заливка – сетка № 1, цветные контуры – два варианта сетки № 2. (б) – Max OL (Overlay) – средние значения максимальных относительных площадей для каждого из полигонов эталона (цветная заливка), Sd OL – разброс максимальных относительных площадей для них же.

Fig. 2. The way to estimate of the similarity value for two watershed networks. (а) – colour filling – network No. 1, colour contours – two versions of the network No. 2. (б) – Max Overlay – average values of maximum relative areas for each polygon in the network No. 1. Sd Overlay – variance of these maximum relative areas.

ской близости сеток локальных водосборов на исходных и преобразованных данных (описана выше), а также коэффициент ранговой корреляции Спирмана для крутизны поверхности в этих случаях. Первый критерий обусловлен самой постановкой задачи – предлагаемый способ корегистрации не сохраняет в точности отметки высот привязываемых ЦМР, но должен позволять корректно восстанавливать геометрическую структуру сети транзита воды и наносов. Второй критерий – требование к постоянству пространственного распределения относительных значений крутизны

Таблица 1. Относительные площади полигонов сетки № 1 (цветовая заливка, по строкам) и сетки № 2 (цветные контуры, по столбцам)
Table 1. Relative areas for networks No. 1 (colour filling, by rows) and No. 2 (colour contour, by columns)

	1 (гол.)	2 (син.)	3 (фиол.)	Сумма
1 (кр.)	0.68	0.28	0.04	1
2 (ор.)	0.35	0.28	0.37	1
3 (зел.)	0	0.12	0.88	1

	1 (гол.)	**2** (син.)	**3** (фиол.)
1 (кр.)	0.56	0.35	0.03
2 (ор.)	0.44	0.52	0.41
3 (зел.)	0	0.12	0.56
Сумма	1	1	1

	1 (гол.)	2 (син.)	3 (фиол.)	Сумма
1 (кр.)	0.94	0.06	0	1
2 (ор.)	0.19	0.7	0.1	1
3 (зел.)	0	0.02	0.98	1

	1	**2**	**3**
1	0.72	0.04	0
2	0.28	0.94	0.12
3	0	0.02	0.88
Сумма	1	1	1

Примечание. Жирным выделены полигоны, которые разбиваются полигонами другого слоя. То есть левые таблицы – разбивка сетки № 1 сеткой № 2, правые таблицы – наоборот.

Таблица 2. Характеристика участков апробации алгоритма корегистрации ЦМР
Table 2. Characteristics of test sites used for DTM co-registration algorithms testing

Участок	Площадь, км^2	Кол-во сцен	Высота, м*	Крутизна, град.**
Междуречье рр. Протвы и Исьмы (Калужская область)	0.78	2	160–187	3.4 ± 1.2
Верховья водосбора пруда Песковский (Ставропольский край)	4.05	3	588–731	6 ± 2.2
Водосбор пруда Гитче-Гижгит (Кабардино-Балкария)	1.92	2	1183–1843	26.7 ± 6.5

Примечание. * – 95% амплитуды высот (для устранения локальных выбросов); ** – среднее значение ± половина межквартильного размаха (0.5 × IQR), т.е. меры разброса числовой величины между квартилями – 25% и 75%.

(больше-меньше) – обусловлен тем, что по получаемой сшитой ЦМР при проведении гидрологического или эрозионного моделирования распределение крутизны будет отвечать результату. Иными словами, если для точной сшивки без ложных уступов требуется значительно завысить или занизить уклоны – это сводит на нет всю формальную “гидрологическую корректность” модели высот.

Коэффициент линейной корреляции крутизны на исходных ЦМР и итоговой – 0.97, что говорит о почти полной неизменности распределения наклона поверхности. Мера сходства сеток водосборов, получаемых из двух исходных моделей (ведущей и ведомой), –0.89 ± 0.21. В то же время мера сходства итоговой ЦМР с ведущей – 0.99 ± 0.26, а с ведомой – 1.08 ± 0.2. Иными словами, даже несмотря на то, что краевые части обоих исходных ЦМР построены по одним и тем же снимкам, подобие сеток в итоговой модели и в исходных оказывается выше, нежели в двух исходных между собой (рис. 4).

Участок № 2. Водосбор пруда Песковский. Территория расположена в Ставропольском крае (центр участка – 43.965° с.ш., 43.035° в.д.), примерно в 3 км к югу от г. Пятигорск. Водосбор ограничен вершинами одиночных гор-лакколитов, в частности, г. Джуца 1-я (Юца) и г. Золотой Курган. В северо-западной части водосбора пруда Песковский, верхние части которого расположены на склонах Юцы, отснят участок общей площадью около 4 км^2 (рис. 5). Максимальная протяженность с запада на восток – 3 км, с севера на юг – 2.6 км. В качестве ведущей ЦМР взята центральная – склоны Юцы, в качестве ведомых – примыкающие к ней с юга и востока сцены. Для первой ошибка высотной привязки составила –1.63 ± 1.82 м, на пятой части площади перекрытия отрицательная ошибка (т.е. ведущая ЦМР оказывается мнимо выше ведомой), на четырех пятых частях площади – положительная ошибка (ведущая ЦМР оказывается ниже ведомой). Таким образом, возникает эффект ложной ступени (возвышающейся преграды) при движении вниз по склонам горы к ее подножию и обе части водосбора гидрологически оказываются не связаны. Средние высоты локальных “уступов”, обусловленные неточной привязкой ЦМР из-за погрешности GPS БПЛА, составляют 2–3 м. Для примыкающей восточной сцены ошибки высотной привязки не меньше, они составляют по всей площади перекрытия сцен –2.17 ± 1.92 м. Из них отрицательные ошибки – на седьмой части области перекрытия, положительные – на шести седьмых. Таким образом, и здесь наблюдается мнимая возвышающаяся преграда для стока.

Результаты оценки качества корегистрации трех цифровых моделей местности приведены в табл. 3. Расхождения среднего значения крутизны поверхности в областях пересечения различных моделей меняются от 0 до 0.8°, при этом во всех случаях величины крутизны на исходных моделях высот равны или несколько выше, чем на итоговой. Максимальное значение разности средней крутизны при этом характерно для центральной сцены – склонов г. Юца, что может показаться странным, с учетом того, что эта модель высот использовалась в качестве ведущей и, таким обра-

Таблица 3. Средние значения крутизны и сходство рисунка микроводосборов в областях пересечения исходных и результирующей моделей высот
Table 3. Average slope gradient values and the measure of microcachments spatial patterns in the overlapping areas of original and final DTMs

	“Центр”	“Юг”	“Восток”
	Крутизна, град.		
Исходные ЦМР	10.47	8.5	9.55
Результат	9.63	8.52	8.92
	Сходство водосборов, коэф.		
Результат	1.04 ± 0.25	1.03 ± 0.22	1.17 ± 0.22
“Юг”	0.99 ± 0.18 *		
“Восток”	0.98 ± 0.21 **		

Примечание. * – область 5 на рис. 5; ** – область 6 на рис. 5.

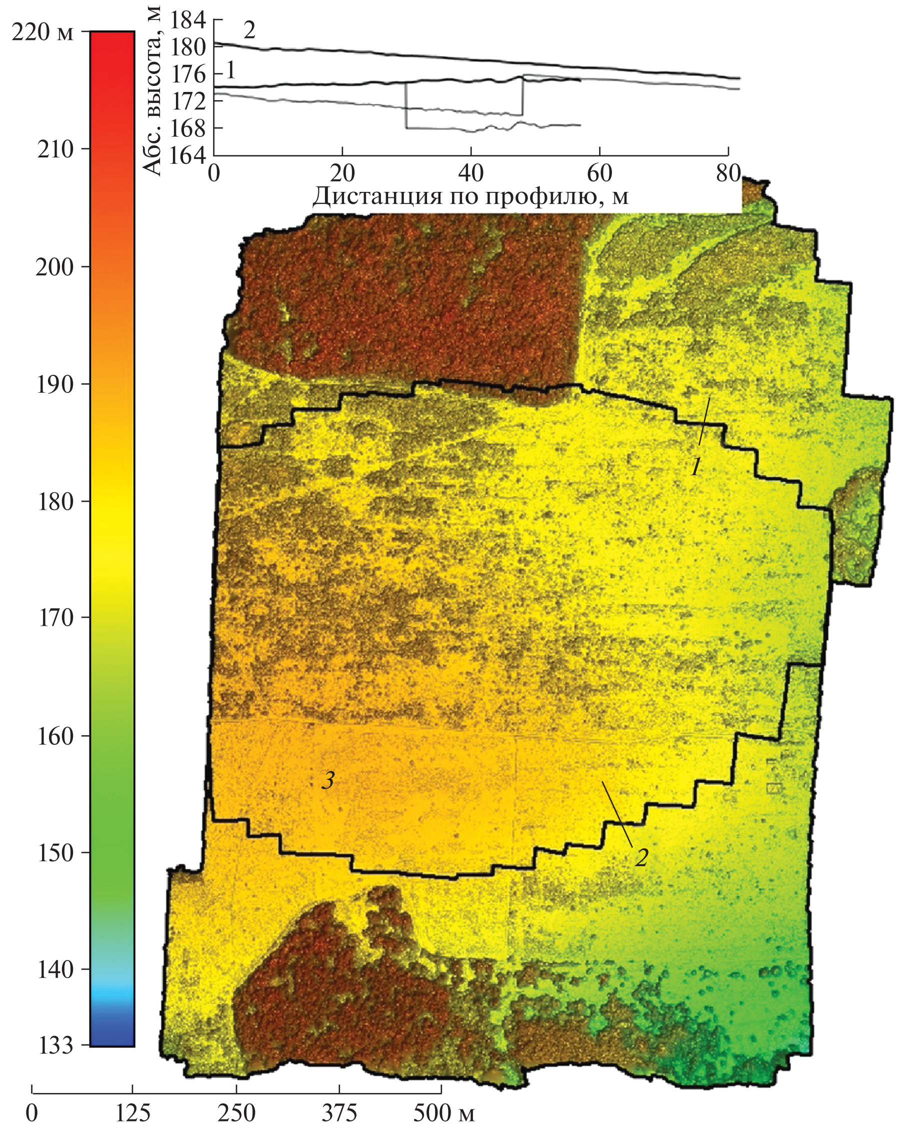


Рис. 3. Рельеф участка № 1 “Междуречье рр. Протвы и Исьмы” и области покрытия исходными ЦМР. *1–2* – положение контрольных топографических профилей, *3* – область перекрытия двух сцен.

Fig. 3. Topography of site No. 1 “Interfluve of Protva and Is’ma rivers” and original DTMs coverages. *1–2* – the control topographic profiles position, *3* – area of overlapping for two DTMs.

зом, не трансформировалась. Проверка причин данного явления показывает, что наибольшие разности крутизны в области центральной сцены характерны для краевой зоны ведущей ЦМР с присутствием артефактов, в результате наличия которых крутизна завышается примерно на 35°. На всей остальной площади ранговая корреляция крутизны на парах моделей значительно выше: у итоговой с ведущей сценой – 0.902, с южной ведомой – 0.972, а с восточной ведомой – 0.969. Меры сходства сеток водосборов, реконструируемых по итоговой ЦМР и отдельным исходным моделям, выше единицы во всех трех случаях, в то время как показатели меры сходства для областей пересечения ведущей (“Центр”) и двух ведомых ЦМР (“Юг” и “Восток”) – несколько ниже. Таким образом, корегистрация ведомых моделей с ведущей не ухудшает корректность трассировки водоразделов относительно исходных данных.

Участок № 3. Водосбор пруда Гитче-Гижгит. Расположен в Республике Кабардино-Балкария (центр участка – 43.469° с.ш., 43.0° в.д.) на р. Гижгит – левом притоке р. Баксан. На этой малой реке расположено два пруда-отстойника отходов деятельности Тырныаузского горно-металлургического комбината. В орографическом отношении участок приурочен к южному склону Скалистого хребта Большого Кавказа. Участок вытянут субмеридионально, его максимальная протяженность с севера на юг 2.2 км, с запада на восток 1.3 км, общая площадь 1.9 км^2. Рельеф сильнорас-

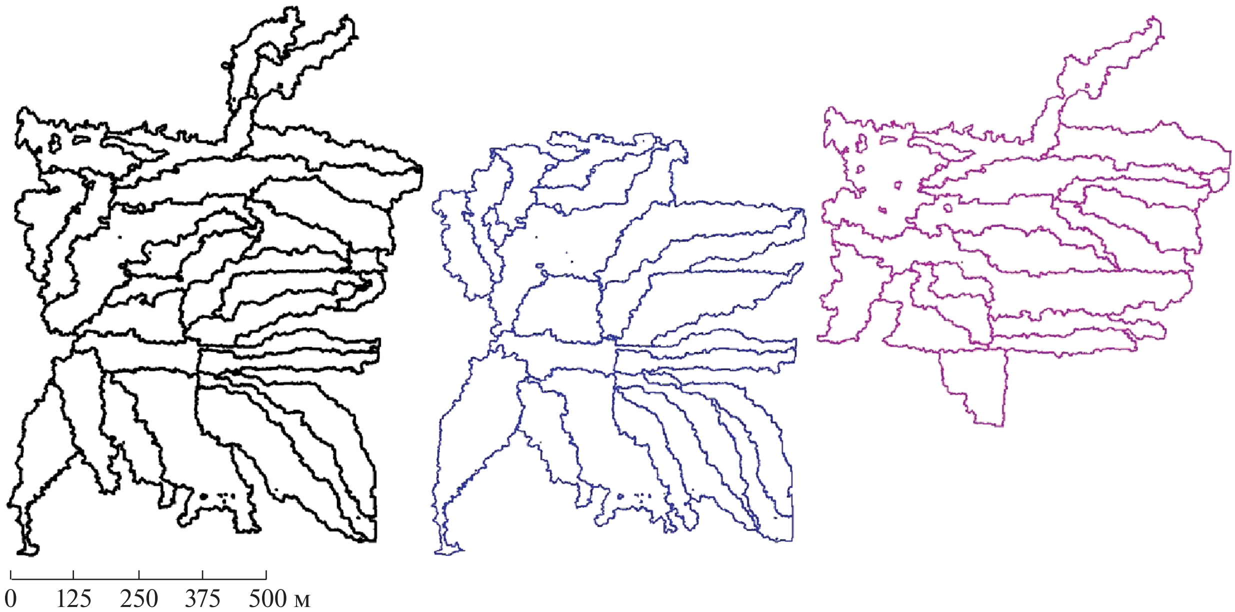


Рис. 4. Сетки водосборов (S ≥ 10000 м^2), полученные по итоговой ЦМР (черная) и двум исходным – ведомой (синяя) и ведущей (фиолетовая).

Fig. 4. Watersheds networks (S ≥ 10000 m^2) obtained from the final DTM (black) and two original DTMs – the slave (blue) and the master (purple).

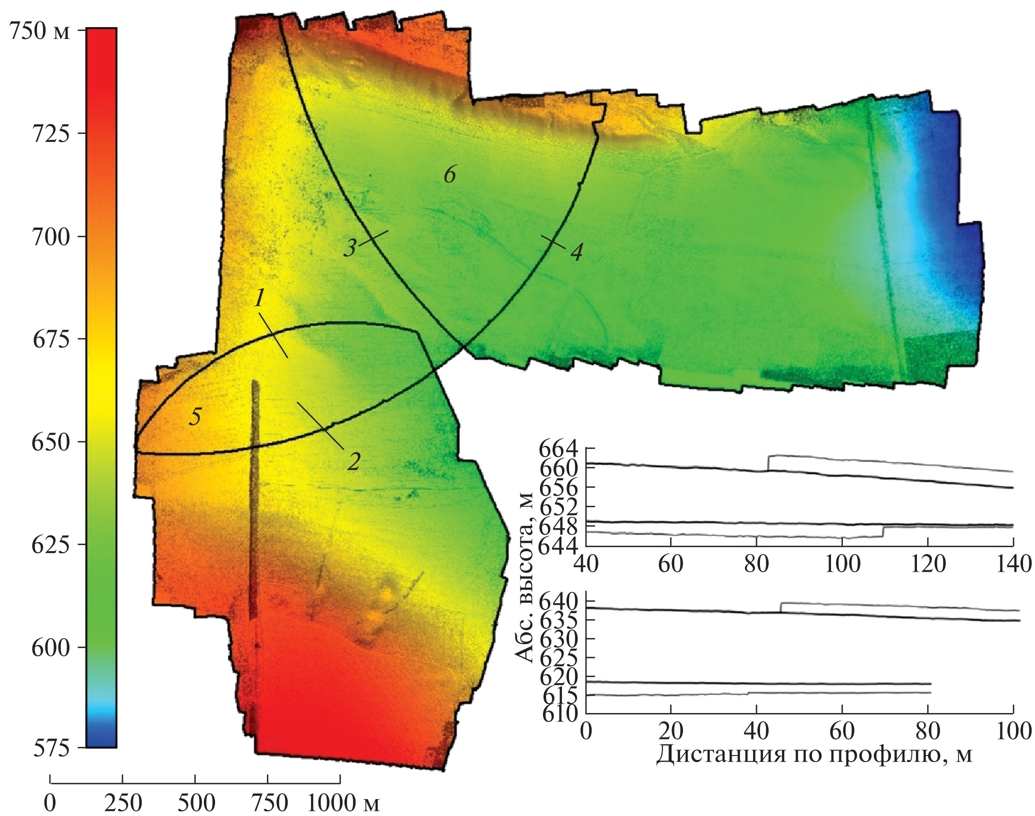


Рис. 5. Рельеф участка № 2. Водосбор пруда Песковский. *1–4* – положение контрольных топографических профилей, *5–6* – области перекрытия соседних сцен.

Fig. 5. Topography of site No. 2. The catchment of the Peskovskiy pond. *1–4* – the control topographic profiles position, *5–6* – the overlapping areas of the neighbour DTMs.

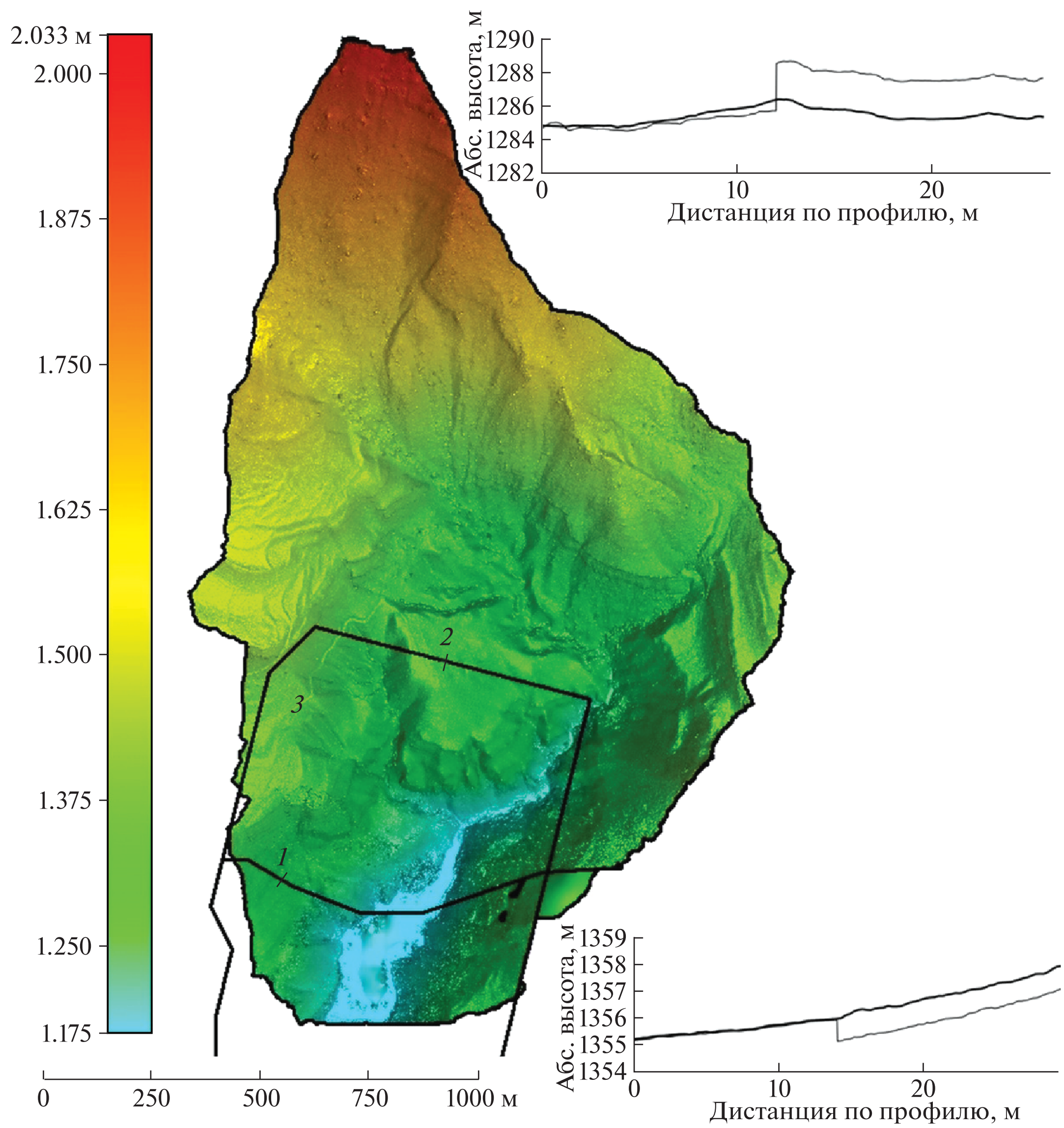


Рис. 6. Рельеф участка № 3. Водосбор пруда Гитче-Гижгит. *1–2* – положение контрольных топографических профилей, *3* – область перекрытия соседних сцен.

Fig. 6. Topography of site No. 3. The catchment of the Gitche-Gizhgit pond. *1–2* – the control topographic profiles position, *3* – the overlapping areas of the neighbour DTMs.

члененный, общие черты морфологии обусловлены сочетанием аструктурных (чаще) и структурных поверхностей в условиях моноклинального залегания пород с падением пластов к северу. Сам водосбор обращен преимущественно на юг (рис. 6), амплитуда его высот 1175–2033 м.

Показатель сходства сетки микроводосборов на итоговой модели в сравнении с ведущей (большая по площади) составляет 1.25 ± 0.18, а с ведомой (меньшая по площади, прилегающая к пруду) – 1.1 ± 0.19; при этом в области перекрытия двух исходных ЦМР этот показатель равен 1.05 ± 0.14. Различий по крутизне итоговой ЦМР и ведущей – нет, в то время как величина этого различия с ведомой ЦМР составляет почти 2° (среднее значение для итоговой модели высот – 30.6°, для ведомой 32.5°). Коэффициенты ранговой корреляции Спирмена для крутизны меняются от 0.932 (для ведомой модели) до 0.985 (для ведущей). Наиболее значимые отличия по крутизне локализованы в центральной долине непосредственно вверх по течению от пруда, и, судя по анализу отдельных ЦМР, обусловлены различиями в плотность крон деревьев на съемках июля 2020 г. (древесно-кустарниковый покров хорошо различим на ЦМР и фотоплане) и мая 2021 г. (кроны деревьев не сомкнуты, из-за чего на модели высот почти не различимы). На более ранних данных (используемых в качестве ведомых) возникает искусственная микрошероховатость, существенно завышающая значения крутизны на площадке размерами лишь около 100 × 150 м. Тем не менее этого оказывается достаточно, чтобы внести отклонение примерно в 2° в показатель среднего значения крутизны земной поверхности на участке. Как и в примере водосбора пруда Песковский, локальные отклонения крутизны при этом не распространяются на остальную площадь ведомой ЦМР, где отклонения крутизны, во-первых, разнонаправленны (т.е. трансформация модели высот не вносит систематической ошибки), а во-вторых – не превышают 1°.

Итоговый алгоритм доступен для скачивания на сервисе GitHub (Sergeikharchenko/rhydrodem-coreg: The R tool ..., 2022). Редактируемые пользовательские параметры отдельно отмечены в скрипте.

ВЫВОДЫ

Созданный алгоритм позволяет осуществлять сшивку двух ЦМР (а итеративно – и большего их числа) при условии минимизации артефактов, нарушающих гидрологическую корректность моделей высот. То есть в созданной модели сохраняются близкие к исходным значения крутизны поверхностей (и их относительное распределение по площади), а также отсутствуют ложные уступы, прерывающие реальные направления стока, или же создающие по этим направлениям резкие “провалы” высоты поверхности.

Величины подобных искусственных сдвигов поверхности, возникающие из-за погрешности привязки исходных снимков, получаемых с БПЛА, достигают 5–6 м, иногда и более. Такой перепад, даже при условии автоматической коррекции ЦМР (в частности, заполнения локальных понижений), может кардинально менять структуру локальных водосборов и, таким образом, сильно влиять на результаты любых видов моделирования (эрозионного, гидрологического и других), базирующихся на геометрии этой структуры.

Апробация алгоритма на примере 3 различных участков при анализе поперечных профилей показала высокую эффективность устранения ложных сдвигов поверхности. При этом абсолютные высоты поверхности на результирующей модели высот могут существенным образом (на первые метры) отклоняться от значений на ведомой ЦМР. В то же время на итоговых моделях высот практически не меняется распределение крутизны (за счет балансировки результата путем зеркально направленных изменений ведомых ЦМР). Второй индикатор эффективности: во всех трех примерах, пусть и в разной степени, структура стока – рисунок сетки микроводосборов – на итоговых моделях высот оказывается геометрически более схожа с аналогичными рисунками, извлекаемыми из каждой из исходных ЦМР, нежели сами эти сети между собой. Все это в совокупности позволяет заключить, что представленный алгоритм может быть эффективным средством корегистрации моделей высот, если задача исследователя – создать гидрологически корректное цифровое представление земной поверхности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Разработка алгоритма выполнена за счет гранта РНФ № 19-77-10036. Аэрофотосъемка и фотограмметрическая обработка данных для тестовых участков выполнены за счет гранта РНФ № 19-17-00181.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Beyer R.A., Alexandrov O., Moratto Z.M. (2014). Aligning terrain model and laser altimeter point clouds with the Ames Stereo Pipeline // Lunar and Planetary Science Conference. No. 1777. P. 2902.

Debella-Gilo M., Kääb A. (2011). Sub-pixel precision image matching for measuring surface displacements on mass movements using normalized cross-correlation // Remote Sensing of Environment. Vol. 115. No. 1. P. 130–142. https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.08.012

Gafurov A. (2021). The methodological aspects of constructing a high-resolution DEM of large territories using low-cost UAVs on the example of the Sarycum aeolian complex, Dagestan, Russia // Drones. Vol. 5. No. 1. P. 7. https://doi.org/10.3390/drones5010007

Hackney C., Clayton A. (2015). Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) and their application in geomorphic mapping // Geomorphological Techniques (Eds. Clarke L., Nield J.M.). London, GB: British Society of Geomorphology. P. 1–12.

Hargrove W.W., Hoffman F.M., Hessburg P.F. (2006). Mapcurves: a quantitative method for comparing categorical maps // Journal of Geographical Systems. Vol. 8. No. 2. P. 187–208. https://doi.org/10.1007/s10109-006-0025-x

James M.R., Chandler J.H., Eltner A. et al. (2019). Guidelines on the use of structure-from-motion photogrammetry in geomorphic research // Earth Surface Processes and Landforms. Vol. 44(10). P. 2081–2084. https://doi.org/10.1002/esp.4637

Kaiser A., Erhardt A., Eltner A. (2018). Addressing uncertainties in interpreting soil surface changes by multitemporal high-resolution topography data across scales // Land degradation & development. Vol. 29(8). P. 2264–2277. https://doi.org/10.1002/ldr.2967

Kenward T., Lettenmaier D.P., Wood E.F., Fielding E. (2000). Effects of digital elevation model accuracy on hydrologic predictions // Remote Sensing of Environment. Vol. 74(3). P. 432–444. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(00)00136-X

Leitão J.P., De Vitry M.M., Scheidegger A., Rieckermann J. (2016). Assessing the quality of digital elevation models obtained from mini unmanned aerial vehicles for overland flow modelling in urban areas // Hydrology and Earth System Sciences. Vol. 20. No. 4. P. 1637–1653. https://doi.org/10.5194/hess-20-1637-2016

Li H., Deng Q., Wang L. (2017). Automatic co-registration of digital elevation models based on centroids of subwatersheds // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. Vol. 55. No. 11. P. 6639–6650. https://doi.org/10.1109/TGRS.2017.2731048

Niitsuma H., Maruyama T. (2010). Sum of absolute difference implementations for image processing on FPGAs // 2010 International Conference on Field Programmable Logic and Applications. P. 167–170.

Nuth C., Kääb A. (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change // The Cryosphere. Vol. 5. P. 271–290. https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011

Psarakis E., Evangelidis G. (2005). An Enhanced Correlation-Based Method for Stereo Correspondence with Sub-Pixel Accuracy // 10th IEEE International Conference on Computer Vision (ICCV), Oct 2005, Beijing, China. P. 907–912. https://doi.org/ff10.1109/ICCV.2005.33f

R Core Team (2021). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria [Электронный ресурс]. Режим доступа: https://www.r-project.org (дата обращения: 01.01.2022).

Revuelto J., López-Moreno J.I., Alonso-González E. (2021). Light and shadow in mapping alpine snowpack with unmanned aerial vehicles in the absence of ground control points // Water Resources Research. Vol. 57. No. 6. P. e2020WR028980. https://doi.org/10.1029/2020WR028980Sergeikharchenko/rhydrodemcoreg: The R tool for DEMs coregistration with keeping of hydrologically correctness [электронный ресурс]. Режим доступа: https://github.com/sergeikharchenko/rhydrodemcoreg (дата обращения: 01.04.2022).

Shean D.E., Alexandrov O., Moratto Z.M. et al. (2016). An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very high-resolution commercial stereo satellite imagery // ISPRS J. Photogramm. Remote Sens. Vol. 116. P. 101–117. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012

Śledź S., Ewertowski M.W., Piekarczyk J. (2021). Applications of unmanned aerial vehicle (UAV) surveys and Structure from Motion photogrammetry in glacial and periglacial geomorphology // Geomorphology. Vol. 378. P. 107620. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107620

Walker J.P., Willgoose G.R. (1999). On the effect of digital elevation model accuracy on hydrology and geomorphology // Water Resources Research. Vol. 35 (7). P. 2259–2268. https://doi.org/10.1029/1999WR900034

Woodrow K., Lindsay J.B., Berg A.A. (2016). Evaluating DEM conditioning techniques, elevation source data, and grid resolution for field-scale hydrological parameter extraction // Journal of hydrology. Vol. 540. P. 1022–1029. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.018

Zhengyou Zh. (1994). Iterative point matching for registration of free-form curves and surfaces // International Journal of Computer Vision. No. 13 (12). P. 119–152.

THE METHOD FOR CO-REGISTRATION OF DIGITAL TERRAIN DATA TO OBTAIN HYDROLOGICALLY CORRECT MODEL OF THE EARTH'S SURFACE[1]

S. V. Kharchenko[a,b,#]

[a] *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

[b] *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

[#] *E-mail: xar4enkkoff@yandex.ru*

There are problems with the co-registration of digital terrain models which were created by drones to obtain useful data for a numerical hydrological or erosional modeling. The different surveys can be produced at different time of a day, in various seasons or even years, making it difficult spatially reference the data. Many co-registration algorithms usually perform the statistical fitting of point clouds or raster models. Such approach violates the hydrological correctness of the final data, it makes artifacts appearing, such as various escarps and visible joints. The search for the contour of "zero error" on the raster of elevations difference is the bases of presented algorithm. This contour is used for the stitching of original elevation models together. As criteria for the quality assessment of the final elevation models are used: 1) the statistical distributions of slope gradient, i.e. parameter that affects the results of modeling the water and sediment flows, slope stability, etc., 2) the constancy of the microcatchments geometric structure. The algorithm was tested on three sites located in plain, low-mountain and mid-mountain zones. In all examples, the high efficiency of the method was shown. At the same time, the technique was constructed for keeping the significant features of terrain morphology in data. The average slope does not deviate by more than 1° in comparison with the original data. The Spearman rank correlation of the slope varies in different cases at 0.9–0.99 (with an average value of 0.96). The coefficients of geometric similarity of microcatchment patterns on the final models in all cases show even larger values (1.09) than on the original data without any correction (0.98) in the areas their overlap.

[1] *For citation:* Kharchenko S.V. (2023). The method for co-registration of digital terrain data to obtain hydrologically correct model of the earth's surface. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 3. P. 150–164 (in Russian). https://doi.org/10.31857/S2949178923030039; https://elibrary.ru/10.31857/S2949178923030039

Keywords: unmanned aerial vehicles, digital terrain model, geomorphometric analysis, catchment area, slope gradient

ACKNOWLEDGMENTS

The development of the algorithm was supported by Russian Science Foundation (project No. 19-77-10036). Aerial surveys and data photogrammetric processing for test sites was supported by Russian Science Foundation (project No. 19-17-00181).

REFERENCES

Beyer R.A., Alexandrov O., Moratto Z.M. (2014). Aligning terrain model and laser altimeter point clouds with the Ames Stereo Pipeline. *Lunar and Planetary Science Conference*. No. 1777. P. 2902.

Debella-Gilo M., Kääb A. (2011). Sub-pixel precision image matching for measuring surface displacements on mass movements using normalized cross-correlation. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 115. No. 1. P. 130–142. https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.08.012

Gafurov A. (2021). The methodological aspects of constructing a high-resolution DEM of large territories using low-cost UAVs on the example of the Sarycum aeolian complex, Dagestan, Russia. Drones. Vol. 5. No. 1. P. 7. https://doi.org/10.3390/drones5010007

Hackney C., Clayton A. (2015). Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) and their application in geomorphic mapping. Geomorphological Techniques (Eds. Clarke L., Nield J.M.). London, GB: British Society of Geomorphology. P. 1–12.

Hargrove W.W., Hoffman F.M., Hessburg P.F. (2006). Mapcurves: a quantitative method for comparing categorical maps. *Journal of Geographical Systems*. Vol. 8. No. 2. P. 187–208. https://doi.org/10.1007/s10109-006-0025-x

James M.R., Chandler J.H., Eltner A. et al. (2019). Guidelines on the use of structure-from-motion photogrammetry in geomorphic research. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. 44 (10). P. 2081–2084. https://doi.org/10.1002/esp.4637

Kaiser A., Erhardt A., Eltner A. (2018). Addressing uncertainties in interpreting soil surface changes by multitemporal high-resolution topography data across scales. *Land degradation & development*. Vol. 29 (8). P. 2264–2277. https://doi.org/10.1002/ldr.2967

Kenward T., Lettenmaier D.P., Wood E.F., Fielding E. (2000). Effects of digital elevation model accuracy on hydrologic predictions. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 74 (3). P. 432–444. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(00)00136-X

Leitão J.P., De Vitry M.M., Scheidegger A., Rieckermann J. (2016). Assessing the quality of digital elevation models obtained from mini unmanned aerial vehicles for overland flow modelling in urban areas. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 20. No. 4. P. 1637–1653. http://dx.doi.org/10.5194/hess-20-1637-2016

Li H., Deng Q., Wang L. (2017). Automatic co-registration of digital elevation models based on centroids of subwatersheds. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. 55. No. 11. P. 6639–6650. https://doi.org/10.1109/TGRS.2017.2731048

Niitsuma H., Maruyama T. (2010). Sum of absolute difference implementations for image processing on FPGAs. *2010 International Conference on Field Programmable Logic and Applications*. P. 167–170.

Nuth C., Kääb A. (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*. Vol. 5. P. 271–290. https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011

Psarakis E., Evangelidis G. (2005). An Enhanced Correlation-Based Method for Stereo Correspondence with Sub-Pixel Accuracy. *10th IEEE International Conference on Computer Vision (ICCV)*, Oct 2005, Beijing, China. P. 907–912. https://doi.org/ff10.1109/ICCV.2005.33f

R Core Team (2021). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria [Electronic data]. Access way: https://www.r-project.org (access date: 01.01.2022)

Revuelto J., López-Moreno J.I., Alonso-González E. (2021). Light and shadow in mapping alpine snowpack with unmanned aerial vehicles in the absence of ground control points. *Water Resources Research*. Vol. 57. No. 6. P. e2020WR028980. http://dx.doi.org/10.1029/2020WR028980

Sergeikharchenko/rhydrodemcoreg: The R tool for DEMs coregistration with keeping of hydrologically correctness [Electronic Data]. Access way: https://github.com/sergeikharchenko/rhydrodemcoreg (access date: 01.04.2022).

Shean D.E., Alexandrov O., Moratto Z.M. et al. (2016). An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very high-resolution commercial stereo satellite imagery. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens*. Vol. 116. P. 101–117. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012

Śledź S., Ewertowski M.W., Piekarczyk J. (2021). Applications of unmanned aerial vehicle (UAV) surveys and Structure from Motion photogrammetry in glacial and periglacial geomorphology. *Geomorphology*. Vol. 378. P. 107620. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107620

Walker J.P., Willgoose G.R. (1999). On the effect of digital elevation model accuracy on hydrology and geomorphology. *Water Resources Research*. Vol. 35 (7). P. 2259–2268. https://doi.org/10.1029/1999WR900034

Woodrow K., Lindsay J.B., Berg A.A. (2016). Evaluating DEM conditioning techniques, elevation source data, and grid resolution for field-scale hydrological parameter extraction. *Journal of hydrology*. Vol. 540. P. 1022–1029. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.018

Zhengyou Zh. (1994). Iterative point matching for registration of free-form curves and surfaces. *International Journal of Computer Vision*. No. 13 (12). P. 119–152.