

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 ДАННЫМИ)[#]

© 2023 г. С. В. Шварев^{1,2,*}, М. Ю. Александрин¹, М. М. Иванов^{1,3}, В. Н. Голосов^{1,3}¹ Институт географии РАН, Москва, Россия² Институт физики Земли РАН, Москва, Россия³ 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, сейсмостектонических 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, сейсмостектонических 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 $\approx 2 \times 2.5$ км с высотой бровки ≈ 1900 м, а тыло-

вого 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 высотам (≈ 2000 м) и на равном удалении (≈ 40 км) к ЮЗ и СВ от оз. Хорлакель, можно принять среднегодовую температуру $\approx +3^\circ\text{C}$, 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 ($D_{1-2}kz$), состоящей из лав разного состава, перемежающихся с пирокластическими и осадочными, преимущественно терригенными (конглобрекциями, алевролитами, 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 ($Az_{пл} 220$ – $230^\circ \pm 70^\circ$). 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 ($Az_{пл} 180$ – $190^\circ \pm 5^\circ$) 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-

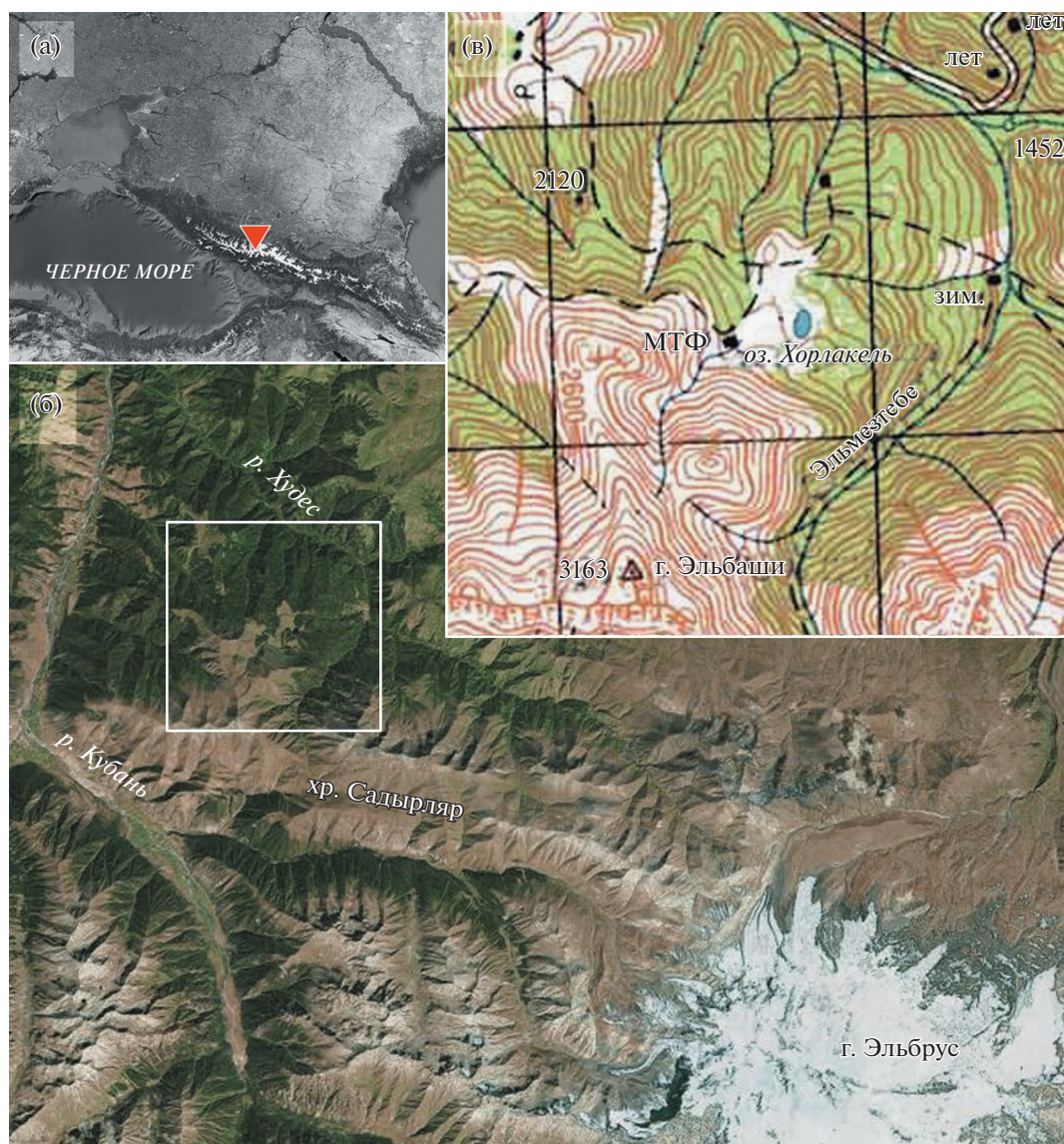


Рис. 1. Расположение района работ. (а) – обзорная схема Кавказа и окрестностей; (б) – северо-западное Приэльбрусье; (в) – район исследований.

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. Хорлакедь, представляет собой клиновидный горст, ограниченный на севере кулисообразными взбросовыми сегментами Северного разлома. Ломанные 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-неоплей-

стоценовыми-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.

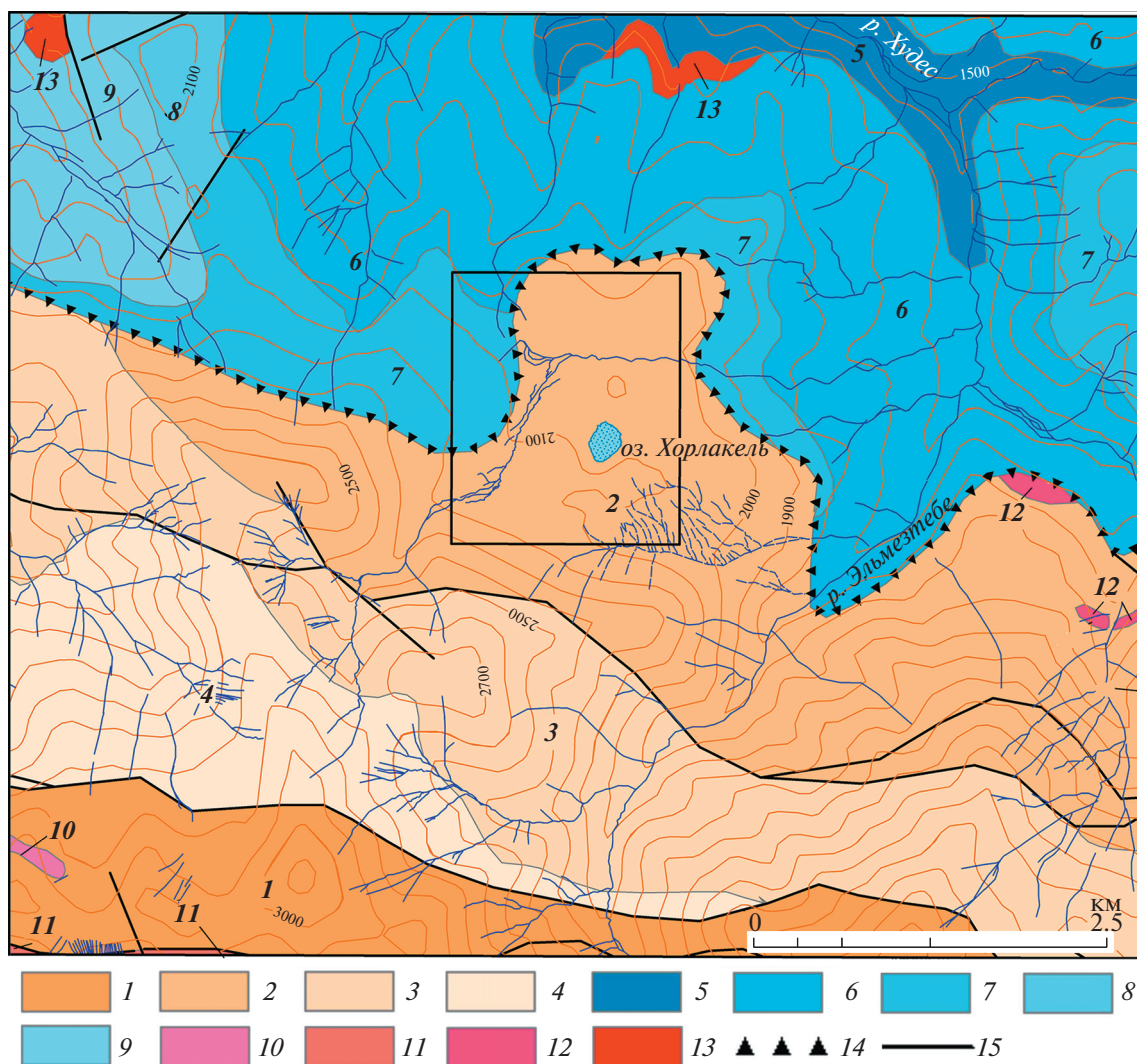


Рис. 2. Схема дочетвертичных образований (Письменный и др., 2004). 1 – даутская свита (D_{1-dt}), эффузивы базальтового и основного состава; 2 – кызылкольская свита (D_{1-kz}), лавы основного и среднего состава с горизонтами спилитов и прослоями яшм, конглобрекций, алевролитов, сланцев; 3 – эльмезтюбинская свита (D_{2-el}), кремнистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, туффиты, туфобрексии, песчаники; 4 – картджюрская свита (D_{2-kr}), песчаники с прослоями аргиллитов, алевролитов и конгломератов; хумаринская свита: 5 – нижняя подсвита (J_{1hm1}), конгломерато-брексии, глинисто-алевритовые сланцы, песчаники, 6 – средняя подсвита (J_{1hm2}) переслаивание аргиллитов, песчаников и углей, 7 – верхняя подсвита (J_{1hm3}), песчаники; 8 – шоанская свита (J_{1shn}), туфобрексии, туфы, туффиты, лавы, лавобрексии; 9 – джигиатская свита (J_{1-dz}), 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'mennyy et al., 2004). 1 – Daut formation (D_{1-dt}), effusions of basalt and basic composition; 2 – Kyzylkol formation (D_{1-kz}), lavas of the main and of medium composition with horizons of spilites and interlayers of jasper, conglobreccia, siltstone, shale; 3 – Elmeztyubinsk formation (D_{2-el}), siliceous shales, siltstone, mudstone, tuffite, tuffobrecchia, sandstones; 4 – Kartdzhur formation (D_{2-kr}), sandstones with interlayers of mudstone, siltstone and conglomerates; Khumara formation: 5 – lower sub-formation (J_{1hm1}), 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, tufts, tuffites, lavas, lavobrecias; 9 – the Dzhigiat formation (J_{1-dz}), 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. Хорлакедь 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. Хорлакедь. 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, Тырнауз-Пшекишская шовная зона, расположенная в 5 км к югу от оз. Хорлакедь (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. Хорлакедь (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. Хорлакедь

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/srtm-data/>). Полевые работы включали: маршрутные обследования, шурфовку, бурение ручным буром Eijkelpamp с описанием разрезов рыхлых отложе-

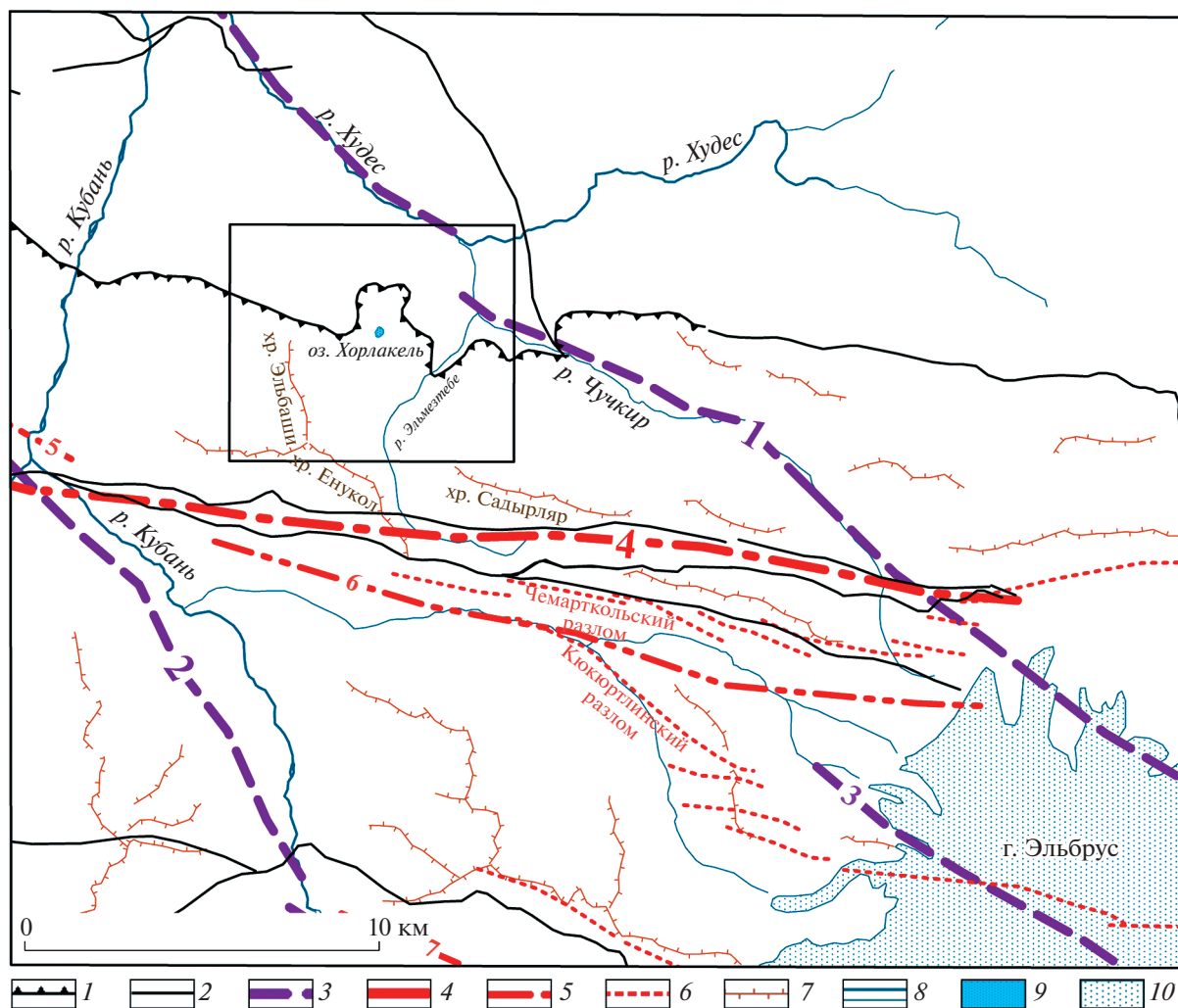


Рис. 3. Структурно-тектоническая схема района исследований. Главные разломы (Письменный и др., 2004): 1 – надвиги, 2 – с неопределенной кинематикой; активные разломы: 3 – главные по (Бачманов и др., 2018), 4 – главные по (Рогожин и др., 2014), 5 – второстепенные по (Рогожин и др., 2014), 6 – разрывы 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 Khorlaket; 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 радиоугле-

родного 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 централь-

ной 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°C) 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°C), 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 (ТОС).

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. Хорлакедь, 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 про-

лювиальным конусом по восточной периферии и котловиной озера по западной периферии; 5) холмисто-седловинная гряда северо-восточного простираения 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 простираения. 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. Хорлакедь). 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. Хорлакедь 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. Кильяну (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 взбросо-надвига; б) локализацией в линейной зоне, контролируемой крупным ЗСЗ морфолинеаментом вдоль тылового шва Хорлакедьской ступени; в) локальными ограничениями и формой отдель-

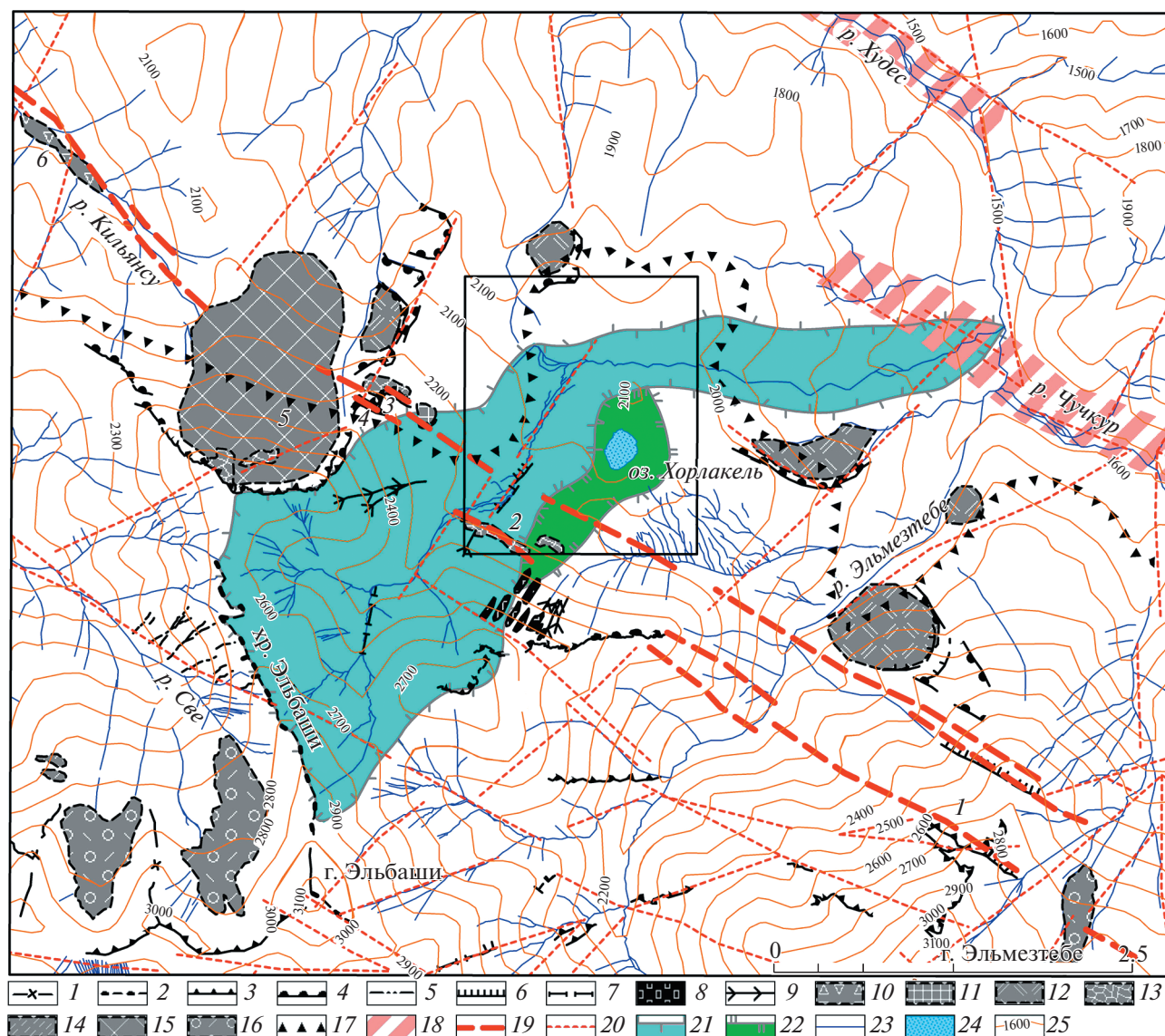


Рис. 4. Фрагмент схемы дешифрирования космических снимков с характерными формами рельефа, отражающими структурные и динамические признаки. Водоразделы разных порядков, гребни. Симметричные: 1 – резкие, 2 – округлые; асимметричные: 3 – резкие, 4 – округлые; 5 – открытые трещины; линейные элементы рельефа: 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 (обваловно-оползневой); 16 – ледниковые отложения (моренные гряды и холмы в днищах долин); 17 – Северный взброс-надвиг – ограничение структур Передового (Бокowego) 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.

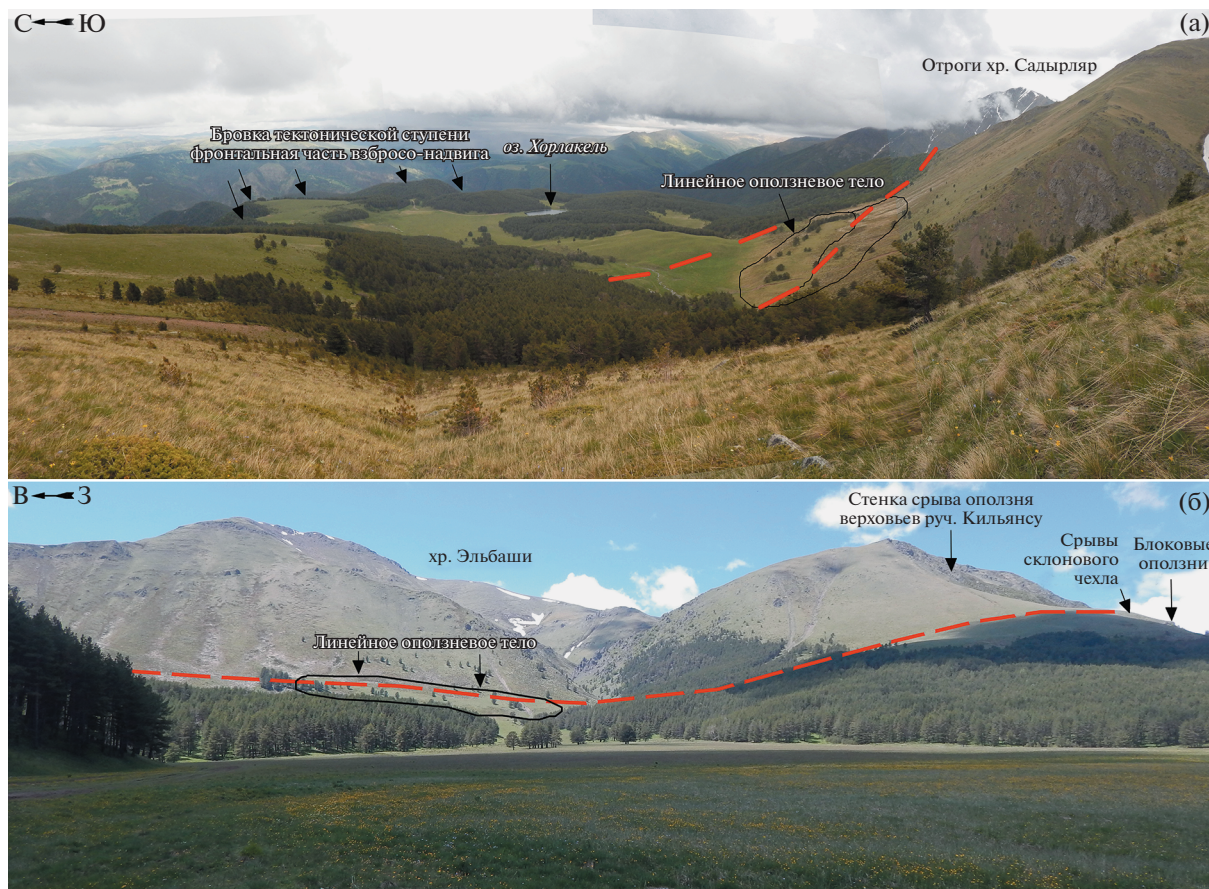


Рис. 5. Вид с запада на тектоническую ступень и котловину оз. Хорлакель (а) и с севера на тыловую часть тектонической ступени и отроги хр. Эльбаши (б). Красная пунктирная линия — зона морфолинеамента, предположительно активизированного разрывного нарушения.

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 (b). 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 оползневоего массива (6) с сопряженной пролювиально-селевой террасой (7) в верховьях р. Кильяну связана с наиболее выдержанной по про-

стиранию, 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 сеймопроводящую 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. Кильяну.

Fig. 6. Block landslides and linear breakdowns of the slope cover. (a) — 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.

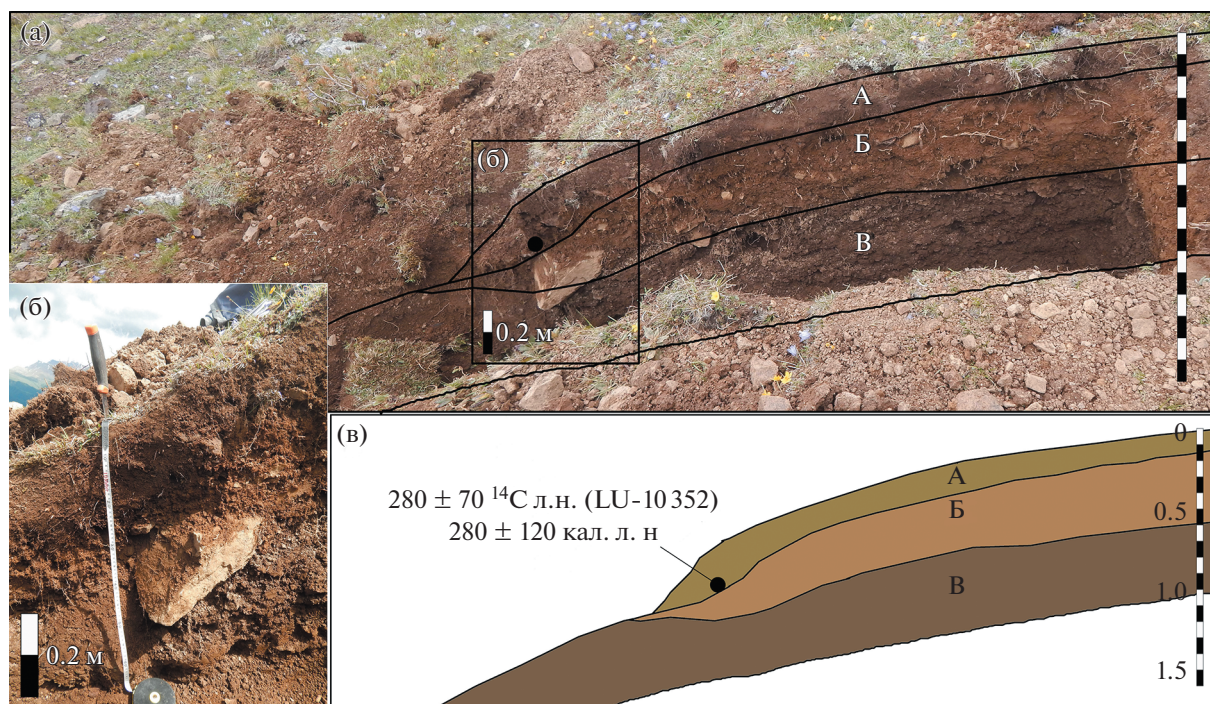


Рис. 7. Канва вкрест простираия линейной зоны срыва склонового чехла. (а) — общий вид канавы; (б) — участок отбора образца почвы; (в) — принципиальная схема разреза с датировкой образца, отобранного на границе почвы и склонового чехла (А — почвенно-растительный слой, Б — склоновый чехол, В — разборная скала).

Fig. 7. A trench across the stretch of the linear zone of failure in the slope cover. (a) — 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 (A — soil and vegetation layer; Б — slope cover; В — collapsible rock).

мелких глыб; В — разборная скала, дресвяно-щебнистый 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 простираию стенки отрыва блокового оползня, расположенного в 50 м ниже по склону (рис. 5, (а)) и простираию 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. Кильяну с этим событием. Судя по развитому почвенно-растительному покрову на

их приривочных 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. Строеие водосборов оз. Хорлакель и руч. Эльбаши и развитие флювиального рельефа

Современный водосбор оз. Хорлакель бессточный, площадью ≈ 0.6 км², 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. Эмзетебе. Бессточный водосбор оз. Хорлакель с западной стороны примыкает к бассейну безымянного ручья (далее — Эльбаши). Ручей Эльбаши является основной артерией, дренирующей тектоническую ступень, а строеие

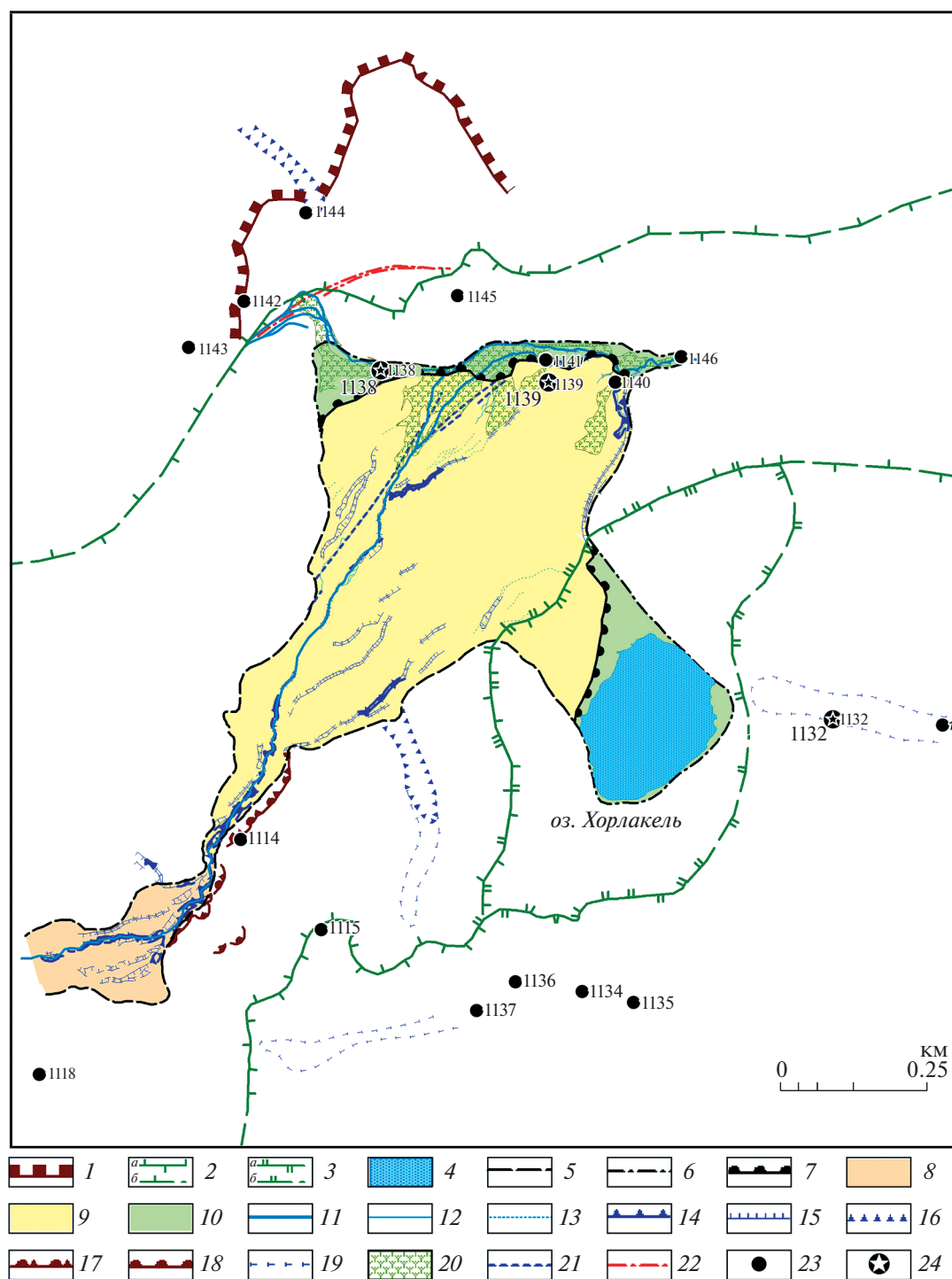


Рис. 8. Геоморфологическая схема водосбора оз. Хорлакель и прилегающей территории. 1 – бровка внешнего уступа тектонической ступени; границы водосборов: 2 – ручья (а – установленные по детальной ЦМР, б – условные, определенные по топокарте 1: 100 000), 3 – оз. Хорлакель (а – установленные по детальной 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 – транзитивно-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; линейменты: 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 км² 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 врезаемых 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 $S \approx 0.3$ км², 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 перекося 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 перебива 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 пререзается 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 Khorlaket 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, b — conditional, defined by a topography map 1 : 100000); 3 — of the Lake Khorlaket (a — established by a detailed DEM, b — conditional, defined by a topography map 1 : 100000); 4 — the Lake Khorlaket; 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.

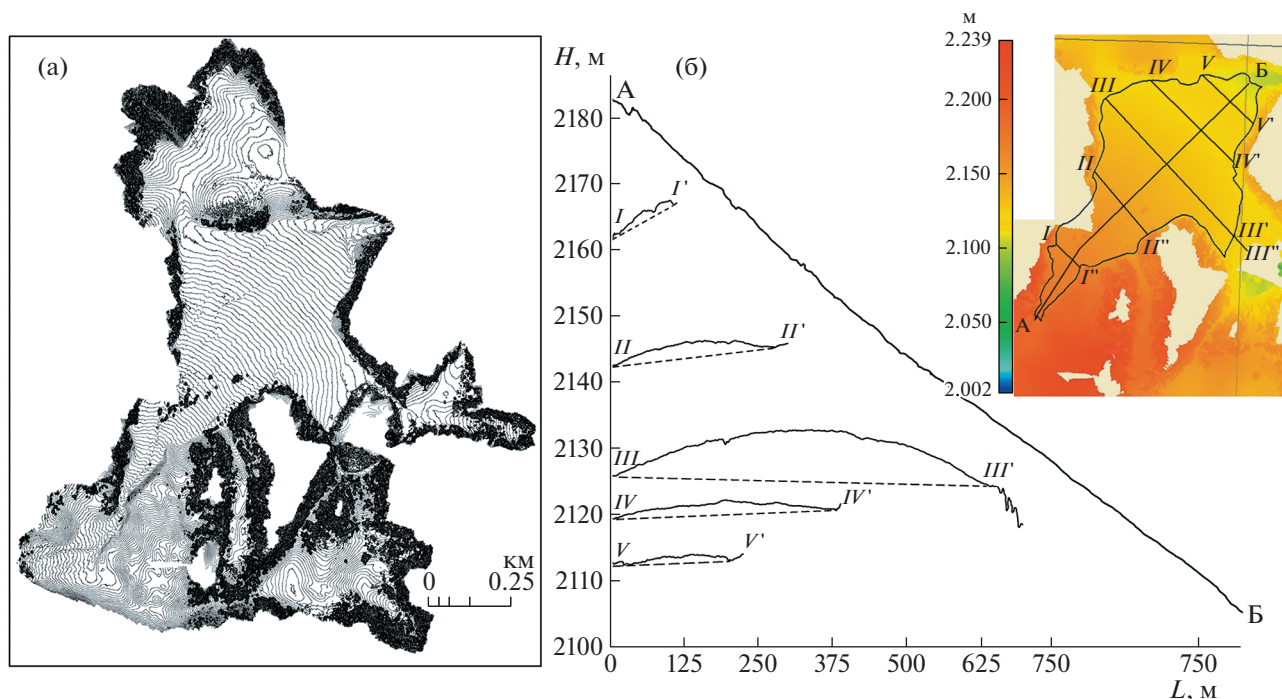


Рис. 9. Цифровая модель рельефа территории по результатам съемки БПЛА (только для незалесенных участков): (а) — схема с сечением горизонталей 1 м, (б) — поперечные и продольный профили через конус выноса.

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.).

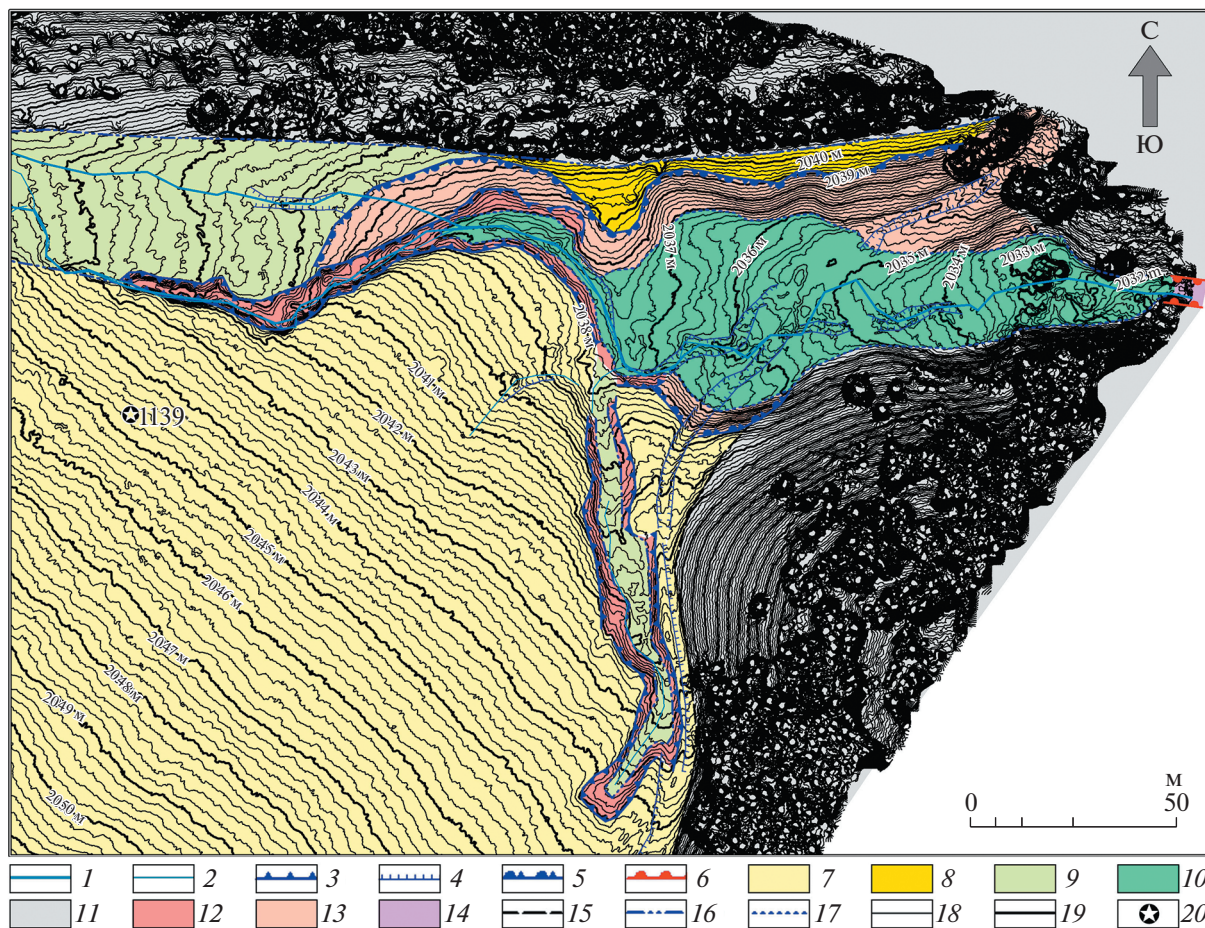


Рис. 10. Дистальная часть конуса выноса. Элементы гидрографической сети: 1 – русло ручья, 2 – русла временных водотоков; бровки уступов: 3 – эрозионных основных, 4 – второстепенных, 5 – эрозионно-денудационных, 6 – эрозионно-тектонических; террасовидные поверхности: 7 – пролювиального конуса выноса, 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: 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; iso-hypses: 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. Хорламель (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 субэральным торфонакоплением (рис. 11). Однако, если в первых двух случаях замкнутая котловина, в которой расположен пролювиальный

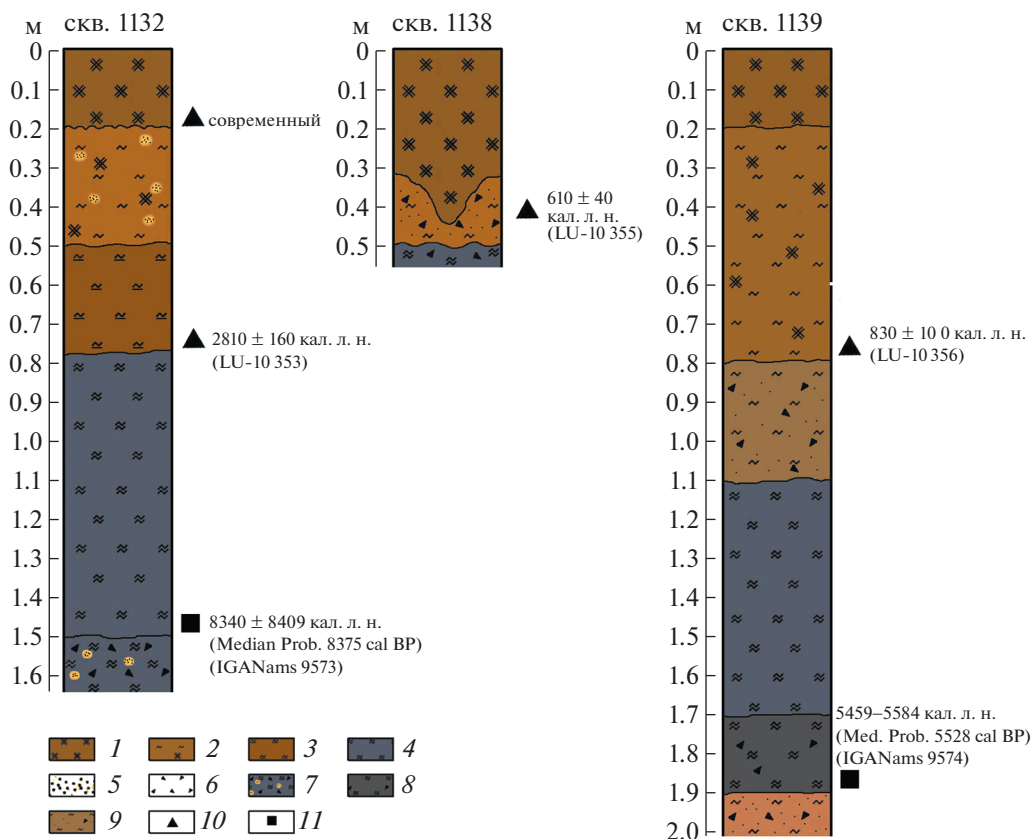


Рис. 11. Колонки скважин. 1 – торф; 2 – суглинок оторфованный; 3 – гиттия; 4 – глина; 5 – песок; 6 – дресва; 7 – глины, опесчаненные с дресвой; 8 – глины с дресвой; 9 – суглинки, опесчаненные с дресвой; 10 – образцы ^{14}C ; 11 – образцы AMS.

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. Эль-мезтебе. 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. Керна 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 удрежденной, 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	Подшва 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 (подшва), гл. 0.35–0.45 м	650 ± 60	610 ± 40
1139-2	LU-10356	Суглинок с торфом (подшва), 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 Khorlaket

№	Индекс IGAN _{AMS}	Керн, глубина см	Глубина сводная, см	Материал	Возраст ^{14}C , BP (1 σ)
1	8309	HOR 2, 1–2	1–2	Массовый образец (ТОС)	560 ± 30
2	8310	HOR 2, 30–31	30–31	ТОС	560 ± 30
3	8311	HOR 2, 60–61	60–61	ТОС	1160 ± 30
4	8312	HOR 2, 90–91	90–91	ТОС	1510 ± 30
5	8313	HOR 2, 117–118	117–118	ТОС	1890 ± 20
6	7254	HOR 1, 10–11	10–11	ТОС	1490 ± 20
7	7255	HOR 1, 49–50	144–145	ТОС	3005 ± 20
8	7256	HOR 1, 70–71	165–166	ТОС	4330 ± 20
9	7257	HOR 1, 90–91	185–186	ТОС	4215 ± 20
10	7258	HOR 1, 113–114	208–209	ТОС	4620 ± 20
11	7259	HOR 1, 140–141	235–240	ТОС	5120 ± 20
12	7260	HOR 1, 165–166	260–261	ТОС	4070 ± 30
13	7261	HOR 1, 191–192	286–287	ТОС	4510 ± 20
14	7262	HOR 1, 213–214	308–309	ТОС	5255 ± 20
15	7263	HOR 1, 222–223	317–318	ТОС	6700 ± 25
16	7264	HOR 1, 241–242	336–337	ТОС	9450 ± 30
17	7265	HOR 1, 247–248	342–343	ТОС	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. –

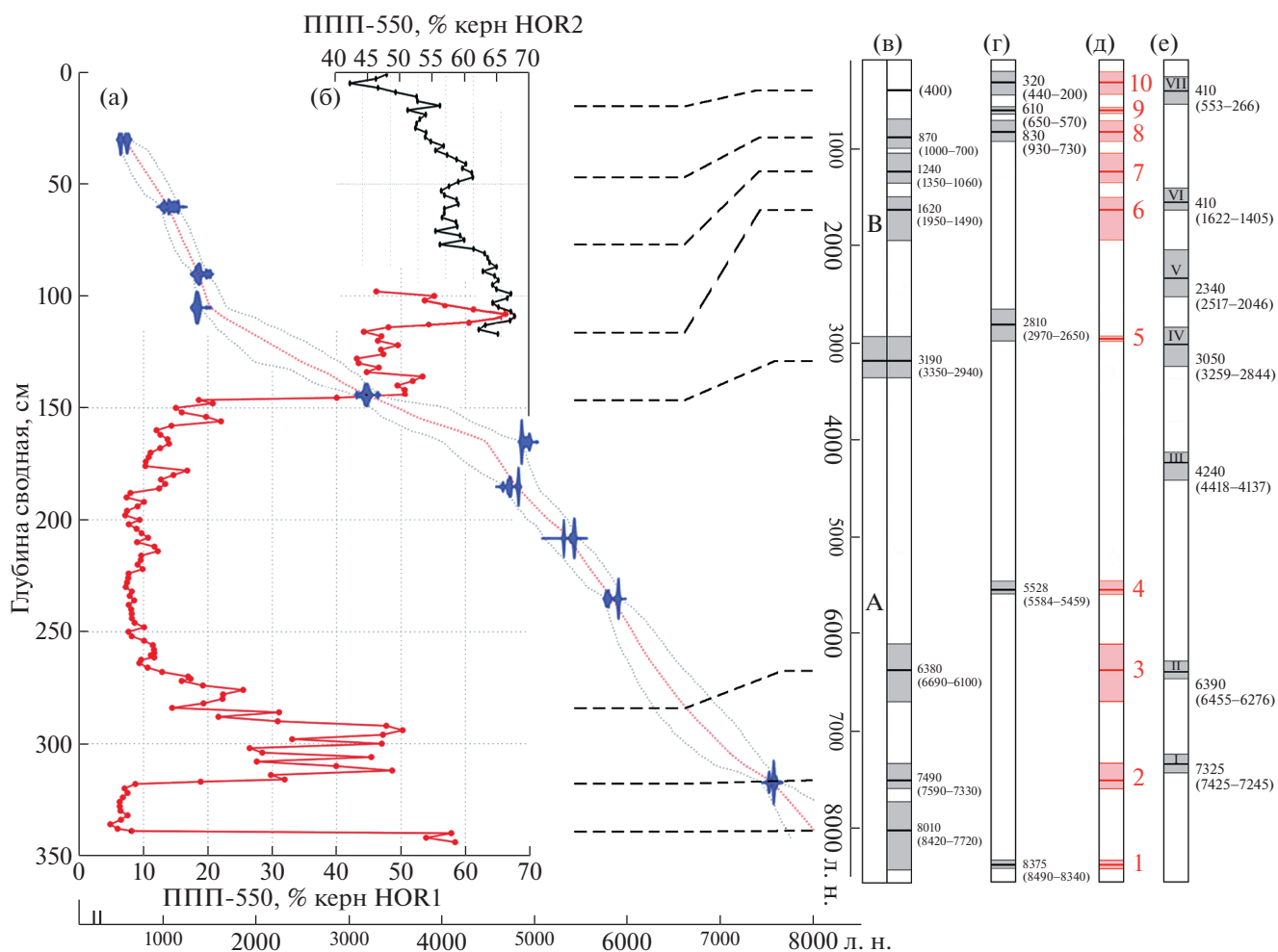


Рис. 12. Сопоставление лито-стратиграфических и геодинамических данных: анализ колонок донных отложений (А–В). (а) – результаты анализа на потери при прокаливании (550°C); (б) – возрастная модель, созданная на основе радиоуглеродных дат из двух кернов; (в) – основные этапы и эпизоды осадконакопления 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). (a) – 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 Khorlaket; (г) – the main episodes of sedimentation according to the analysis of sediment cores outside the Lake Khorlaket; (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% ПП-550);
2. 8420–7720/7590–7330 кал. л. н. – глины (5–7% ПП-550);
3. 7590–7330/6690–6100 кал. л. н. – гиттия (с резкими колебаниями содержания органики преимущественно в диапазоне 25–50% ПП-550);
4. 6690–6100/3350–2940 кал. л. н. – глины (7–25% ПП-550);

5. 3350–2940/1950–1490 кал. л. н. – гиттия (43–53% ПП-550);

6. 1950–1490/1350–1060 кал. л. н. – гиттия (63–67% ПП-550);

7. 1350–1060/1000–700 кал. л. н. – гиттия (55–60% ПП-550);

8. 1000–700/(400) кал. л. н. – гиттия (с тенденцией к снижению органической составляющей 61–51% ПП-550);

9. (400)/наст. вр. – гиттия (с тенденцией к снижению органической составляющей 56–42% ПП-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 Khorlaket and the surrounding area

№	Рубежи	Периоды	События			Склоны
	Возраст, кал. тыс. л. н.	Пролувиальный шлейф	Оз. Хорлакель	Ложбина стока		
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 отступления 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. Пролувиальный 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 $\approx 4\text{--}5$ м ($h_{\text{над у. м.}} = 2048\text{--}2049$ 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 предположить 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 подпруды. Подпрудное озеро на этом этапе имело площадь ≈ 0.06 км², максимальную глубину ≈ 9 м и объем (исходя из средней глубины 4–5 м и относительно прямого профиля дна) $\approx 0.00025\text{--}0.0003$ км³.

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-

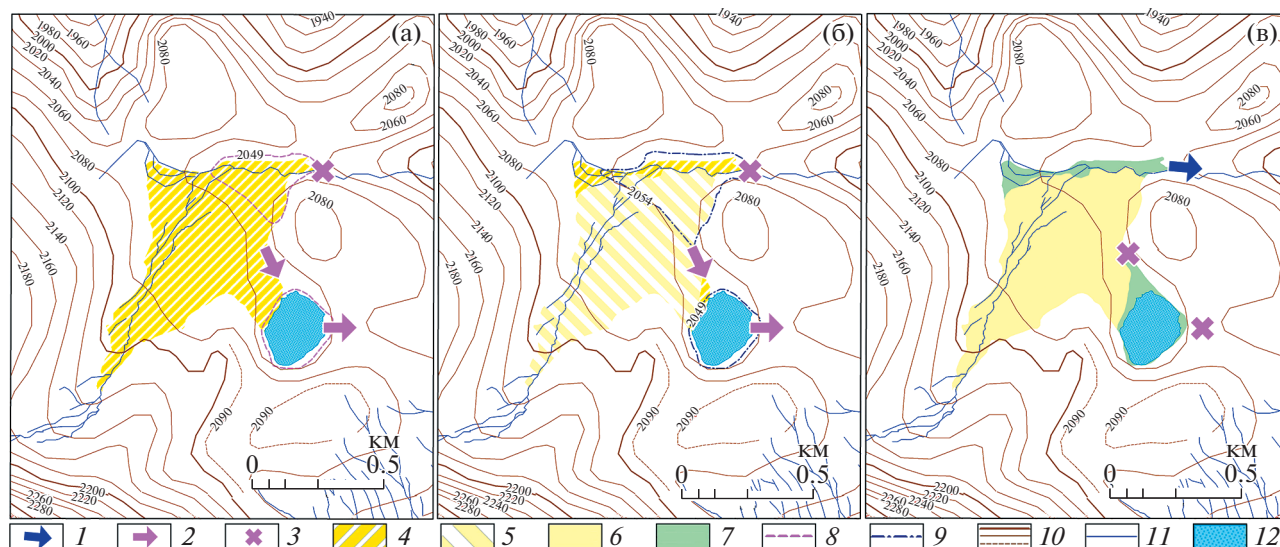


Рис. 13. Реконструкция изменений стока. (а) – событие 1 (8.41–8.34 кал. тыс. л. н.); (б) – событие 4 (5.58–5.46 кал. тыс. л. н.); (в) – событие 8 (0.93–0.73 кал. тыс. л. н.). 1 – современное направление стока; 2 – реконструируемые направления “сифонного” стока; 3 – прекращение (частичное или полное) 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. (a) – 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 субэвральным 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 палеозера; 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-

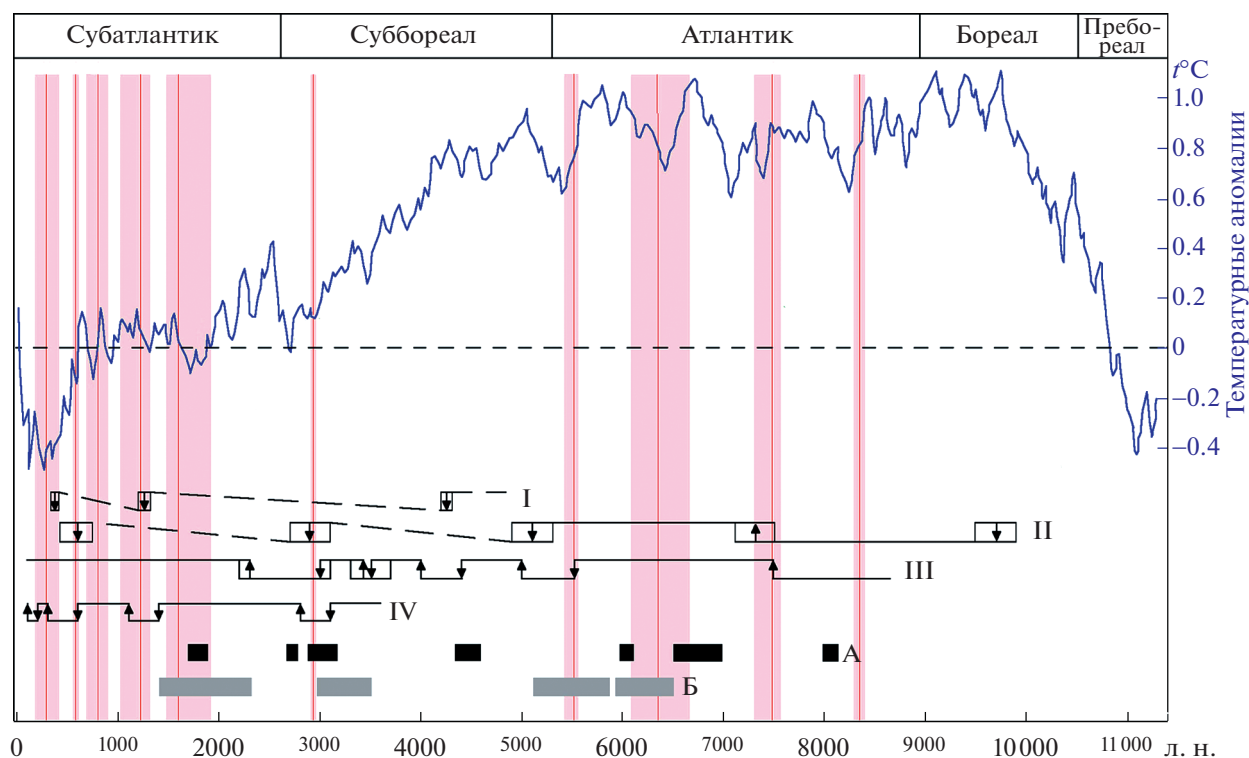


Рис. 14. Сравнительный анализ климатических изменений, вулканических событий и стратиграфических рубежей на водосборе и в донных осадках оз. Хорлакедь. Колебания климата на Центральном Кавказе по данным: I – по (Kvavadze, Efremov, 1996), II – по (Серебряный и др., 1984), III – по (Князев и др., 1992); 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. Хорлакедь 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 Khorlaket. 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), B – by a (Mazneva et al., 2021); sedimentation boundaries for the Lake Khorlaket 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 осадкона-

копления в оз. Хорлакедь 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. Хорлакедь. В эксплозивно-эффузивной активности Эльбруса известно семь основных эпизодов¹: 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. (Богатилов 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. Хорлакедь (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 первом 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 (Богатилов 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 вул-

канических 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 Хорлакедь. 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. Хорлакедь 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 Хорлакедь. Подпрудный водоем, существовавший, как минимум, в дистальной части конуса выноса, являлся единым пра-озером, периферической частью которого являлось современное оз. Хорлакедь. 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 Хорлакедь кластическим материалом, выносимым с водосбора руч. Эльбаши, привело в итоге к полной изоляции современной котловины оз. Хорлакедь от водосбора ручья, которое произошло в последние ≈ 1 тыс. л. н. Часть литостратиграфических рубежей, выявленных в донных отложениях оз. Хорлакедь, 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>
- Богатилов 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 К-Аг 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 Эльбурского 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 К-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., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И. и др. (2014). Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН. 256 с.
- Рогожин Е.А., Овсяченко 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](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 ¹⁴C 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 mechanism 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 Khorlaket, 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 Elbash 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 Khorlaket (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.gin-ras.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](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

- tion 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.