

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК: 551.33; 551.7.024; 550.93

DOI: 10.15372/KZ20240204

EDN: ILRVEM

ДОННЫЕ ОСАДКИ КАК ПРИРОДНАЯ ЛЕТОПИСЬ ДЕГЛЯЦИАЦИИ
В БАСЕЙНЕ ОЗЕРА СЫЛТРАНКЁЛЬ, ПРИЭЛЬБРУСЬЕМ.М. Иванов^{1,2,*}, А.Л. Гуринов¹, В.Н. Голосов^{1,2}, Н.В. Кузьменкова^{1,3}, М.Ю. Александрин¹,
М.И. Успенский^{1,2}, И.Г. Шоркунов¹, Е.В. Гаранкина^{1,2}¹ Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29/4, Россия² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, химический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1/10, Россия*Автор для контакта; e-mail: ivanovm@igras.ru

Реконструирована история деградации оледенения в бассейне высокогорного озера Сылтранкель (Приэльбрусье, Северный Кавказ) с конца XIX до конца XX в. В 2022 г. произведено комплексное обследование котловины озера, включившее отбор отложений и их последующее радиоизотопное датирование, анализ структур, текстур и гранулометрического состава, подсчет варв. Параллельно проанализирована совокупность литературных источников, топографических карт, наземных фотографий, космо- и аэрофотоснимков и собственных полевых наблюдений для определения положения краев ледников на разных временных этапах. Выделены четыре этапа в формировании донных осадков, коррелирующие с состоянием горного оледенения и изменениями конфигурации озерного водосбора. Сходимость результатов, полученных на основании независимых источников, подтверждает высокую методическую ценность исследования донных осадков горных озер как одного из немногочисленных архивов природной среды, фиксирующих изменения оледенения в динамичных природных условиях высокогорий.

Ключевые слова: донные отложения, горные озёра, горные ледники, дегляциация, сток наносов, радиоизотопы, варвы, палеоархивы, Северный Кавказ.

Ссылка для цитирования: Иванов М.М., Гуринов А.Л., Голосов В.Н., Кузьменкова Н.В., Александрин М.Ю., Успенский М.И., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В. Донные осадки как природная летопись дегляциации в бассейне озера Сылтранкель, Приэльбрусье // Криосфера Земли, 2024, т. XXVIII, № 2, с. 33–46. DOI: 10.15372/KZ20240204. EDN: ILRVEM.

BOTTOM SEDIMENTS AS A NATURAL RECORD OF DEGLACIATION
IN THE BASIN OF LAKE SYLTRANKEL, ELBRUS REGIONМ.М. Ivanov^{1,2,*}, A.L. Gurinov¹, V.N. Golosov^{1,2}, N.V. Kuzmenkova^{1,3}, M.Yu. Alexandrin¹,
M.I. Uspenskiy^{1,2}, I.G. Shorkunov¹, E.V. Garankina^{1,2}¹ Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane 29/4, Moscow, 119017 Russia² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Leninskie Gory 1, Moscow, 119991 Russia³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Chemistry, Leninskie Gory 1/10, Moscow, 119991 Russia*Corresponding author; e-mail: ivanovm@igras.ru

Deglaciation history of the Syltrankel high-mountain lake basin (Mt. Elbrus region, Northern Caucasus) from the end of the 19th to the end of the 20th centuries was reconstructed. In 2022, a comprehensive examination of the area was carried out, including sampling of the bottom sediments and following radioisotope dating, structural and textural analysis. Simultaneously, a set of published sources; topographic maps; ground, satellite, and aerial photographs; and field observations was analyzed to determine the positions of the edges of glaciers at different times. In the formation of bottom sediments, four stages were identified correlating with the state of mountain glaciation and changes in the configuration of the lake's drainage area. Converging results obtained on the basis of independent sources indicate the high methodological value of studying bottom sediments of mountain lakes as one of the few environmental archives that record glaciation changes in the dynamic conditions of high mountains.

Keywords: bottom deposits, mountain lakes, mountain glaciers, deglaciation, sediment yield, radioisotopes, varves, paleoarchives, Northern Caucasus.

ВВЕДЕНИЕ

Процесс интенсивной дегляциации горных территорий можно считать одним из главных проявлений трансформации природной среды в условиях глобальных изменений климата [Nesje, Dahl, 2000; Solomina et al., 2016; Brighenti et al., 2019]. Ледники высокочувствительны к климатическим флуктуациям. На Кавказе последовательная деградация ледников началась в 1840-х гг. с краткими периодами роста и стабилизации в 1860–1880-х, 1910–1920-х и 1970–1980-х гг. (подробный обзор см. в [Solomina et al., 2016]) и продолжается по сей день, что в отдельных случаях приводит к катастрофическим последствиям [Черноморец и др., 2018].

Как отмечено в работе [Carrivick, Tweed, 2021], изменение стока наносов в условиях дегляциации остается плохо исследованной проблемой, несмотря на значительные усилия, потраченные на выявление пространственно-временной изменчивости стока, формирующегося при таянии ледников [Huss, Hock, 2018]. Построение выводов о долгосрочных изменениях стока наносов затрудняется отсутствием временных рядов наблюдений [Hodgkins et al., 2003]. Преодоление недостаточности таких данных требует применения разных косвенных свидетельств изменений природной среды, наблюдаемых в архивах природной среды. Донные осадки озер являются таким природным архивом.

На территории Кавказа насчитывается более 1500 озер различного происхождения [Ефремов, 1988], значительную часть которых составляют высокогорные бассейны, чей водный баланс определяется талым ледниковым стоком. Детальные исследования осадконакопления сравнительно немногочисленны, но их количество уверенно растет в последние годы [Дарьин и др., 2015; Messenger et al., 2013; Alexandrin et al., 2018; Kuzmenkova et al., 2020, 2022; Grachev et al., 2021; Cherpurnaya et al., 2022].

Настоящее исследование ставит своей целью реконструировать историю формирования стока наносов, поступавших в котловину озера Сылтранкель в период интенсивной дегляциации XIX–XX вв. В качестве основы для реконструкции были произведены отбор и комплексный анализ колонки донных отложений. Также был собран и проанализирован набор документальных данных о состоянии ледникового покрова бассейна озера за период с конца XIX в. Полевые исследования позволили дополнительно верифицировать данные. Полученные независимыми методами результаты были сопоставлены друг с другом.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Котловина озера и истоки р. Сылтран-Су – сложно устроенный ступенчатый ледниковый цирк, окруженный скалистыми отрогами Бокового хребта. Сылтранкель – наиболее крупное каро-

вое озеро на территории Центрального Кавказа в бассейне р. Терек. Оно расположено в верховьях бассейна р. Сылтран-Су на высоте 3184 м, в 17 км к востоку от г. Эльбрус (43.325758° с.ш., 42.673793° в.д.) (рис. 1). На настоящий момент его площадь составляет около 147 000 м², максимальная глубина 35 м, объем воды около 2 115 000 м³. Каровое кресло выработано ледником в массиве мелко- и среднезернистых гранитов. Сток из озера осуществляется по двум каналам стока, пересекающим скальный порог на северо-восточной и юго-восточной окраинах озера.

Доминантами в окрестностях озера являются вершины гор Мукал (3899 м, на западной границе бассейна) и Сылтранкель-Баши (3827 м, на южной границе). Их отроги и скальные гребни образуют систему локальных водоразделов, которые делят водосборный бассейн озера на несколько частично изолированных друг от друга небольших долин и каров. В западной и юго-западной частях водосборного бассейна сохраняются небольшие ледники, прижатые к северным скалистым склонам вершин Мукал и Сылтранкель-Баши. Ледниковый сток питает два наиболее полноводных ручья, которые открываются в озеро широкими дельтами, являясь основными поставщиками наносов в котловину.

Методика исследований, направленных на выявление взаимосвязей между стоком наносов и морфолитодинамическими процессами, сопровождавшими дегляциацию на водосборе озера, включает три блока, а именно: 1) сбор и систематизация исторических, архивных, разновременных карт, данных дистанционного зондирования и опубликованных работ, позволяющих реконструировать изменения оледенения на водосборе за последние 150–200 лет; 2) комплекс полевых исследований; 3) аналитическую обработку образцов, отобранных в процессе исследования.

Документальные источники о состоянии оледенения на водосборе оз. Сылтранкель могут быть разделены на три категории: текстовые свидетельства, картографический материал, аэрофотосъемка и космические снимки. Полученные материалы позволили оценить состояние ледников для нескольких временных интервалов.

Полевые работы проводились на водосборе озера в течение двух полевых сезонов. В июле–августе 2022 г. отобраны донные осадки из котловины озера. В августе 2023 г. в рамках полевых маршрутов производилось визуальное обследование состояния ледников в наиболее отдаленных частях бассейна, где материалы дистанционного зондирования не могли быть однозначно проинтерпретированы.

Перед отбором проб донных отложений глубина озера промерена с помощью эхолота Deeper DP4N10S102. Исходя из полученной в онлайн-режиме батиметрической карты (рис. 2), были вы-

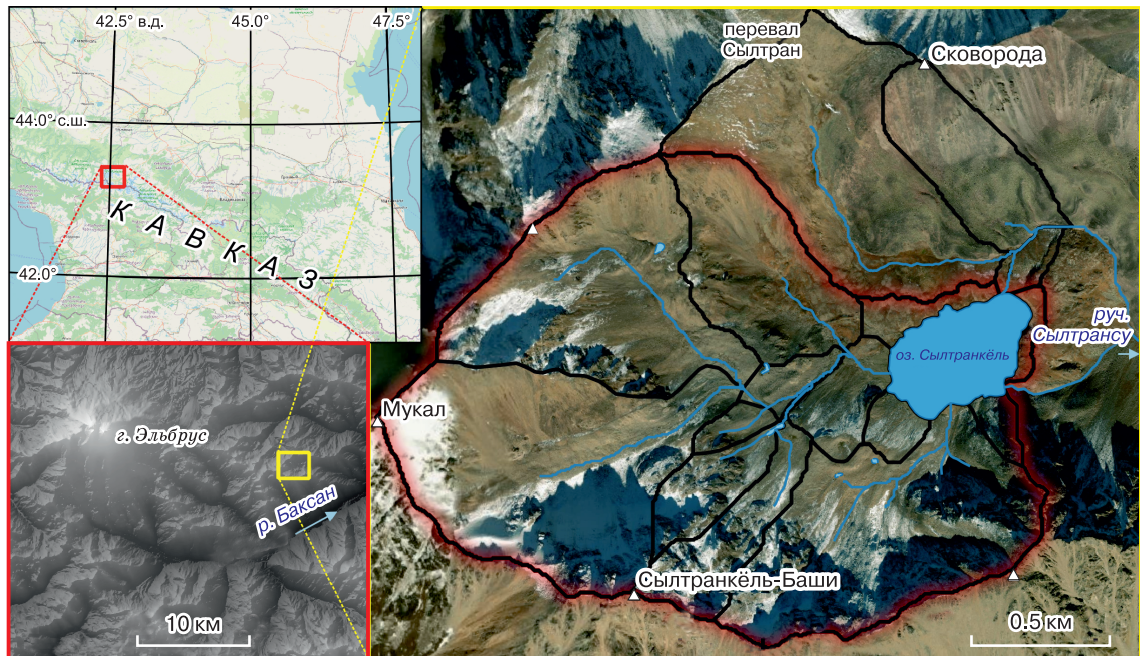


Рис. 1. Расположение озера Сылтранкель.

Черные линии – локальные водоразделы, красные – граница водосбора озера.

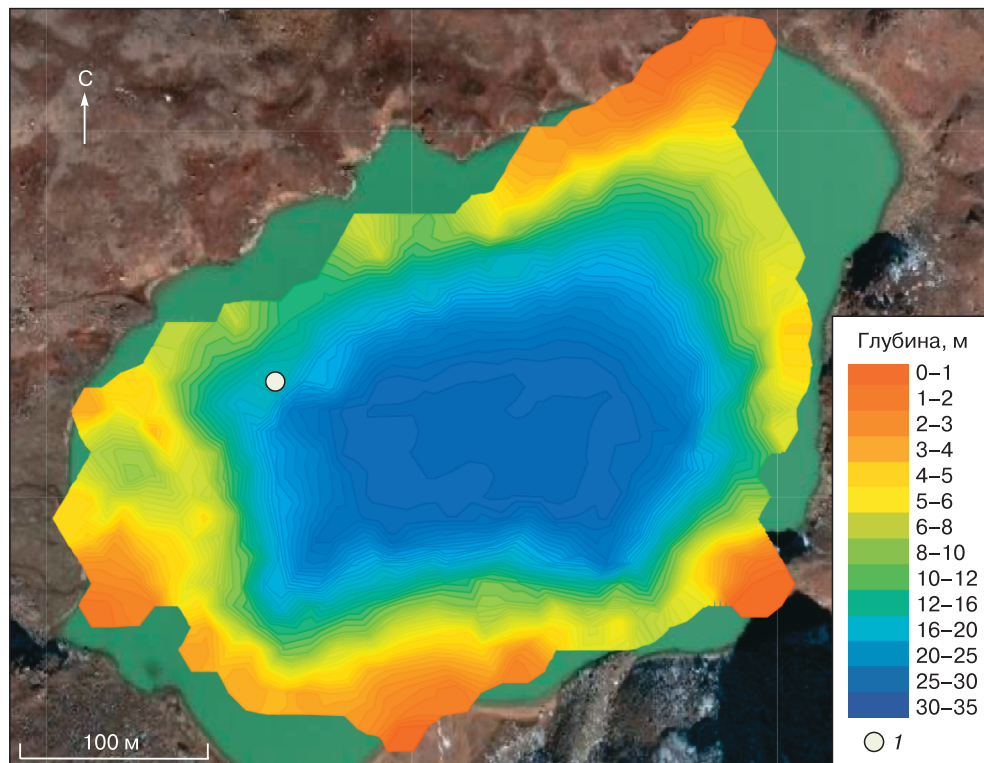


Рис. 2. Результаты батиметрической съемки и точка расположения отобранной колонки донных отложений.

1 – точка отбора колонки донных отложений.

браны точки бурения. Отбор донных отложений выполнен с помощью поршневого пробоотборника [Nesje, 1992] в трубу из поливинилхлорида диаметром 110 мм. Механизм пробоотбора подразумевает потерю некоторой водонасыщенной части приповерхностной пачки донных отложений, поэтому ожидалось, что информация о нескольких годах, предшествующих году пробоотбора, не будет получена. Нижний предел отбора отложений определялся возможностью проникновения пробоотборника в осадок с его последующим безопасным извлечением. В силу того, что длина тросов пробоотборника была ограничена 25 м, отбор кернов донных отложений не мог быть произведен в самой глубокой части водоема (около 36 м). Поэтому выбирались более мелководные выложенные участки дна, где вязкопластичные деформации водонасыщенного осадка должны сказываться минимально на качестве отбора. Удалось отобрать одну колонку отложений на глубине 15 м, в районе впадения наиболее крупного водотока с запада. Крупнообломочный материал остановил продвижение буровой коронки и привел к деформации ее режущего края. Полученные результаты наиболее репрезентативны по отношению к водосбору западного, наиболее крупного притока. Судя по геоморфологическому строению, процесс трансформации ледникового покрова здесь протекал многостадийно и относительно продолжительно.

Отобранная колонка донных отложений (мощностью 38 см) была доставлена в лабораторию, где разрезана пополам вдоль длинной оси. Образовавшаяся плоская поверхность была механически подготовлена для макрофото съемки и создания единой панорамы с высоким разрешением для визуального анализа колонки. По полученному фотоизображению производились визуальное выделение и подсчет циклически накапливающихся донных осадков (варв).

В центральной части одной из полученных половинок колонки донных отложений, где механические деформации осадка при извлечении были минимальны, был вдавлен прямоугольный металлический профиль с отбором пробы, в которой впоследствии проводилось послойное разрезание осадков с шагом ≈ 5 мм. Использование металлического профиля было мотивировано необходимостью получить пробы одинаковой геометрии для дальнейших расчетов запасов радионуклидов.

Отобранные пробы донных отложений просушивали и гомогенизировали без нарушения гранулометрического состава. Далее в пробах определялось содержание естественных (^{210}Pb , ^{226}Ra) и техногенного (^{137}Cs) гамма-излучающих радионуклидов для радиоизотопного датирования отложений. Гамма-спектрометрическое обследование образцов производилось в емкостях с фиксирован-

ной геометрией при помощи гамма-спектрометра ORTEC GEM-C5060P4-B с применением полупроводникового детектора из сверхчистого германия (HPGe) с бериллиевым окном (относительная эффективность 20 % с минимальной экспозицией 60 000 с). Определение гамма-активности производилось до глубины, до которой прослеживались значимые показатели активности искомым радионуклидов. Расчет неравновесного свинца ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) проводился вычитанием из удельной активности самого ^{210}Pb удельной активности ^{226}Ra .

Гранулометрический состав образцов определен с помощью анализатора размера частиц Malvern Mastersizer 3000 для верхнего интервала зерна (0–15 см). В процессе подготовки образцы обрабатывались 4%-м раствором пиррофосфата натрия для диспергирования глинистой фракции. Репрезентативную пробу приготовленной суспензии набирали пипеткой в кювету для жидкости диспергатора-анализатора. Осадок в кювете обрабатывали в течение 100 с ультразвуком мощностью 40 Вт и интенсивно перемешивали центробежным насосом со скоростью 2400 об/мин. После выключения ультразвука проводилось по 10 повторных измерений, а результаты осреднялись с помощью приложения Mastersizer v.3.62.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКУМЕНТАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ И ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Первые упоминания о водоеме можно отнести к 1874 г., когда Сылтранкель посетила экспедиция Ф.К. Гроува, Ф. Гординера, Х. Уоккера. По имеющемуся описанию, на момент посещения озера в июле 1874 г. оно было целиком покрыто льдом, а ледник, по которому было совершено восхождение на гору Сылтранкель-Баши, спускался непосредственно в озеро [Grove, 1875]. По оценке В.Я. Тепцова [1892], “ни на одном глетчере мы не заметили и малейшей борозды, которую обыкновенно промывают во льду ручьи”. Карта, составленная управлением военных топографов [Карта управления..., 1887–1888, 1913], также фиксирует положение края ледника непосредственно в озере. В 1881 г. в котловину озера произошел обвал ледово-каменной массы, который спровоцировал выплеск. В результате, предположительно, произошло снижение уровня водоема на 1.5–2 м (2–3 аршина) [Тепцов, 1892], а по долине р. Сылтран-Су прошел сель, который разрушил с. Урусбиево (ныне Верхний Баксан) [Сейнова, Золотарев, 2001]. Исследования современных колебаний уровня озера не выявили потенциальной угрозы формирования новых селей [Крыленко и др., 2008; Кидяева и др., 2013]. Однако сели неоднократно сходили в XX в. по долинам Сылтран-Су и приемного водотока р. Кыртык [Джаппуев, Гяургиева, 2015].

В 1910 г. А.Л. Рейнгард фиксировал в долине р. Сылтран-Су ледник (№ 330 по составленному им каталогу) длиной 2.03 км с высотой нижнего края 3220 м, площадью 2.22 км² и средней высотой 3420 м. Положение снеговой линии А.Л. Рейнгардом было определено “по географическому методу” (формулировка автора) на высоте 3420 м [Рейнгард, 1916], при этом снег мог сохраняться даже на более низких гипсометрических позициях довольно длительно, на протяжении теплого времени года. Из вышесказанного можно заключить, что в 1910 г. край ледника, если не опускался в озеро, то находился в непосредственной близости от него.

Следующим по времени свидетельством является описание советского первовосхождения на гору Сылтранкёль-Баши 9 августа 1936 г. [<https://www.ullutau.ru/routes/siltran/?id=374>]. Из фотоматериалов видно, что спустя четверть века край ледника уже не спускался к береговой линии озера и, по-видимому, существенно отступил (рис. 3). Дельты двух основных водотоков, впадающих в озеро, оказались полностью обнажены.

В 1939–1942 и 1945–1949 гг. Кавказская комплексная экспедиция Совета по изучению производительных сил Академии наук СССР (СОПС АН СССР) оценивала гидроэнергетические ресурсы рек Западного и Центрального Кавказа.

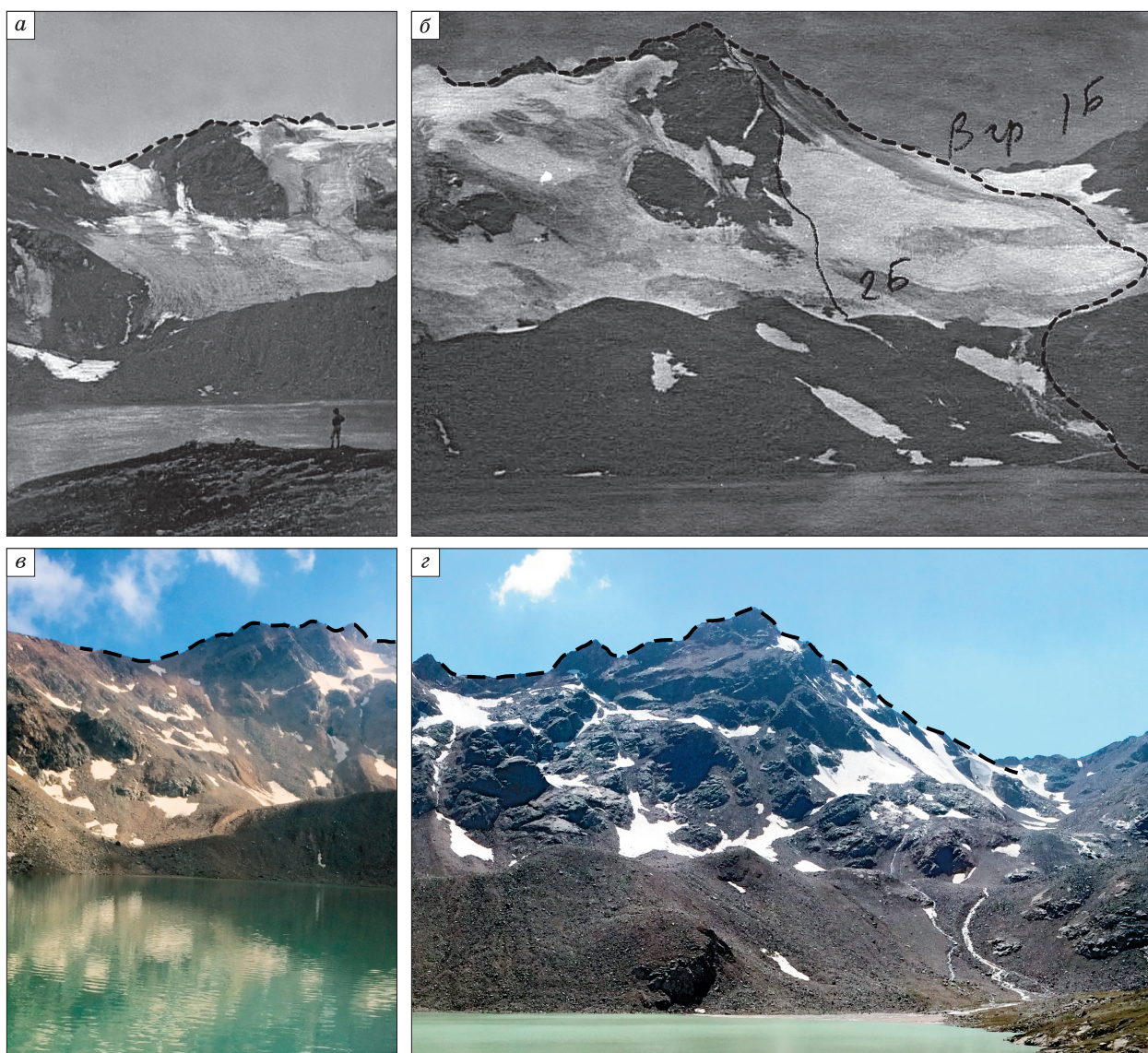


Рис. 3. Вид на южную часть водосбора озера.

а, б – 9 августа 1936 г. [<https://www.ullutau.ru/routes/siltran/?id=374>]; в, з – июль 2022 г. (в – вид на юго-западный и западный берег). Штриховыми и сплошной линиями показаны (и подписаны в оригинальном источнике – а, б) альпинистские маршруты, намеченные в 1936 г.

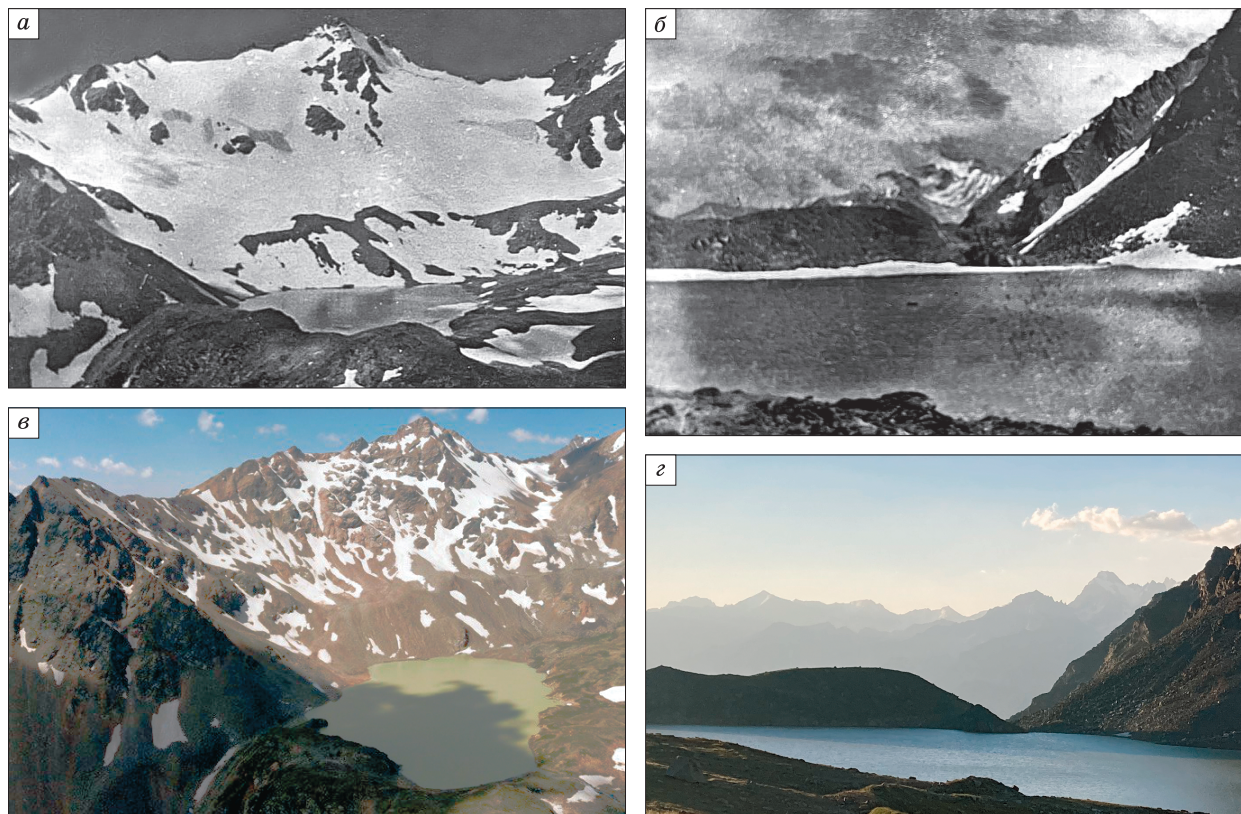


Рис. 4. Фотографии озера Сылтранкель.

Вид с северо-восточного берега: *а* – июль 1941 г., *в* – август 2021 г.; вид с северо-западного берега: *б* – июль 1941 г., *з* – август 2021 г.

Озеро Сылтранкель попало в список исследованных объектов. В июле 1941 г. были выполнены первая батиметрическая съемка и отбор проб донных отложений [Клопов, Клопова, 1952]. Полученные промеры озера фактически совпадают с современными. Имеющийся фотоматериал [Клопов, 195–] свидетельствует о том, что уже к 1941 г. озеро фактически приобрело современную конфигурацию (рис. 4).

Первая из имеющихся аэрофотосъемок бассейна озера была сделана в 1945 г. Судя по отсутствию льда на озере, который мог сохраняться до середины лета, снимок был сделан во второй половине лета или в начале осени. Из-за наличия снега на склонах точно выделить границу ледников нельзя, но можно определить максимально возможную границу оледенения. После отступления ледник смог сохраниться только на склонах северной экспозиции: северный склон горы Сылтранкель-Баши и участок восточного склона горы Мукал (рис. 5, *а*).

Космическая съемка второй половины XX в. показала, что к 1971 г. в южной части водосбора уже не существовало ледника, непокрытого моленной и(или) колющим, который можно было

бы, с определенным уровнем достоверности, установить по данным дистанционного зондирования. Четко по фототону и текстуре изображения могут быть выделены только три компактные зоны распространения ледников в западной, юго-западной и южной частях водосбора (см. рис. 5, *б*). За следующие шесть лет видимого сокращения данных зон не наблюдалось (см. рис. 5, *в*), что вполне согласуется с кратким периодом относительной стабилизации кавказских ледников в 1970–1980-е гг. [Solomina et al., 2016]. По прошествии 10 лет, к 1986 г., по космическому снимку гораздо более низкого разрешения (SPOT) области, которые могут быть дешифрованы в качестве покрытых ледником, оставались сравнительно стабильными. Однако, учитывая значительно меньшее разрешение снимка, данную оценку можно считать весьма условной (см. рис. 5, *з*). На август 2023 г. остатки ледников наблюдались только на склонах северной экспозиции г. Мукал и г. Сылтранкель-Баши. Ледники очевидно деградируют и с учетом текущего тренда климатических изменений, по-видимому, вскоре исчезнут.

Следовательно, сток талых ледниковых вод, питающий озеро, еще в начале XX в. поступал в

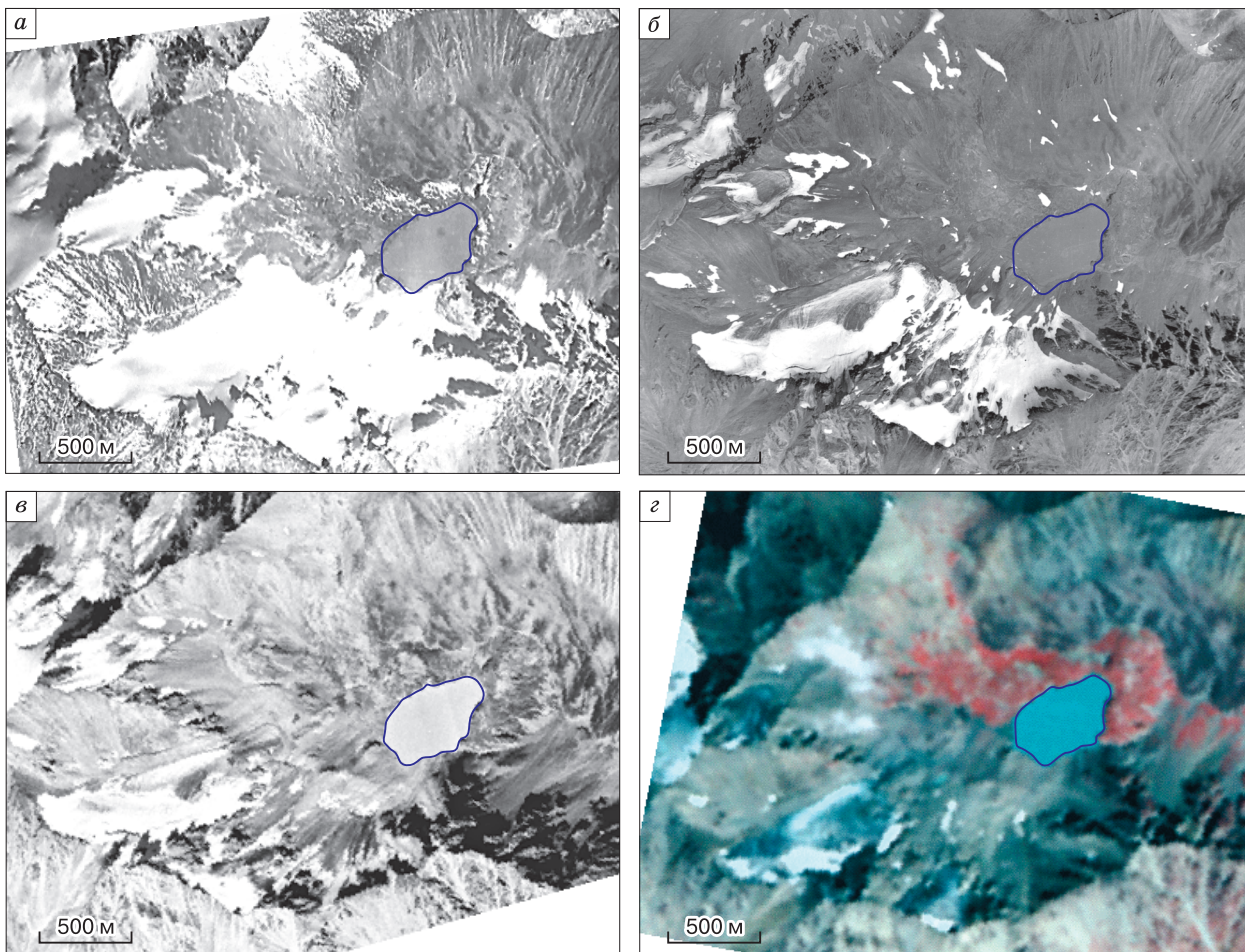


Рис. 5. Разновременные снимки бассейна озера Сылтранкель.

a – аэрофотосъемка 1945 г.; космические снимки: *б* – CORONA, 20.09.1971 г.; *в* – CORONA, 25.08.1977 г.; *г* – SPOT, 21.08.1986 г.

котловину водоема непосредственно из-под ледника. Чуть более чем за 25 лет, с 1910 по 1936 г., в силу отступления края ледника разгрузка стока перестала происходить непосредственно в озеро. Поверхностные (в том числе талые ледниковые) воды были вынуждены преодолевать более длинную дистанцию на пути к озеру. С течением времени этот путь имел тенденцию к росту и усложнению, что должно было отразиться на составе обломочного материала, поступающего в озеро.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА КОЛОНКИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

После вскрытия и разделения колонки донных отложений было обнаружено, что отобранная часть толщи состоит из ритмичных серий слоев, различных по текстуре и гранулометрическому составу. Выделялись четко структурированные варвы (рис. 6, *a*), предположительно соответствующие ежегодному циклическому накоплению осад-

ков, слои тонкозернистого материала. В результате визуального обследования было выделено 154 слоя, которые пронумерованы сверху вниз по керну.

В зависимости от гранулометрического состава и характерной мощности элементарных слоев толща была разделена на четыре серии, соответствующие этапам с разным характером седиментации (рис. 7, *a*). Ниже приведено описание предполагаемых этапов в хронологическом порядке.

Этап 1 (слои 154–140). Накапливается преимущественно тонкопесчаный материал. Отсутствие выраженной горизонтальной текстуры слоев указывает на вязкопластичное течение грунта в субаквальных условиях и, вероятно, нарушения в процессе пробоотбора. Циклично накопленных серий слоев не выявлено.

Этап 2 (слои 139–108). Аккумулируется преимущественно песчаный материал различной крупности, что может быть вызвано механизмами

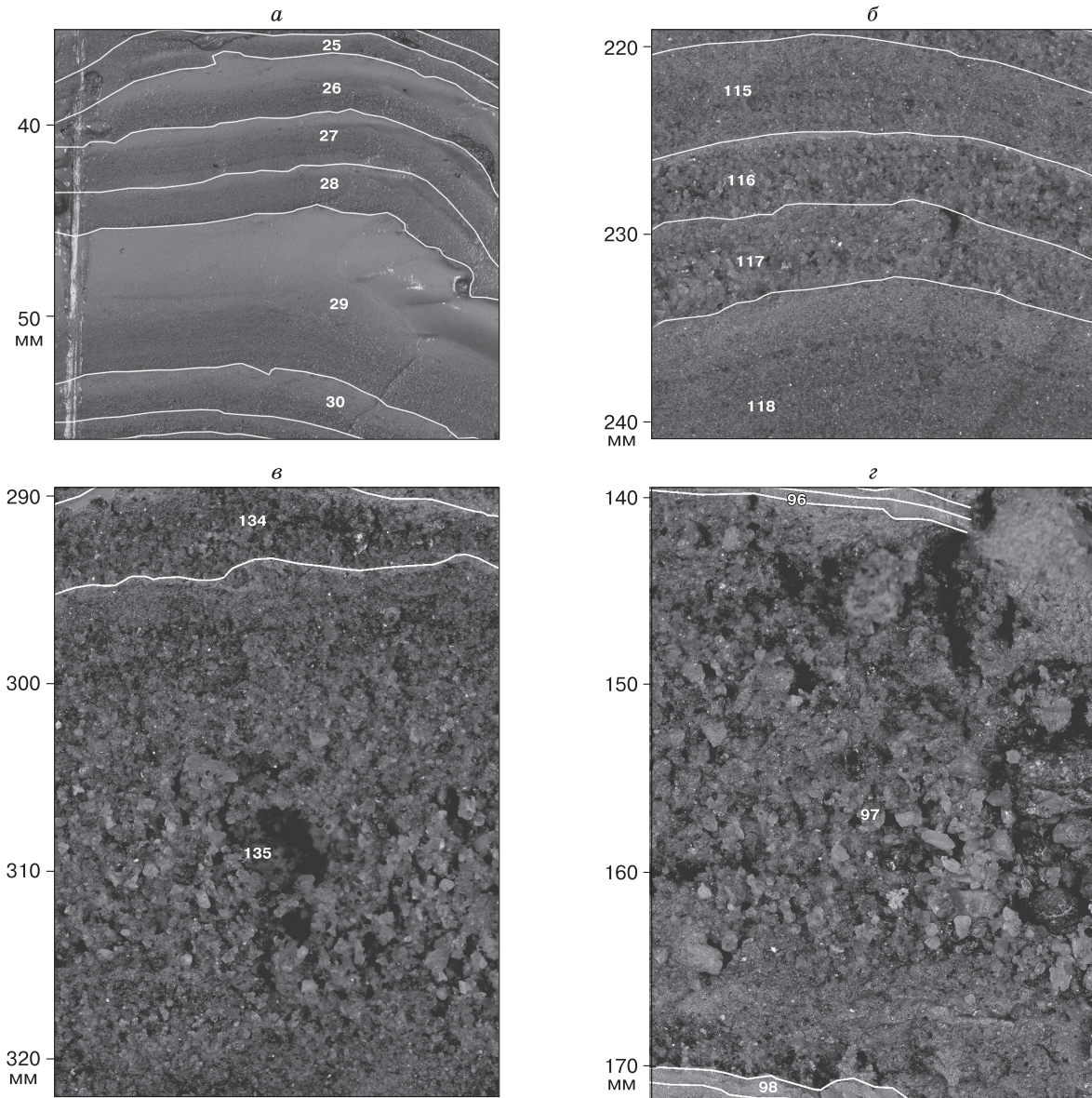


Рис. 6. Различные типы слоев, выделенные в результате визуального обследования керна.

а – варвы; *б* – слои тонкого песка; *в* – слои грубого песка; *г* – смесь песка и гравия. Белые линии – границы выделенных слоев; цифры – порядковые номера выделенных слоев.

сортировки при транспорте и осадении материала в более динамичных условиях. Осадконакопление имеет скорее эпизодический характер. Выделено только семь слоев, которые могут быть потенциально рассмотрены в виде годичных, хотя, более вероятно, отражают событийную изменчивость (возможно, в пределах одного или нескольких лет).

Этап 3 (слои 107–62). Чередуются серии варв и более мощные прослои песка разной крупности. Это может быть объяснено переходом к условиям, в которых становилось возможным сохранение

последовательно накапливаемых годичных пар слоев, периодически нарушавшимися эпизодами более высокоэнергетического осадконакопления. Таким образом, этот этап можно считать переходным к более спокойному режиму. В заданном интервале выделяется 37 варв. Учитывая возможность их разрушения в ходе транзита и последующей аккумуляции более грубого материала, следует считать, что продолжительность этапа составила не менее 37 лет.

Этап 4 (слои 61–1). На наиболее “молодом” этапе последовательно накапливается слоистый

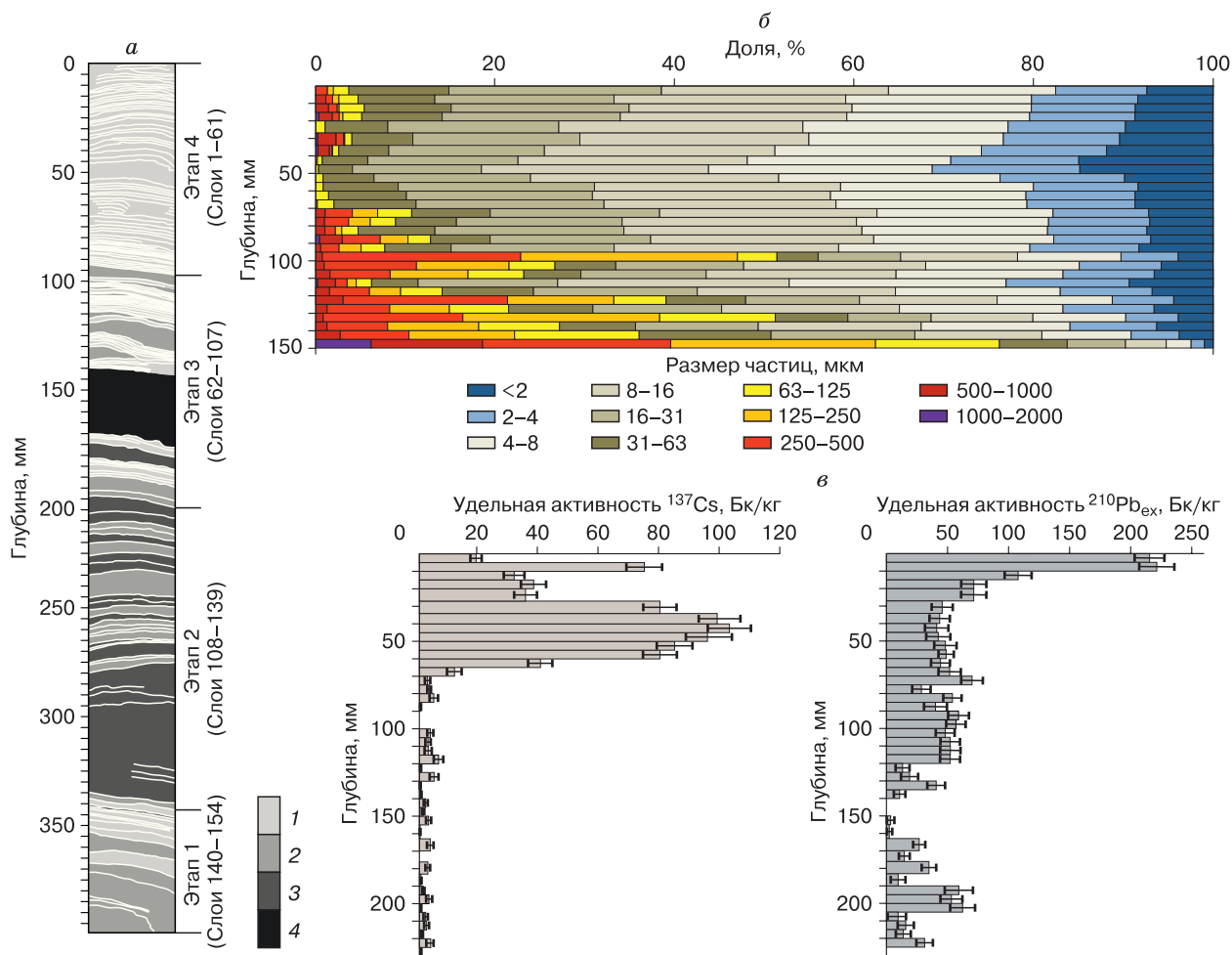


Рис. 7. Результаты изучения отобранных донных отложений:

а – выделенные в рамках визуального обследования слои и этапы осадконакопления; 1 – варвы, 2 – тонкий песок, 3 – грубый песок, 4 – смесь песка и гравия; *б* – распределение гранулометрического состава осадков, слагающих верхнюю часть керна; *в* – результаты гамма-спектрометрического анализа содержания ^{137}Cs и $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$.

суглинок (см. рис. 7, *б*), непрерываемый какими-либо случайными поступлениями грубозернистого материала. Это предопределяет наиболее благоприятные условия для вычисления продолжительности этапа с помощью подсчета количества варв – 61 год.

Подсчет количества варв позволяет утверждать, что общая продолжительность накопления осадков в отобранном керне продолжалась в течение не менее 105 лет.

Накопление слоистых осадков с выраженным градиентом механического состава может быть связано в отдельных случаях со сходом микроселей, а также с формированием повышенных расходов воды при выпадении стокоформирующих осадков. В то же время более распространенной интерпретацией подобной слоистости отложений в центральных, удаленных от берега участках дна

горных приледниковых водоемов, является именно их годовая цикличность [Leemann, Niessen, 1994]. Для достоверного установления хронологии необходимо использовать независимые датировки, полученные на основе использования радиоизотопов и корреляции с исторически задокументированными событиями [Zolitschka et al., 2015].

На основе полученного графика (см. рис. 7, *в*), пик активности ^{137}Cs , обусловленный глобальными выпадениями бомбового происхождения, может быть отнесен к слоям с 20 по 28. Начало выпадения ^{137}Cs из атмосферы, которое датируется 1954 г., может быть коррелировано со слоями 36–41. Имеет место малый пик активности в слоях 3–7, который может быть весьма условно отнесен к выпадениям ^{137}Cs чернобыльского происхождения в 1986 г. В силу своей слабой выра-

Таблица 1. Варианты абсолютного датирования слоев

Год	Номер слоя	
1954	36	37
1963	27	28
1986	4	5

женности последний рассматривался только в качестве вспомогательного маркера. Обнаружение номинальных значений активности ^{137}Cs , имеющего исключительно техногенное происхождение, на глубинах более 70 мм (ниже 41-го слоя) можно считать результатом кросс-контаминации образцов в процессе вскрытия керна. Допуская годичный срок формирования выделенных слоев, возможны только два варианта, при которых разности между порядковыми номерами слоев и предполагаемым возрастом совпадают только в двух возможных вариантах датирования (табл. 1).

Следовательно, самый молодой осадок в отобранном керне (слой 1) имеет возраст 1989–1990 гг., а потери информации в летописи составляют последние 32–33 года, что в общем является ожидаемым при использованной методике отбора. Столь большие потери существенно затрудняют использование ^{210}Pb атмосферного происхождения для датирования отложений, поскольку не позволяют достоверно определить его современную концентрацию в осадках. Кроме того, наблюдаемое распределение значительно отличается от идеального экспоненциального профиля, формируемого при равномерном накоплении и последующем распаде ^{210}Pb , поступающего из атмосферы, по которому можно было бы производить достоверные оценки [Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012]. Единый профиль распределения нарушается на глубине 140–160 мм (слой 97, см. рис. 6, з), что соответствует мощному прослою грубообломочного материала (см. рис. 7, а, в). Отсутствие $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в ней указывает на то, что материал не был экспонирован на поверхности и поступил одномоментно. Фиксируется $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ до глубины 225 мм (слои 114–115), что указывает на их меньший возраст, чем необходимо для его исчезновения за счет радиоактивного распада (≤ 150 лет). Следовательно, отложения этапа 3, начинающегося со слоя 106, накапливались уже после указанного срока, т. е. позднее 1872 г. Отсутствие $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в более древних осадках может быть также связано с тем,

что озеро постоянно было покрыто льдом, блокирующим его поступление в донные отложения.

На основе сопоставления результатов радиоцеиевого датирования и подсчета количества варв и с учетом распределения $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ были оценены приблизительные и внутренне непротиворечивые хронологические рамки выделенных этапов (табл. 2).

Исходя из полученных хронологических рамок, вполне вероятно, что отобранные донные отложения сформировались после события 1881 г., а обломочный материал, блокировавший продвижение пробоотборника, вполне мог быть продуктом обрушения ледово-каменной массы, хотя определение его точного генезиса по имеющемуся набору данных сделать невозможно.

Если допустить, что отобранные отложения в нижней части имеют возраст древнее 1881 г., то столь крупное событие должно было найти отражение в строении донных осадков, предположительно в виде некоторого ярко выделяющегося прослоя, ожидаемо обогащенного более крупными обломками по сравнению со всеми остальными. В исследованных отложениях есть два слоя, которые могут претендовать на такую роль.

Первым претендентом выступает слой 97 (140–165 мм) (см. рис. 6, з). В пользу данной версии свидетельствует наибольший размер зерен отложений среди всех выделенных слоев, отсутствие видимой сортировки и внутренней текстуры. Вне зависимости от того, является ли этот слой коррелятом обвала 1881 г., он по крайней мере указывает на наличие некоторого единичного и мощного события в истории озера. Против него свидетельствует наличие избытка $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ на больших глубинах, вплоть до 225 мм, который теоретически мог сохраняться на протяжении 150 лет, но столь древние даты, получаемые в рамках стандартных радиосвинцовых моделей, являются весьма ненадежными [Binford, 1990].

Вторым претендентом выступает слой 135 (295–320 мм) (см. рис. 6, в). Он укладывается в оцененные временные рамки начала и окончания этапов осадконакопления. Слой 61 с относительно надежной датировкой (1928–1929 гг.) отделен от него временным интервалом не короче 37 лет. Если использовать слой 135 в качестве хронологического маркера 1881 г. и произвести датирование слоя 61 путем подсчета варв вверх по керну, то его

Таблица 2. Хронологические рамки выделенных этапов осадконакопления

Хронологические рамки	Этап 1	Этап 2	Этап 3	Этап 4
Начало	?	≤ 1885 –1886 гг.	(≥ 1872 г.; 1891–1892 гг.)	1929–1930 гг.
Окончание	≤ 1885 –1886 гг.	(≥ 1872 г.; 1891–1892 гг.)	до 1929–1930 гг.	1989–1990 гг.
Продолжительность	?	>7 лет	>37 лет	61 год
Слои	140–154	108–139	62–107	1–61

дата формирования составит ≥ 1919 г. Такое значение не находит, на первый взгляд, существенных противоречий, однако при проведении арифметических действий не учитывается значительное количество песчаных слоев, чье отложение в более высокоэнергетических условиях могло приводить к нарушению и даже уничтожению аккумулярованных ранее более тонких осадочных слоев (варв). Такие песчаные прослои не могут быть признаны в качестве годичных. Тем более в их список попадает и слой 97, который, как было сказано ранее, очевидно выделяется из общей картины седиментации. Вместе с этим для слоя 135 характерно наличие внутренней сортировки, что не согласуется с коллювиальным и хаотичным поступлением обломочного материала.

Таким образом, можно заключить, что нет надежных свидетельств, прямо указывающих на точное соответствие какого-либо из песчаных слоев в керне донных отложений событию 1881 г. (обвалу ледово-каменных масс). Имеющиеся предположения имеют либо косвенное обоснование, либо аргументы против. В силу этого использование данного события в качестве дополнительного надежного и точного хронологического маркера, к сожалению, не представляется возможным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия формирования ледового покрова можно считать близкими к ледникам восточного склона Эльбруса. Эти ледники находятся в наименее благоприятных микроклиматических для развития условиях. Среди всех остальных ледников для них характерны наиболее высокие средние темпы отступления [Панов, 1993]. Имеющиеся данные об изменениях их границ за 1887–1933, 1933–1957 и 1957–1987 гг. указывают на то, что в середине XX в. скорости отступления преимущественно нарастали или оставались относительно стабильными (табл. 3). Во многом аналогичная картина наблюдалась и для ледника Терскол, где процесс интенсивной деградации имел место с конца XIX в. до, как минимум, конца 1950-х гг. [Панов и др., 2008; Бушуева и др., 2016].

Озеро Сылтранкель и его бассейн расположены в интервале высот, очень близком к положению снеговой границы, которая с учетом локальных климатических особенностей и перераспределения вещества внутри ледников тесно коррелирует с нижней границей горного оледенения. За период с 1881–1910 по 1965–1976 гг. в среднем высота нижней границы ледников выросла на 110 м в бассейне р. Кубань и на 120 м в бассейне р. Терек. При этом в долине р. Баксан этот рост составил 210 м [Панов, 1993].

В силу этого ожидаемо, что любые климатические флуктуации и сопутствующие изменения ледового покрова существенно сказывались на

Таблица 3. Средние скорости (м/год) отступления края языков ледников на восточном склоне Эльбруса с 1887 по 1987 г. [Панов, 1993]

Ледник	Тип	Период		
		1887–1933 гг.	1933–1957 гг.	1957–1987 гг.
Микельчиран	Пассивный	6.1	4.6	5.7
Берджалычиран	Пассивный	13.0	21.7	28.3
Чунгурчатчиран	Пассивный	15.2	15.8	20.0
Ирик	Пассивный	20.3	24.9	14.7

формировании стока и были драйвером его трансформации. Донные осадки напрямую не фиксировали информацию о положении края ледника, однако на процесс осадконакопления оказывало сильное влияние изменение пути миграции материала в составе талого стока при отступании ледника, выраженное в возникновении локальных зон внутрибассейновой аккумуляции.

Выделенные этапы, скорее всего, являются отражением изменений роли ледника в формировании стока наносов, поступавших в озеро не позднее конца XIX в. и практически до конца XX в. Предположительно, этапы 1 и 2 представлены флювиогляциальными отложениями, поступавшими в водоем непосредственно из-под ложа ледника в процессе дегляциации вплоть до самого конца XIX столетия. Изменение режима осадконакопления в начале XX в. (этап 3) выразилось в постепенном увеличении доли тонкодисперсного материала с хорошо выраженной слоистостью. Это свидетельствует о смене гидродинамических условий осадконакопления и возникновении механизмов сортировки материала по крупности на пути его транспортировки в котловину озера. Постепенный переход к накоплению исключительно ритмично слоистых тонкодисперсных отложений (этап 4) с 1928–1929 гг. указывает на то, что либо более грубообломочный материал уже не мог транспортироваться водными потоками, либо возникли барьеры в виде зон внутрибассейновой аккумуляции, непреодолимые для крупных частиц. Представленная реконструкция вполне согласуется с результатами анализа документальных данных и общей картиной дегляциации Кавказа в конце XIX–XX вв.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На протяжении последних 140 лет изменение ледникового покрова являлось главным фактором трансформации твердого стока, поступающего в котловину оз. Сылтранкель. Комплексное исследование отобранной колонки донных отложений и

анализ ряда документальных источников позволил выделить и дать хронологическую привязку четверым этапам осадконакопления для периода, начинающегося не ранее 1881 г. По мере высвобождения новых участков водосбора из-под ледников происходило увеличение дистанции переноса, интенсивности механической сортировки и внутриводосборной аккумуляции обломочного материала. Современный этап, берущий начало предположительно в конце 1920-х гг., характеризуется последовательным накоплением только тонкозернистых слоистых осадков. На более ранних этапах в силу близости края ледника к озеру крупнозернистые частицы могли поступать в водоем вместе со стоком талых ледниковых вод, а их аккумуляция имела во многом эпизодичный характер. Полученные результаты указывают на большой потенциал изучения изменений режима осадконакопления в качестве дополнительного хронологического маркера дегляциации в бассейнах отдельных высокогорных озер.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 19-17-00181) (отбор и комплексный анализ донных отложений) и в рамках темы государственного задания Института географии РАН FMWS-2024-0005 (реконструкция истории оледенения по документальным источникам и данным дистанционного зондирования).

Литература

- Бушуева И.С., Соломина О.Н., Володичева Н.А. Колебания ледника Терскол, Северный Кавказ, Россия // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 3, с. 95–104.
- Дарьин А.В., Александрин М.Ю., Калугин И.А., Соломина О.Н. Связь метеорологических данных с геохимическими характеристиками современных донных осадков оз. Донгуз-Орун, Кавказ // Докл. РАН, 2015, т. 463, № 5, с. 602–606.
- Джапуев Д.Р., Гяургиева М.М. Характеристика селевой деятельности в бассейнах рек Кыртык, Сылтран-Су и Адыр-Су за последние 150 лет (район села Верхний Баксан) // Изв. Кабардино-Балкарского науч. центра РАН, 2015, № 1, с. 91–96.
- Ефремов Ю.В. Голубое ожерелье Кавказа. Л., Гидрометеоздат, 1988, 160 с.
- Карта управления военных топографов XIX-26 (Урусбиев) Авт. Кабард.-Балкарск. обл. / 4-я картогр. ф-ка Геокартпром. Ростов н/Д., 1887–1888; 1913, 640 л.
- Кидяева В.М., Крыленко И.Н., Крыленко И.В. и др. Колебания уровня воды в горных ледниковых озерах Приэльбрусья // Геориск, 2013, т. 20, № 3, с. 8–15.
- Клопов С.В. Белый уголь Северного и Западного Кавказа. Науч.-техн. фото-отчет по исследованиям энергетического отряда Кавказской комплексной экспедиции СОПС АН СССР / Сост. нач. Энергет. отряда ККЭ СОПС АН СССР, к.т.н. С.В. Клопов; Фотосъемки исполнили А.С. Клопова, С.В. Клопов. М., Отпечатано в ЛАФОКИ АН СССР, [195–], 87 с.
- Клопов С.В. Гидроэнергетические ресурсы Северного и Западного Кавказа / С.В. Клопов, А.С. Клопова. М., Изд-во АН СССР, 1952, 213 с.
- Крыленко И.Н., Сурков В.В., Тарбеева А.М., Крыленко И.В. Морфология озера Сылтран (бассейн р. Баксан) и оценка его прорывоопасности // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Пятигорск, Ин-т “Севкавгипроводхоз”, 2008, с. 305–308.
- Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб., Гидрометеоздат, 1993, 432 с.
- Панов В.Д. Колебания ледников Северного Кавказа за XIX–XX столетия / В.Д. Панов, Ю.Г. Ильичев, А.Д. Салпагаров. Пятигорск, Северокавказ. изд-во МИЛ, 2008, 330 с.
- Рейнгард А.Л. Снеговая граница в Западном Кавказе между Эльбрусом и Марухом // Изв. Кавказ. отдела РГО, 1916, вып. 24, с. 275–332.
- Сейнова И.Б., Золотарев Е.А. Ледники и сели Приэльбрусья (эволюция оледенения и селевой активности). М., Науч. мир, 2001, 204 с.
- Тещов В.Я. По истокам Кубани и Терека // Сб. материалов для описания местности и племен Кавказа. Тифлис, Кавказ. учеб. упр-ние, 1892, вып. 14, с. 59–212.
- Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А. и др. Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 70–80.
- Alexandrin M.Y., Darin A.V., Kalugin I.A. et al. Annual sedimentary record from Lake Donguz-Orun (Central Caucasus) constrained by high resolution SR-XRF analysis and its potential for climate reconstructions // Front. Earth Sci., 2018, vol. 6, 158 p.
- Binford M.W. Calculation and uncertainty analysis of 21 dates for PIRLA project lake cores // J. Paleolimnol., 1990, No. 3, p. 253–268.
- Brighenti S., Tolotti M., Bruno M.C. et al. Ecosystem shifts in Alpine streams under glacier retreat and rock glacier thaw: A review // Sci. Total Environ., 2019, vol. 675, p. 542–559.
- Carrivick J.L., Tweed F.S. Deglaciation controls on sediment yield: towards capturing spatio-temporal variability // Earth Sci. Rev., 2021, vol. 221, 103809.
- Chepurnaya A.A., Novenko E.Y., Aleksandrin M.Y. Late Holocene vegetation history of the Western Caucasus inferred from high-resolution pollen record from Lake Karakel // Limnol. Freshwater Biol., 2022, No. 4, p. 1408–1411.
- Grachev A.M., Novenko E.Y., Grabenko E.A. et al. The Holocene paleoenvironmental history of Western Caucasus (Russia) reconstructed by multi-proxy analysis of the continuous sediment sequence from Lake Khuko // The Holocene, 2021, vol. 31, No. 3, p. 368–379.
- Grove F.C. “The frosty Caucasus”: An account of a walk through part of the range and of an ascent of Elbruz in the summer of 1874. London, Longmans, Green and Co., 1875, 203 p.
- Hodgkins R., Cooper R., Wadham J., Tranter M. Suspended sediment fluxes in a high-Arctic glacierised catchment: implications for fluvial sediment storage // Sediment. Geol., 2003, vol. 162, No. 1–2, p. 105–117.
- Huss M., Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss // Nat. Clim. Change, 2018, vol. 8, No. 2, p. 135–140.
- Kuzmenkova N.V., Golosov V.N., Grabenko E.A., Aleksandrin M.Y. Sedimentation rates in lakes of the Caucasus and their changes in the Late Holocene // Doklady Earth Sci., 2022, vol. 507, p. S42–S50.

Kuzmenkova N.V., Ivanov M.M., Alexandrin M.Y. et al. Use of natural and artificial radionuclides to determine the sedimentation rates in two North Caucasus lakes // *Environ. Pollut.*, 2020, vol. 262, 114269.

Leemann A., Niessen F. Varve formation and the climatic record in an Alpine proglacial lake: calibrating annually-laminated sediments against hydrological and meteorological data // *The Holocene*, 1994, vol. 4 (1), p. 1–8.

Messenger E., Belmecheri S., Von Grafenstein U. et al. Late Quaternary record of the vegetation and catchment-related changes from Lake Paravani (Javakheti, South Caucasus) // *Quat. Sci. Rev.*, 2013, vol. 77, p. 125–140.

Nesje A. A piston corer for lacustrine and marine sediments // *Arct. Alp. Res.*, 1992, vol. 24, No. 3, p. 257–259.

Nesje A., Dahl S.O. Glaciers and environmental change. London, Rotledge, 2000, 216 p.

Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C. ²¹⁰Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012, vol. 82, p. 183–200.

Solomina O., Bushueva I., Dolgova E. et al. Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium // *Glob. Planet. Change*, 2016, vol. 140, p. 28–58.

Zolitschka B., Francus P., Ojala A.E., Schimmelmann A. Varves in lake sediments – a review // *Quat. Sci. Rev.*, 2015, vol. 117, p. 1–41.

URL: <https://www.ullutau.ru/routes/silтран/?id=374> (дата обращения: 24.08.2023).

References

Bushueva I.S., Solomina O.N., Volodicheva N.A. Fluctuations of Terskol glacier, Northern Caucasus, Russia. *Earth's Cryosphere*, 2016, vol. XX, No. 3, p. 87–95.

Darin A.V., Alexandrin M.Y., Kalugin I.A., Solomina O.N. Relation between meteorological data and geochemical characteristics of the present-day bottom sediments of the lake Donguz-Orun, Caucasus. *Doklady Earth Sciences*, 2015, vol. 463, No. 2, p. 842–846.

Dzhappuev D.R., Gyauryev M.M. Characteristics of mudflow activity in the basins of the Kirtyk, Silтран-Su and Adyr-Su rivers over the past 150 years (Verkhny Baksan village district). *Izvestiya Kabardino-Balkarskogo centra RAN [Proceedings of the Kabardino-Balkarian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences]*, 2015, No. 1, p. 91–96 (in Russian).

Efremov Yu.V. Goluboe ozherel'e Kavkaza [Blue necklace of the Caucasus]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1988, 160 p. (in Russian).

Karta upravleniya voennykh topografov XIX-26 (Urusbiev) Avt. Kabard.-Balkarsk. obl. [Map of the Department of Military topographers XIX-26 (Urusbiev) Auth. Kabardino-Balkarian region] / The 4th cartographic factory Rostov-Don Geokartprom, 1887–1888, 1913, 640 lists (in Russian).

Kidyeva V.M., Krylenko I.N., Krylenko I.V. et al. Fluctuations of water level in alpine lakes of Elbrus region. *Georisk [Georisk]*, 2013, vol. 20, No. 3, p. 8–15 (in Russian).

Klopov S.V. White coal of the Northern and Western Caucasus. Scientific and technical photo-report on the research of the energy detachment of the Caucasian Complex Expedition of the SOPS of the USSR Academy of Sciences: Composed by the head of expedition KKE SOPS AN SS, S.V. Klopov; photos made by A.S. Klopova, S.V. Klopov. Moscow, Printed in LAOFOKI AN SSSR, 195–, 87 p. (in Russian).

Klopov S.V., Klopova A.S. Gidrojenergeticheskie resursy Severnogo i Zapadnogo Kavkaza [Hydropower resources of the Northern and Western Caucasus]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1952, 213 p. (in Russian).

Krylenko I.N., Surkov V.V., Tarbeeva A.M., Krylenko I.V. Morphology of Lake Sylтран (Baksan River basin) and assessment of its outburst hazard. In: *Selevye potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashhita [Mudflows: disasters, risk, forecast, protection]*, 2008, p. 305–308 (in Russian).

Panov V.D. Jevoljucija sovremennogo oledeneniya Kavkaza [Evolution of the modern glaciation of the Caucasus]. Sankt-Peterburg, Gidrometeoizdat, 1993, 432 p. (in Russian).

Panov V.D., Ilyichev Yu.G., Salpagarov A.D. Kolebanija lednikov Severnogo Kavkaza za XIX–XX stoletija [Fluctuations of glaciers of the North Caucasus in the XIX–XX centuries]. Pyatigorsk, Severokavkaz. izd-vo MIL, 2008, 330 p. (in Russian).

Reingard A.L. The snow border in the Western Caucasus between Elbrus and Marukh. *Izv. Kavkazskogo otdela RGO*, 1916, iss. 24, p. 275–332 (in Russian).

Seinova I.B., Zolotarev E.A. Ledniki i seli Prijel'brus'ja (jevoljucija oledeneniya i selevoj aktivnosti) [Glaciers and mudflows of the Elbrus region (evolution of glaciation and mudflow activity)]. Moscow, Nauschy mir, 2001, 204 p. (in Russian).

Tepcov V.Ya. On the origins of the Kuban and Terek. In: *Sb. materialov dlja opisaniya mestnosti i plemen Kavkaza [Materials for description of lands and tribes of Caucasus]*. Tiflis, Kavkazskoe uchebnoe upravlenie, 1892, iss. 14, p. 59–212 (in Russian).

Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Aleynikov A.A. et al. The outburst of Bashkara glacier lake (Central Caucasus, Russia) on September 1, 2017. *Earth's Cryosphere*, 2018, vol. XXII, No. 2, p. 61–70.

Alexandrin M.Y., Darin A.V., Kalugin I.A. et al. Annual sedimentary record from Lake Donguz-Orun (Central Caucasus) constrained by high resolution SR-XRF analysis and its potential for climate reconstructions. *Front. Earth Sci.*, 2018, vol. 6, 158 p.

Binford M.W. Calculation and uncertainty analysis of 21 dates for PIRLA project lake cores. *J. Paleolimnol.*, 1990, No. 3, p. 253–268.

Brighti S., Tolotti M., Bruno M.C. et al. Ecosystem shifts in Alpine streams under glacier retreat and rock glacier thaw: A review. *Sci. Total Environ.*, 2019, vol. 675, p. 542–559.

Carrivick J.L., Tweed F.S. Deglaciation controls on sediment yield: Towards capturing spatio-temporal variability. *Earth Sci. Rev.*, 2021, vol. 221, 103809.

Chepurnaya A.A., Novenko E.Y., Aleksandrin M.Y. Late Holocene vegetation history of the Western Caucasus inferred from high-resolution pollen record from Lake Karakel. *Limnol. Freshwater Biol.*, 2022, No. 4, p. 1408–1411.

Grachev A.M., Novenko E.Y., Grabenko E.A. et al. The Holocene paleoenvironmental history of Western Caucasus (Russia) reconstructed by multi-proxy analysis of the continuous sediment sequence from Lake Khuko. *The Holocene*, 2021, vol. 31, No. 3, p. 368–379.

Grove F.C. "The frosty Caucasus": An account of a walk through part of the range and of an ascent of Elbruz in the summer of 1874. London, Longmans, Green and Co., 1875, 203 p.

Hodgkins R., Cooper R., Wadham J., Tranter M. Suspended sediment fluxes in a high-Arctic glacierized catchment: implications for fluvial sediment storage. *Sediment. Geol.*, 2003, vol. 162, No. 1–2, p. 105–117.

Huss M., Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nat. Clim. Change*, 2018, vol. 8, No. 2, p. 135–140.

- Kuzmenkova N.V., Golosov V.N., Grabenko E.A., Aleksandrin M.Y. Sedimentation rates in lakes of the Caucasus and their changes in the Late Holocene. *Doklady Earth Sci.*, 2022, vol. 507, p. S42–S50.
- Kuzmenkova N.V., Ivanov M.M., Alexandrin M.Y. et al. Use of natural and artificial radionuclides to determine the sedimentation rates in two North Caucasus lakes. *Environ. Pollut.*, 2020, vol. 262, 114269.
- Leemann A., Niessen F. Varve formation and the climatic record in an Alpine proglacial lake: calibrating annually-laminated sediments against hydrological and meteorological data. *The Holocene*, 1994, vol. 4 (1), p. 1–8.
- Messenger E., Belmecheri S., Von Grafenstein U. et al. Late Quaternary record of the vegetation and catchment-related changes from Lake Paravani (Javakheti, South Caucasus). *Quat. Sci. Rev.*, 2013, vol. 77, p. 125–140.
- Nesje A. A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arct. Alp. Res.*, 1992, vol. 24, No. 3, p. 257–259.
- Nesje A., Dahl S.O. *Glaciers and environmental change*. London, Routledge, 2000, 216 p.
- Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C. ²¹⁰Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012, vol. 82, p. 183–200.
- Solomina O., Bushueva I., Dolgova E. et al. Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium. *Glob. Planet. Change*, 2016, vol. 140, p. 28–58.
- Zolitschka B., Francus P., Ojala A.E., Schimmelmann A. Varves in lake sediments – a review. *Quat. Sci. Rev.*, 2015, vol. 117, p. 1–41.
- URL: <https://www.ullutau.ru/routes/siltran/?id=374> (last visited: 24.08.2023).

*Поступила в редакцию 24 октября 2023 г.,
после доработки – 30 января 2024 г.,
принята к публикации 5 февраля 2024 г.*