

ВОЗРАСТ СУКОРСКОГО СЕЙСМОГЕННОГО ОПОЛЗНЯ ПО ДАННЫМ ОСЛ-ДАТИРОВАНИЯ: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.В. Деев^{1,2,3}, И.Д. Зольников^{4,2,3}, Р.Н. Курбанов^{3,5}, А.В. Панин^{3,5}, А. Мюррей⁶,
А.М. Корженков⁷, И.В. Турова^{1,2}, Н.И. Позднякова^{1,2}, А.В. Васильев^{2,4}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

³ Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁵ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, Россия

⁶ Aarhus University, Aarhus, Nordre Ringgade 1, Denmark

⁷ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, 123995, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, Россия

Методами оптически стимулированной и инфракрасно стимулированной люминесценции проведено датирование озерных и формирующихся по ним золотых песков, а также флювиогляциальных песков из абляционных морен на участке долины р. Чуя, соединяющем Чуйскую и Курайскую впадины Горного Алтая. Полученные даты позволяют сделать вывод, что причиной формирования озера, распространившегося в Чуйскую впадину, стал Сукорский скальный оползень, запрудивший долину Чуи. Он сошел 16 тыс. л. н. в результате землетрясения с интенсивностью не менее 9—10 баллов, которое стенировал один из активных разломов Курайской зоны. Это наиболее древняя датировка для землетрясений, связанных с Курайской зоной разломов. Важно, что крупные сейсмогравитационные структуры в ландшафтно-климатических условиях, подобных району Чуйской и Курайской впадин, могут сохраняться в рельефе не менее 16 тыс. лет. Озеро просуществовало до рубежа около 10 тыс. л. н., после чего постепенно спустилось. Максимальная фаза развития Куюктанарского ледника пришлась на начало морской изотопной стадии 2, а его абляционные морены имеют возраст около 25 тыс. лет. Возраст и хорошая сохранность инверсионных моренных гряд Куюктанарского ледника, холмистого рельефа Сукорского скального оползня, озерных песков в районе плотины согласованно указывают на то, что во время последнего глобального гляциального максимума (порядка 20 тыс. л. н.) из Чуйской котловины не происходило катастрофических сбросов больших объемов воды, порождавших мегапаводки в долинах Чуи и Катунь. Уровень озерного водоема этого времени в Курайской впадине не мог превышать абсолютной отметки 1750 м. Более высокие озерные террасы, прослеживаемые до абсолютных высот 2100—2200 м, должны относиться к более древним озерным этапам. Археологические памятники, расположенные в районе перемычки между Чуйской и Курайской впадинами сформировались в постозерный период. Наиболее древние из них относятся к финалу позднего палеолита.

Скальный оползень, обвальное-подпрудное озеро, морены, ОСЛ-датирование, МИС 2, палеосейсмология, палеогеография, Горный Алтай

OSL DATING OF THE SUKOR EARTHQUAKE-INDUCED ROCKSLIDE IN GORNY ALTAI: PALEOSEISMOLOGICAL AND PALEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS

E.V. Deev, I.D. Zolnikov, R.N. Kurbanov, A.V. Panin, A. Murray, A.M. Korzhenkov,
I.V. Turova, N.I. Pozdnyakova, A.V. Vasiliev

Lacustrine sediments, related subaerial aeolian sands, as well as fluvio-glacial sands enclosed in ablation moraines in the Chuya River valley between the Chuya and Kurai basins in Gorny Altai, have been dated by optically stimulated (OSL) and infrared stimulated (IRSL) luminescence. The OSL and IRSL dates indicate that the formation of the lake, which spread into the Chuya Basin, was caused by the Sukor rockslide that dammed the Chuya valley. The rockslide was triggered by a large earthquake (shaking intensity at least 9–10) generated by an active fault in the Kurai Fault Zone about 16 ka, which is the oldest known date for its activity. Thus, large landslides or rockslides can remain geomorphically expressed for at least 16 ka in the climate and landscape conditions as in the Chuya and Kurai basins. The lake existed till ~10 ka BP and then was gradually drained. The Kuyuktanar glacier reached its greatest extent in the early marine isotope stage (MIS) 2, and its ablation moraines formed about 25 ka. Judging by the age and good preservation of moraines left by the glacier, the hilly terrain in the area of the Sukor rockslide, and the presence of lacustrine sands in the vicinity of the lake dam,

no catastrophic flooding events in the Chuya and Katun valleys have occurred since the Last Glacial Maximum (LGM; ~20 kyr BP). The water table of the glacier-dammed lake that occupied the Kurai Basin around the LGM could not have exceeded 1750 m above sea level (a.s.l.). Higher lake terraces traceable till elevations of 2100–2200 m a.s.l. should be attributed to more ancient lake stages. Archaeological sites in the area of the junction between the Chuya and Kurai basins were formed in the post-lake period, the oldest dating back to the latest Late Paleolithic time.

Rockslide, damlake, moraine, OSL dating, MIS-2, paleoseismology, paleogeography, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Данные сейсмических сетей дают информацию о сильных землетрясениях в регионах лишь за последнюю сотню лет. К примеру, в Горном Алтае такая сеть развернута лишь в 60-х годах прошлого столетия. Такого периода сейсмологических наблюдений явно недостаточно для корректной оценки долгосрочного сейсмического режима и сейсмической опасности. Для осуществления сейсмостойкого строительства, особенно наиболее ответственных энергетических объектов, требуются данные о сильной сейсмической активности за 10, а то и за 100 тыс. лет [Уломов и др., 2016]. При решении этой задачи используются методы палеосейсмологии.

Наиболее важное место в палеосейсмологических исследованиях занимают сеймотектонические — первичные деформации. Они образуются в эпицентральных зонах сильных сейсмических событий и маркируют выходы сейсмических очагов на дневную поверхность. Первичные деформации представлены поверхностными разрывами. Эти разрывы смещают различные формы денудационного и аккумулятивного рельефа по вертикали, образуя разломные уступы, либо в горизонтальном направлении, формируя более сложные ансамбли структур сжатия и растяжения. К сожалению, примеры исследования такого типа структур на территории Горного Алтая не столь многочисленны [Рогожин, Платонова, 2002; Рогожин и др., 2008; Deev et al., 2017; Деев и др., 2018; Деев, 2019; Turova et al., 2020].

Сильные сотрясения земной поверхности также приводят к значительным гравитационным смещениям: оползням и обвалам в скальных и рыхлых грунтах. Их называют сейсмогравитационными или вторичными деформациями. Чаще всего именно они приводят к максимальным людским и материальным потерям при сейсмических катастрофах, накрывая многометровой массой населенные пункты со всей их инфраструктурой. Оползневые и обвальные тела запруживают речные долины, что приводит к образованию временных озер позади обвальных дамб. Плотины таких озер рано или поздно разрушаются, и вниз по долинам прокатываются сели, уничтожающие абсолютно все на своем пути. Именно крупномасштабные оползни и обвалы многими исследователями Горного Алтая традиционно связывались с палеоземлетрясениями [Девяткин, 1965; Бутвиловский, 1993; Rogozhin et al., 1998; Рогожин и др., 1999, 2008; Рогожин, Платонова, 2002; Агатова и др., 2006; Agatova et al., 2014]. Правомерность такой корреляции подтвердилась во время Алтайского (Чуйского) землетрясения (27.09.2003 г., $M_s = 7.3$) на южных границах Чуйской и Курайской внутригорных впадин, когда на линии простирания поверхностных разрывов сформировался оползень объемом 30 млн м³ [Рогожин и др., 2007]. Целая серия масштабных оползней и обвалов вдоль северных бортов Чуйской и Курайской впадин пространственно связана (рис. 1, А–В) с активными структурами Курайской зоны разломов (КЗР). Наиболее крупный Сукорский скальный оползень (см. рис. 1, Б; рис. 2), который может наблюдать любой человек, путешествующий по соединяющей Россию и Монголию автомобильной дороге Р-256 (Чуйском тракту), находится на левом берегу р. Чуя, в районе ее правого притока — р. Куюктанар (Куэхтанар).

Несомненно, оценка возраста самого Сукорского скального оползня является ценнейшей палеосейсмологической информацией для понимания времени сохранности сейсмогравитационных структур, уточнения интервалов повторяемости сильных землетрясений в Горном Алтае и, как следствие, корректировки оценок его долгосрочного сейсмического режима. Однако оползневое тело не является единственным четвертичным образованием, которое могло блокировать узкую долину р. Чуя на участке между Чуйской и Курайской впадинами. Напротив оползня расположена троговая долина р. Куюктанар, с которой генетически связано широкое моренное поле (см. рис. 1, А; рис. 2). Е.В. Девяткин [1965] считал, что именно долинный Куюктанарский ледник блокировал долину Чуи в эпоху первого позднелейстоценового оледенения (по возрасту соответствует морской изотопной стадии (МИС) 4), в результате чего в Чуйской котловине сформировалось ледниково-подпрудное озеро, уровень которого достигал 2100 м. П.А. Окишев [1972, 1982] соотносил возраст ледниковой плотины с эпохой МИС 2, или Last Glacial Maximum (LGM). Г.Г. Русанов [1997] в качестве плотины озера, заполнявшего Чуйскую котловину до абсолютных отметок 1800 м, возникшего на этапе деградации оледенения LGM и просуществовавшего до голоцена, рассматривает сейсмогенный Сукорский скальный оползень. Плотина такого озера могла иметь смешанный ледниково-оползневой [Бутвиловский, 1993] или моренно-подпрудный [Золь-

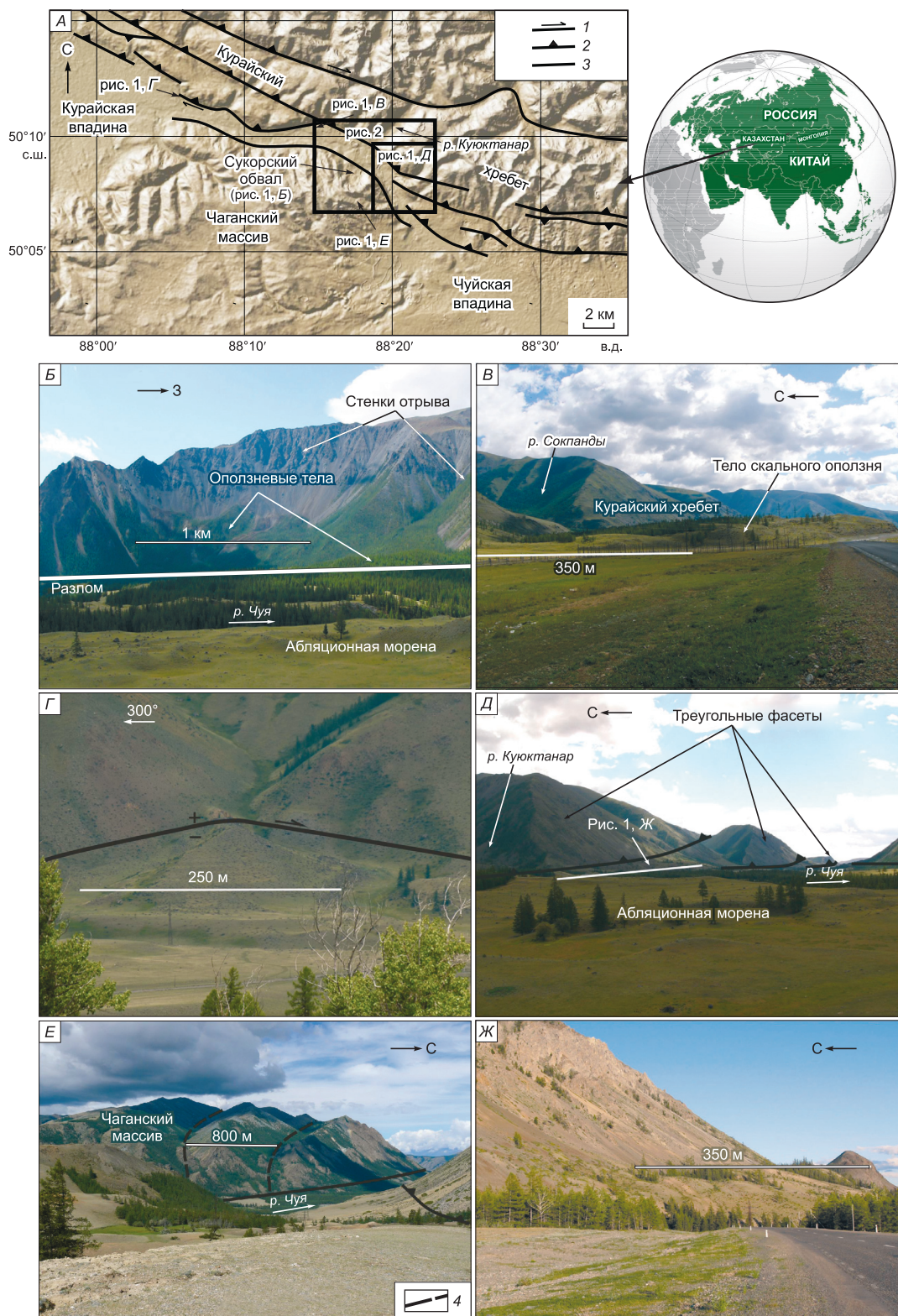


Рис. 1. Элементы активной тектоники Курайской зоны разломов.

А — активные разломы Курайской зоны; *Б* — фрагмент Сукорского скального оползня; *В* — тело крупного скального оползня с южного склона Курайского хребта, к западу от долины р. Сокпанды; *Г* — правостороннее смещение апекса пролювиального конуса выноса от русла временного водотока, южный склон Курайского хребта; *Д* — правосторонняя кулиса треугольных фасет тектонических уступов на южном склоне Курайского хребта, к юго-востоку от долины р. Куюктанар; *Е* — дугообразные сбросы, осложняющие структуру северной части Чаганского массива; *Ж* — крупные тела осыпей вдоль тектонического уступа к востоку от троговой долины Куюктанара. 1—3 — активные разломы Курайской зоны: 1 — сдвиги, 2 — взбросы и надвиги, 3 — неясной кинематики; 4 — сбросы, контролирурующие положение тектонических пластин.

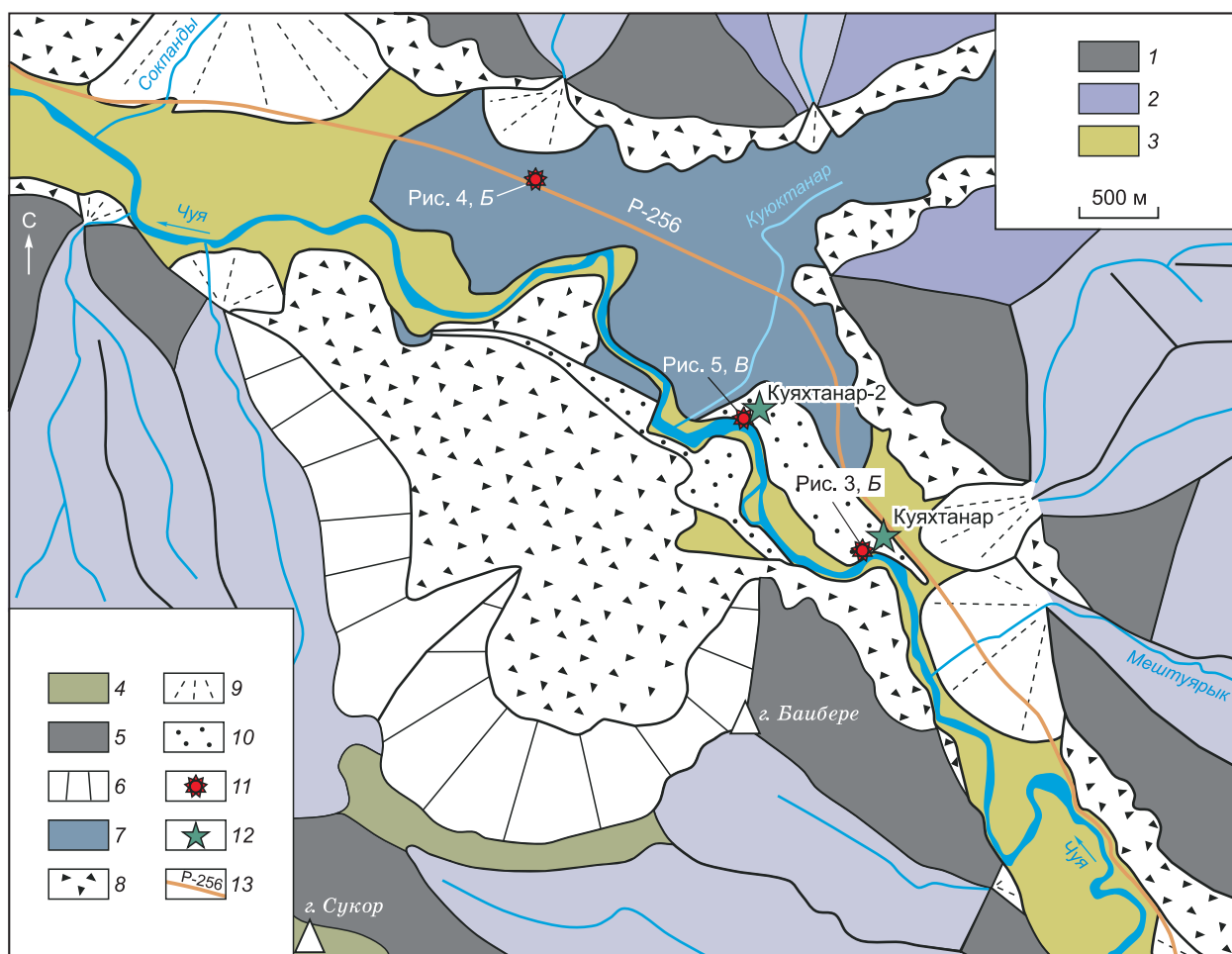


Рис. 2. Геоморфологическая схема района плотины обвално-подпрудного озера.

1 — V-образные долины временных водотоков; 2 — борта троговой долины; 3 — днище ящикообразной долины р. Чуя с комплексом эрозионных и аккумулятивных террас; 4 — вершинная поверхность Чаганского массива; 5 — фасеты тектонических уступов; 6 — стенки отрыва; 7 — морены; 8 — оползни, обвалы, осыпи; 9 — пролювиальные конусы выноса; 10 — золовые дюны и шлейфы по пескам обвално-подпрудного озера; 11 — места отбора проб для ОСЛ-определения абсолютного возраста отложений; 12 — археологические памятники финала позднего палеолита; 13 — автомобильная дорога.

ников, Мистрюков, 2008] характер. Соединяя Чуйскую и Курайскую впадины, рассматриваемый узкий участок долины р. Чуя является одним из ключевых объектов для понимания плейстоценовой палеогеографии в связи с вопросами существования крупных ледниково-подпрудных бассейнов во впадинах, резкого сброса их вод с формированием гляциальных суперпаводков в долинах Чуи и Катунь, на предгорной Алтайской равнине [Carling et al., 2002; Rudoy, 2002; Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников, 2009; Зольников и др., 2010, 2015, 2016; Зольников, Деев, 2013; Deev et al., 2019; Herget et al., 2020]. Как первопричину такого паводка в LGM В.В. Бутвиловский [1993] рассматривал мгновенное разрушение именно ледниково-подпрудной плотины в районе Куяктанара. Наконец, понимание озерной палеогеографии является ключом для оценки нижней возрастной границы археологических памятников территории.

Ряд принципиальных вопросов, касающихся возрастов Сукорского скального оползня, Куяктанарского ледника и его морен, времени формирования и интервала существования подпрудного озерного бассейна, типа озерной плотины, может быть решен через датирование озерных песков, сохранившихся сразу выше по течению от тела оползня и поля морен (см. рис. 2). Полученные ранее возрасты для этих песков сильно разнятся: от 14—15 тыс. лет [Шейнкман, 2002] до 250—300 лет [Рогожин, Платонова, 2002]. Мы решили разобраться в сложившейся ситуации и через серию новых абсолютных датировок песков, полученных методами оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) и инфракрасно стимулированной люминесценции (ИКСЛ), ответить на перечисленные выше вопросы. В анализ также были включены образцы песков из флювиогляциальных прослоев абляционных морен Куяктанарского ледника.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Чуйская (70×35 км) и Курайская (35×20 км) внутригорные впадины — две самые крупные отрицательные морфоструктуры юго-восточной части Горного Алтая (см. рис. 1, А), выполненные кайнозойскими отложениями мощностью до 1200—1600 м [Девяткин, 1965; Неведрова и др., 2001, 2014]. С севера впадины сочленяются с Курайским хребтом (абсолютные высоты до 3400 м) по разломам Курайской зоны. В докайнозойском структурном плане КЗР представляла собой субширотную структуру протяженностью 130 км и шириной до 20 км; этапы ее палеозойско-мезозойской эволюции описаны в [Буслов, 2011; Федак и др., 2011; Chikov et al., 2012; Буслов и др., 2013; Chen et al., 2016].

Между собой Чуйская и Курайская впадины разделены Чаганским (Сукорским) массивом (абсолютная высота 2900 м). В то же время между Курайским хребтом и Сукорским массивом (см. рис. 1, А) находится узкая (до 2 км в ширину) тектоническая впадина, в пределах которой долина р. Чуя имеет ящикообразную форму [Русанов и др., 2013]. Заложение впадины как грабена связано с кайнозойским развитием КЗР. Грабен начал формироваться в обстановке субширотного сжатия [Delvaux et al., 2013], по крайней мере, в олигоцене, о чем свидетельствуют найденные здесь глины с прослоями бурых углей, относящиеся к олигоцен–нижнемиоценовой кошагачской свите [Бутвиловский, 1993]. В четвертичном периоде в структуре регионального поля напряжений стало доминировать субмеридиональное сжатие. Поэтому КЗР в настоящее время можно рассматривать (см. рис. 1, А) как транспрессионную положительную цветочную структуру с главным Кубадринским разломом в центре Курайского хребта и системой взбросов и надвигов с северным падением, по которым Курайский хребет надвигается на отложения впадин [Delvaux et al., 2013]. На некоторых участках у таких разломов фиксируется еще и правосторонний компонент смещения (см. рис. 1, Г). Помимо основных взбросов и надвигов в структуре зоны присутствуют аналогичные оперяющие структуры (см. рис. 1, А) с южным падением [Deev et al., 2017; Деев, 2019; Turova et al., 2020]. Не исключено, что в четвертичном периоде Чаганский массив испытывал вращение против часовой стрелки, чем объясняется формирование форбергов вдоль его западной границы [Неведрова и др., 2014].

Сейсмологическими наблюдениями начиная с 60-х годов прошлого столетия вдоль КЗР зафиксированы землетрясения с $M \leq 5$ [Adija et al., 2003; Лескова, Еманов, 2013]. Однако палеосейсмологическими исследованиями установлено, что с Курайской зоной разломов также связаны поверхностные разрывы палеоземлетрясений с $M_w = 6.6$ —7.6 и интенсивностью от VIII до X баллов по шкале ESI 2007. Палеоземлетрясения произошли около 6.3, 5.8, 3.2, 1.3 тыс. л. н. и, вероятно, во второй половине XVIII века н. э. [Рогожин и др., 2008; Deev et al., 2017; Деев, 2018, 2019; Turova et al., 2020]. Подвижки по активным разломам в позднем плейстоцене и голоцене способствовали формированию сопутствующих зон открытой трещиноватости, через которые на поверхность изливались обогащенные углекислотой подземные воды с формированием травертинов, цементирующих различные генетические типы рыхлых отложений [Бутвиловский, 1993; Русанов и др., 2013; Kokh et al., 2017; Деев, 2018; Деев и др., 2021].

Склон Курайского хребта вдоль грабена имеет ступенчатое строение. Вдоль нижнего тектонического уступа тянутся прекрасно выраженные треугольные фасеты (см. рис. 1, Д, 2). Север Чаганского массива осложнен системой дугообразных сбросов (см. рис. 1, Е). Таким образом, крутонаклонные борты грабена являются отличными плоскостями для возникновения обвалов и оползней при землетрясениях (см. рис. 1, Б, В; 2), формирования крупных осыпей (см. рис. 1, Ж; 2). Наиболее крупный из сейсмогенных скальных оползней объемом, по разным оценкам, от 30 млн м³ [Русанов, 1997] до 80 млн м³ [Рогожин, Платонова, 2002], сошедший с северного склона горы Сукор, занимает все левобережье Чуи напротив долины Куяктанар (см. рис. 1, А, Б; 2). В составе обломков доминируют в разной степени серпентинизированные ультраосновные породы верхнелептотерозойского чаганузунского комплекса [Федак и др., 2011]. Полигенное тело оползня наложено на абляционную морену позднеплейстоценового Куяктанарского ледника. Протяженность оползневых масс вдоль левобережного коренного склона долины Чуи достигает 3 км, при максимальной ширине до 1.7 км. В результате формирования оползня долина Чуи оказалась блокированной, и выше плотины образовалось озеро, уровень которого поднимался до 1750—1800 м [Бутвиловский, 1993; Русанов, 1997]. В максимум своего заполнения озеро занимало долину Чуи и центральную часть Чуйской котловины на площади более 100 км², а объем его вод составлял не менее 3.5 км³ [Русанов, 1997].

К востоку от долины Куяктанара на правом и левом берегах Чуи располагается поле озерных песков. На озерных песках в настоящее время активно формируются дефляционные понижения и песчаные дюны. Узкий шлейф эоловых песков тянется по левому берегу Чуи и к западу от долины Куяктанара. В долине Чуи на рассматриваемом участке также выделяются разновысотные эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные террасы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения поставленных задач экскаватором был вскрыт наиболее полный разрез эоловых и озерных песков на всю их мощность, вручную зачищены обнажения абляционных морен с флювиогляциальными песчаными прослоями. В общей сложности было отобрано восемь образцов озерных песков, три образца эоловых песков и три образца песков из флювиогляциальных прослоев абляционных морен для проведения процедуры определения их абсолютного возраста. Процедура датирования, включая определения скорости накопления энергии в отложениях (радиационной дозы) и определения количества накопленной энергии (эквивалентной дозы), выполнена в Северной люминесцентной лаборатории отделения геологических наук Орхусского университета (Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Department of Geoscience, Aarhus University, Denmark). Определение эквивалентной дозы проведено путем ОСЛ со стимуляцией голубым светом (Q, SAR-протокол) для кварца и ИКСЛ с нагревом до 50 °C (протокол IR₅₀) и 290 °C (протокол pIRIR₂₉₀) для калиевых полевых шпатов [Murray, Wintle, 2003; Murray et al., 2012]. Получение датировок по трем протоколам позволяет выполнять анализ полноты засветки образца и сравнение результатов по степени надежности. Число измеренных аликвот для разных образцов колеблется от 18 до 26.

Как известно, недостатком люминесцентного датирования является возможное «удревнение» возраста ввиду неполной засветки зерен в ходе геологического транспорта. Особенно эта проблема касается отложений, формирование которых происходило в условиях ограниченного доступа света (морены) либо в условиях перемещения значительных объемов материала за короткий промежуток времени. Для определения возможного неполного засвечивания и верификации полученных результатов датирования был предложен метод сравнения итоговых дат, полученных разными протоколами [Murray et al., 2012]. Энергия в зернах кварца обнуляется под воздействием света в яркий солнечный день в течение первых десятков секунд, в то время как для более энергетически емких зерен полевых шпатов требуется гораздо большая длительность засвечивания, когда даже после нахождения на свету более суток в кристаллах остается незначительная доза. Таким образом, отложения, в которых и кварц, и полевые шпаты оказываются полностью засвеченными, являются наиболее надежными для выполнения люминесцентного датирования. Близкие измеренные значения накопленной дозы для обоих минералов указывают на длительную засветку и, таким образом, позволяют оценивать надежность датирования. Установлено, что наиболее надежными определениями абсолютного возраста методом ОСЛ являются результаты с соотношением датировок pIRIR₂₉₀/Q в диапазоне 0.9—1.2, для IR₅₀/Q — 0.5—0.7 [Murray et al., 2012]. При этом соотношение датировок pIRIR₂₉₀/Q является наиболее важным, так как именно протокол pIRIR₂₉₀ позволяет измерить наиболее надежный сигнал в полевых шпатах, а протокол IR₅₀ фиксирует подверженный аномальному затуханию сигнал и измеряется для оценки возможной степени потери энергии в полевых шпатах.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В пределах поля озерных песков, поверх которых развиты эоловые дюны, был выбран участок с наибольшей мощностью песков (см. рис. 2, 3, А). Здесь (см. рис. 3, Б) пройдена траншея (50.142390° с.ш., 88.316860° в.д., абсолютная высота 1721 м), вскрывшая пески на полную 6-метровую мощность, от кровли песчаной дюны до кровли валунных галечников, слагающих 10—11-метровую речную террасу. В дефляционных понижениях на основе галечных обломков сформированы прекрасные ветрогранники (см. рис. 3, В). В разрезе траншеи выделяются два генетически различных интервала (см. рис. 3, Г).

1. Нижние 3.9 м разреза сложены переслаиванием светло-серых среднезернистых пылеватых и серых хорошо промытых крупнозернистых песков. В основании разреза присутствуют гравийные пески. Слоистость параллельная субгоризонтальная, пологолинзовидная, участками пологоволнистая. Состав песков и их текстуры указывают на их накопление в обстановке проточного озера. Субаэральные перерывы или размывы отсутствуют, что свидетельствует об отсутствии разновозрастных плотин у озера. Для определения возраста озерных песков из них отобрано восемь образцов песков с интервалом 0.5—0.4 м (таблица, образцы DEALT19-13—DEALT19-20). Полученные ОСЛ-даты с небольшими инверсиями в пределах ошибки определения укладываются в возрастной диапазон от 16.2 ± 1.3 тыс. лет (RISØ-208814) до 11.2 ± 0.9 тыс. лет (RISØ-208816). Все образцы оказались хорошо засвеченными, за исключением обр. DEALT19-20 в кровле, возраст которого 14.3 ± 0.9 тыс. лет, возможно, завышен вследствие неполной засветки.

2. Перевеянные светло-серые мелкозернистые пылеватые пески с нечетко выраженной параллельной пологонаклонной слоистостью. Основание пачки срезает слоистость в нижележащих озерных песках. Это несогласие фиксирует дефляционный контакт. Среди песков находится три эфемерных палеопочвы. Общая мощность субаэральная пачки 2.1 м. Из песков пачки с глубин 1.0, 1.5 и 2.0 м отобраны образцы песков DEALT19-23—DEALT19-21, по которым без возрастных инверсий получены три ОСЛ-

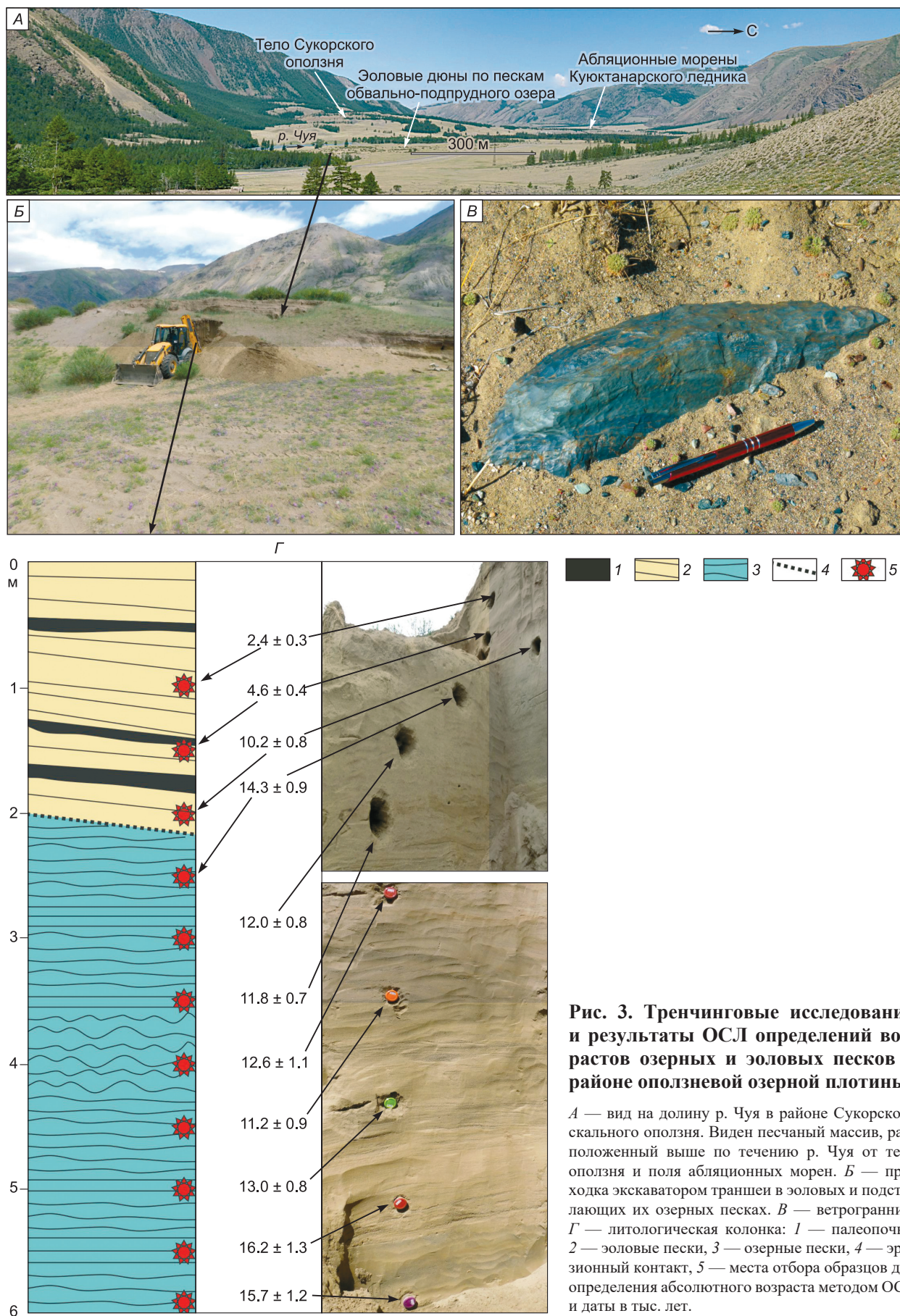


Рис. 3. Тренчинговые исследования и результаты ОСЛ определений возрастов озерных и эоловых песков в районе оползневой озерной плотины.

А — вид на долину р. Чуя в районе Суковского скального оползня. Виден песчаный массив, расположенный выше по течению р. Чуя от тела оползня и поля абляционных морен. Б — проходка экскаватором траншеи в эоловых и подстилающих их озерных песках. В — ветрогранник. Г — литологическая колонка: 1 — палеопочва, 2 — эоловые пески, 3 — озерные пески, 4 — эрозийный контакт, 5 — места отбора образцов для определения абсолютного возраста методом ОСЛ и даты в тыс. лет.

Результаты опико-пониесцентного датирования

Номер образца			Позиция образца		Данные измерений (кварц)*			Возраст, тыс. л.**			Возрастные соотношения		
Полевой (DEALT19)	Лаб. ин-декс (RISØ)	Стратиграфия	Глубина, см	n	ED	DR	ИКСЛ (КПШ, IR ₅₀)	ИКСЛ (КПШ, pIRIR ₂₉₀)	ОСЛ (кварц)	pIRIR ₂₉₀ /Q	IR ₅₀ /Q	Кварц достаточно засветчен	
Сукорские пески													
23	208823	1	100	18	5.3 ± 0.5	2.03 ± 0.08	3.2 ± 0.5	4.8 ± 1.0	2.4 ± 0.3	1.98 ± 0.47	1.33 ± 0.22	—	
22	208822	1	150	18	9.9 ± 0.8	2.03 ± 0.08	3.4 ± 0.4	4.5 ± 0.3	4.6 ± 0.4	0.98 ± 0.11	0.71 ± 0.08	+	
21	208821	1	200	18	22.8 ± 1.5	2.13 ± 0.08	7.4 ± 0.9	10.4 ± 0.9	10.2 ± 0.8	1.01 ± 0.14	0.72 ± 0.08	+	
20	208820	2	250	18	31.6 ± 1.6	2.13 ± 0.08	нет ПШ		14.3 ± 0.9	нет ПШ		+	
19	208819	2	300	18	25.4 ± 1.2	2.06 ± 0.08	7.9 ± 0.5	10.1 ± 0.6	12.0 ± 0.8	0.85 ± 0.08	0.66 ± 0.05	+	
18	208818	2	350	26	26.3 ± 1.2	2.18 ± 0.08	10.1 ± 1.5	13.6 ± 1.8	11.8 ± 0.7	1.16 ± 0.17	0.86 ± 0.07	+	
17	208817	2	400	26	28.4 ± 2.1	2.21 ± 0.08	8.9 ± 1.5	12.7 ± 1.4	12.6 ± 1.1	1.01 ± 0.12	0.71 ± 0.08	+	
16	208816	2	450	26	25.8 ± 1.7	2.26 ± 0.08	10.9 ± 1.2	12.4 ± 1.4	11.2 ± 0.9	1.10 ± 0.16	0.97 ± 0.10	+	
15	208815	2	500	26	29.1 ± 1.2	2.22 ± 0.08	10.4 ± 1.8	14.0 ± 1.8	13.0 ± 0.8	1.08 ± 0.18	0.80 ± 0.06	+	
14	208814	2	550	20	33.2 ± 2.3	2.04 ± 0.08	11.0 ± 2.1	15.8 ± 2.0	16.2 ± 1.3	0.97 ± 0.20	0.68 ± 0.07	+	
13	208813	2	590	22	30.7 ± 1.9	1.95 ± 0.07	10.9 ± 1.5	15.3 ± 2.1	15.7 ± 1.2	0.97 ± 0.17	0.69 ± 0.07	+	
Куоктанарские флювиогляциальные пески													
7	208809	3	130	25	28.9 ± 2.7	1.07 ± 0.04	19.13 ± 5.5	26.9 ± 7.0	24.3 ± 2.5	1.11 ± 0.31	0.79 ± 0.11	+	
6.1	208807	4	470	23	41.1 ± 3.5	1.30 ± 0.05	32.62 ± 5.4	64.7 ± 9.5	30.9 ± 2.9	2.10 ± 0.37	1.06 ± 0.13	—	
6.2	208808	4	480	24	34.3 ± 2.2	1.26 ± 0.05	33.13 ± 4.7	57.9 ± 5.9	26.7 ± 2.0	2.17 ± 0.28	1.24 ± 0.12	—	

Примечание. Положение разреза, стратиграфическая позиция образцов: 1 — расчистка в песчаном поле на правом берегу Чуи выше по течению от куюктанарской морены; 50.14239° с.ш., 88.31686° в.д. Эоловые пески (верхняя пачка); 2 — та же расчистка, озерные пески (нижняя пачка); 3 — инверсионная гряда абляционной морены Куоктанарского ледника. Береговое обнажение правого берега р. Чуя; 50.14986° с.ш., 88.30674° в.д. Внутриморенный флювиогляциальный песок; 4 — придорожное обнажение на 855 км Чуйского тракта; 50.16355° с.ш., 88.28673° в.д. Опыленная морена Куоктанарского ледника. Слой внутриморенного флювиогляциального песка.

* n — число измеренных аликвотов; ED — накопленная (эквивалентная) доза радиации (Грей); DR — скорость накопления дозы (Грей/тыс. лет).

** Курсивом выделены даты, для которых возможно увеличение возраста вследствие неполной засветки.

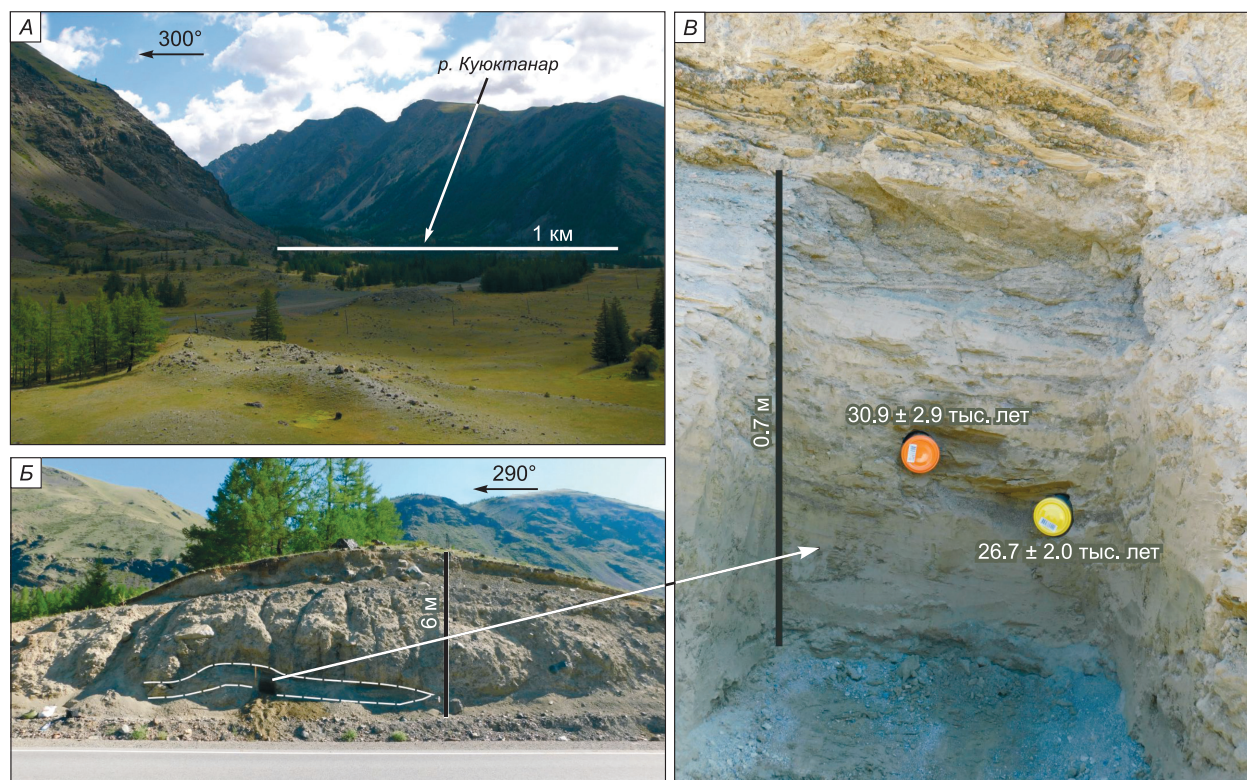


Рис. 4. Абляционные морены Кукутанарского ледника.

А — Кукутанарский трог и грядовое поле абляционных морен; *Б* — разрез инверсионной гряды, сложенной абляционной мореной Кукутанарского ледника; белой штриховой линией обозначена линза флювиогляциальных гравийных песков и алевритов; *В* — положение точек отбора и ОСЛ-возрасты песков из флювиогляциального прослоя в абляционной морене.

даты (сверху вниз): 2.4 ± 0.3 (RISØ-208823), 4.6 ± 0.4 (RISØ-208822) и 10.2 ± 0.8 (RISØ-208821) тыс. лет (см. таблицу). Анализ соотношений возрастов, полученных по кварцу и КППШ, показывает, что первая дата может быть «удревненной» вследствие неполной засветки зерен песка.

На правом берегу р. Чуя (рис. 4, *А*), в районе 855 км, федеральная автомобильная дорога Р-256 пересекает поле инверсионных гряд, сложенных материалом абляционной морены Кукутанарского ледника. В дорожной выработке (50.163510° с.ш., 88.286877° в.д., абсолютная высота 1746 м) вскрыт разрез одной из таких гряд (см. рис. 2). В обнажении протяженностью 36 м и высотой 6 м (см. рис. 4, *Б*) находится темно-серый валунно-галечный моренный диамиктон с алевропесчаным заполнителем. В нижней части обнажения, на высоте 1.0—1.5 м от его основания, прослеживается слой светло-серых гравийных песков с пологой косой флювиальной слоистостью и мощностью от 15 до 30 см, которые перекрываются тонкослоистыми белесыми алевритами мощностью от 10 до 25 см. В песках и алевритах наблюдаются постседиментационные структуры оползания и складки, формирование которых связано с процессом инверсионного оформления моренной гряды [Зольников, Мистрюков, 2008]. Из флювиогляциальных песков взяты два образца на ОСЛ-определение абсолютного возраста (см. рис. 4, *В*): DEALT19-6.1 и DEALT19-6.2. Полученные возрасты составили 30.9 ± 2.9 (RISØ-208807) и 26.7 ± 2.0 (RISØ-208808) соответственно (см. таблицу). Из соотношения возрастов, полученных по кварцу и полевому шпату следует, что обе датировки могут быть «удревненными» вследствие неполной засветки зерен песка.

В правобережных береговых уступах Чуи к западу и востоку от устья р. Кукутанар также обнажаются комплексы основных (рис. 5, *А*) и абляционных (5, *Б*) морен. Еще один прослой флювиогляциального песка среди диамиктона абляционной морены опробован в основании инверсионной гляциальной гряды в точке с координатами 50.149860° с.ш. и 88.306740° в.д., абсолютная высота 1721 м (см. рис. 2). Здесь в береговом обрыве высотой 8 м над урезом р. Чуя (см. рис. 5, *В*) вскрыт палевый моренный диамиктон с двумя маломощными (до 10 см) прослоями алевритового песка. Первый из них залегает на 30 см ниже бровки эрозионного вреза, второй — ниже бровки на 1 м. Из нижнего песчаного прослоя отобран образец DEALT2019-7 (см. рис. 5, *Г*). Его ОСЛ-возраст составил 24.3 ± 2.5 тыс. л. (RISØ-208809) (см. таблицу). Взаимный контроль процедуры определения абсолютного возраста, выполненный по кварцу и КППШ, показал, что полученная датировка является кондиционной.

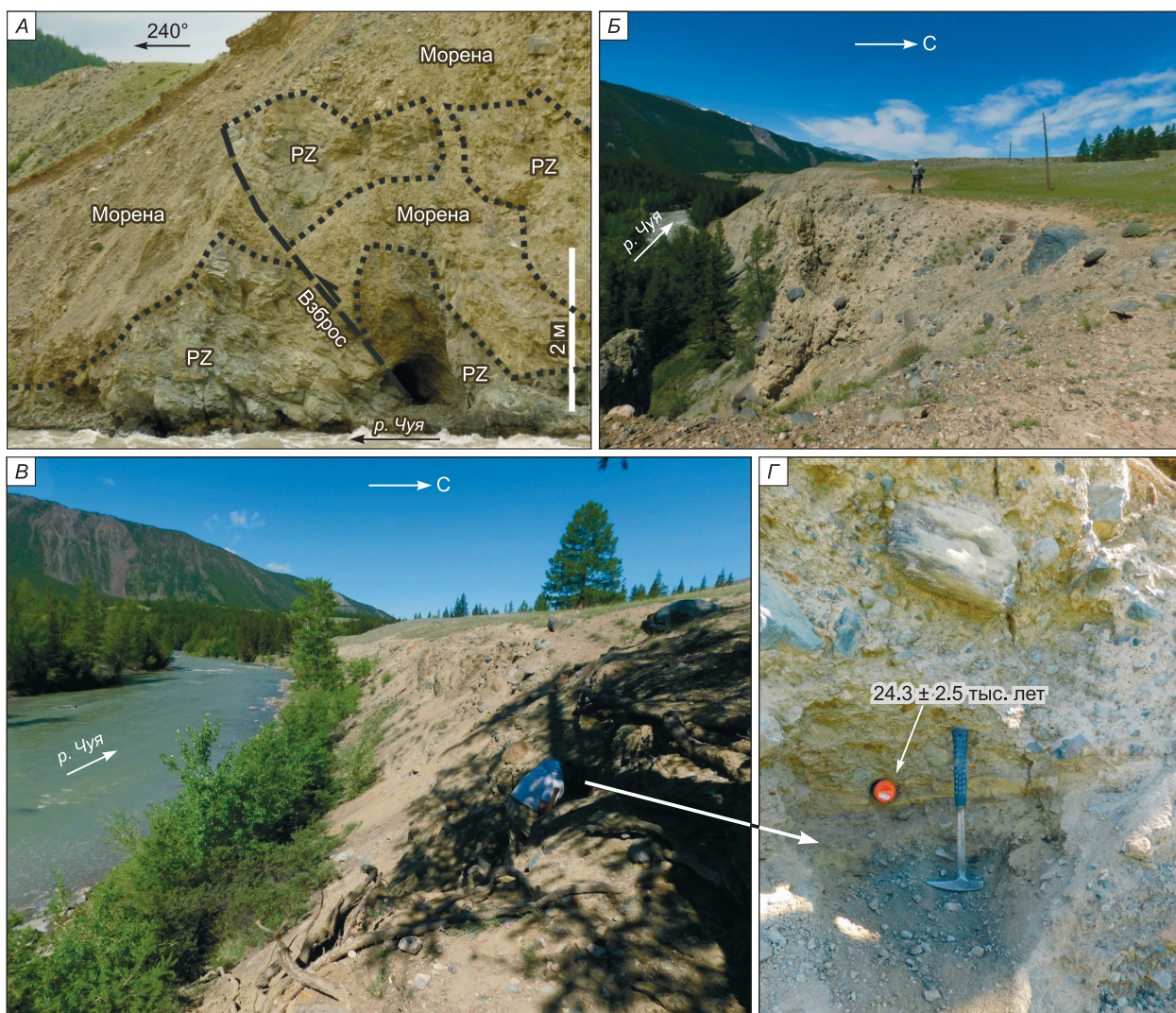


Рис. 5. Морены Куюктанарского ледника.

А — взброс и гляциоотторженцы палеозойских коренных пород в основной морене; *Б, В* — обнажения абляционных морен в береговых правобережных уступах р. Чуя; *Г* — положение точки отбора и ОСЛ-возраст песков из флювиогляциального прослоя в абляционной морене.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Какие выводы могут быть сделаны из полученных нами данных? Для начала скажем, что наши датировки для озерных песков в интервале 16—11 тыс. л. н., хорошо согласуются с полученными ранее для них В.С. Шейкманом [2002] термолюминесцентными возрастами в 14.5 ± 1.5 и 13.5 ± 1.5 тыс. лет. В свою очередь, ОСЛ-даты от 10 тыс. лет и моложе, характеризующие золотые пески, хорошо согласуются с ранее проведенным радиоуглеродным датированием находящихся среди них палеопочв на правом и левом берегах р. Чуя. Первые такие датировки получены В.В. Бутвиловским [1993]: 7460 ± 70 (СОАН 1692А), 6110 ± 100 (СОАН 1692В), 2490 ± 100 (СОАН 2377) и 1470 ± 40 (СОАН 2376; древесина в палеопочве) калиброванных лет. Их дополняет серия радиоуглеродных дат [Агатова, Непоп, 2017], частично полученная из тех же разрезов, что привел в своей работе В.В. Бутвиловский [1993]: 8232 ± 181 (СОАН 8903), 5912 ± 265 (СОАН 9363), 4253 ± 275 (СОАН 9449), 3558 ± 157 (СОАН 8715), 3278 ± 278 (СОАН 9362), 1426 ± 125 (ИГАН 4139) и 1192 ± 131 (ИГАН 4140) калиброванных лет. Очевидно, что к пескам субэдральной пачки относятся и радиоуглеродные даты, полученные по корням деревьев и растительному детриту [Агатова, Непоп, 2017]: 2403 ± 253 (ИГАН 4133), 1565 ± 149 (ИГАН 4131) и 325 ± 176 (ИГАН 4141) калиброванных лет. Нам представляется, что авторами этой публикации генезис вмещающих объекты датирования песков ошибочно принят за озерный. По всей видимости, аналогич-

ная ошибка в фациальной диагностике первого сверху метра песков как озерных содержится и в работе [Рогожин, Платонова, 2002]. На самом деле все полученные этими авторами радиоуглеродные датировки растительных остатков также относятся к эоловым пескам: 250 ± 90 (ИГАН 1705), 990 ± 160 (ИГАН 1695), 1130 ± 155 (ИГАН 1701) и 1510 ± 100 (ИГАН 1704) калиброванных лет.

Взаимный контроль процедуры определения абсолютного возраста, выполненный по кварцу и КПШ показал, что наиболее кондиционная дата для флювиогляциальных песков соответствует образцу с возрастом 24.3 ± 2.5 тыс. лет. Два других образца оказались несколько недозасвеченными, поэтому их возраст немного удревнен. Тем не менее все три полученных возраста согласованно указывают, что максимальная фаза развития Куяктанарского ледника, с которым связаны инверсионные гряды абляционных морен, пришлась на начало МИС 2.

Таким образом, существенный возрастной разрыв — около 8 тыс. лет — между формированием абляционных морен Куяктанарского ледника и расположенными восточнее озерными песками однозначно указывает на то, что озеро не являлось ледниково- или моренно-подпрудным. Его подпруда возникла около 16 тыс. л. н. при сходе гигантского Сукорского скального оползня, который перегородил южную часть долины р. Чуя напротив троговой долины Куяктанара. Размеры оползневого тела, его положение в сейсмоактивной зоне с современными и палеоаналогами, нахождение на линии активных разломов Курайской зоны с развитыми вдоль них поверхностными разрывами палеоземлетрясений относятся к числу критериев, которые позволяют связать оползень именно с сейсмогенным триггером [Paleoseismology, 1996].

Столь крупные по объему обвальные тела и оползни, согласно шкале сейсмической интенсивности ESI-2007 [Earthquake, 2015], образуются при землетрясениях с интенсивностью 10—11 баллов. Опыт авторских исследований в Прииссыккулье [Деев, Корженков, 2016; Korzhenkov, Deev, 2017; Корженков и др., 2018], примеры из других сейсмоактивных регионов мира [Jibson, 1996; Paleoseismology, 1996; Keefer, 2002; Earthquake-induced..., 2012], данные по очаговым зонам палеоземлетрясений района Чуйской и Курайской впадин и Алтайскому землетрясению 2003 г. [Рогожин и др., 2007, 2008] говорят о том, что крупные сейсмогравитационные структуры непосредственно маркируют очаговые зоны древних и исторических сейсмических событий. Расположение Сукорского скального оползня на простирании активных разломов, генерировавших палеоземлетрясения с $M_w = 6.6$ —7.6 и интенсивностью от 8 до 9 баллов во второй половине голоцена [Рогожин и др., 2008; Deev et al., 2017; Деев, 2018, 2019; Turova et al., 2020], убеждает нас в том, что сейсмическая подвижка 16 тыс. лет назад связана с одним из разломов Курайской зоны. Следовательно, установленный возраст палеособытия является наиболее древним из известных для КЗР и удревняет ее сейсмическую летопись почти на 10 тыс. лет.

Также важно, что сейсмогравитационные палеосейсмодислокации могут сохраняться в горных районах с полуаридным и аридным климатом, характерным для района Чуйской и Курайской впадин, на протяжении 16 тыс. лет. Современным ландшафтно-климатическим аналогом являются районы киргизского Тянь-Шаня, где в рельефе сохранились первичные разрывы палеоземлетрясений с возрастом 13—15 тыс. лет. [Thompson, 2001; Landgraf et al., 2016; Deev et al., 2018]. Поэтому сохраняется надежда на обнаружение коррелятных Сукорскому скальному оползню поверхностных разрывов при дальнейших палеосейсмологических исследованиях в КЗР. Морфология Сукорского оползня указывает на то, что в его структуре могут участвовать и более молодые обвальные и оползневые тела. Их выделение также является перспективной задачей палеосейсмологических исследований. К примеру установлено, что обвальными массами в 1 км восточнее устья Куяктанара перекрыта палеопочва с радиоуглеродным возрастом около 200 лет [Рогожин и др., 2008].

Озерный седиментогенез в обвально-подпрудном озере закончился около 10 тыс. л. н. Сохранившиеся в районе плотины озерные пески, хорошо читаемый холмистый рельеф оползневых масс и грядовой рельеф абляционных морен говорят о том, что спуск этого озера не был мгновенным и не имел катастрофических последствий. Сохранность моренного комплекса с возрастом около 25 тыс. лет на узком участке между Курайской и Чуйской впадинами, где скорость и эродирующая деятельность катастрофического водного потока должны быть максимальными, свидетельствует, что в эпоху глобального LGM (20—23 тыс. л. н.) и позднее таких катастрофических сбросов воды из Чуйской впадины попросту не было.

Возрастной разрыв между абляционными моренами и основанием озерных песков говорит о том, что в Чуйскую впадину не распространялся последний ледниково-подпрудный озерный бассейн, реконструируемый в Курайской впадине в диапазоне 21—16 тыс. л. н. [Agatova et al., 2020; Зольников и др., 2021]. Это озеро должно было выклиниваться вверх по долине Чуи не далее куяктанарского участка, т. е. уровень этого озера не превышал абсолютной отметки 1750 м. В противном случае абляционные морены, имеющие, по нашим данным, более древний возраст, подверглись бы размыву. Было локальным и не распространялось по Чуйской долине выше Сукорского скального оползня и более позднее обвально-подпрудное озеро, чья плотина расположена в 12 км ниже устья Куяктанара. Его отложения

датированы радиоуглеродным методом: 9690 ± 110 (СОАН 2378) и 8320 ± 60 (СОАН 2379) калиброванных лет. Образец древесины из перекрывающих их эоловых отложений имеет радиоуглеродный возраст 3320 ± 50 (СОАН 2380) калиброванных лет [Бутвиловский, 1993]. Отсутствие озерной седиментации и развитие эоловых процессов с рубежа 10 тыс. лет говорит о том, что Сукорский скальный оползень не мог держать озеро, которое, согласно Г.Г. Русанову [2010], занимало центральную часть Чуйской котловины в голоцене.

Наконец, более понятным становится и максимальный возраст археологических памятников обсуждаемого участка долины р. Чуя. Все они относятся к постозерной стадии. Наиболее древние артефакты нестратифицированных памятников каменной индустрии Куяхтенар и Куяхтанар-2, находящихся в районе песчаных дюн к юго-востоку от Куяхтанара (см. рис. 2), условно отнесены к позднему палеолиту [Деревянко, Маркин, 1987; Славинский и др., 2011]. Возраст основания эоловых песков показывает, что эти памятники не древнее 10 тыс. лет и их следует относить к финалу позднего палеолита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Гигантский Сукорский скальный оползень возник 16 тыс. л. н. в результате землетрясения с интенсивностью 9—10 баллов по шкале ESI 2007. Полученная датировка палеоземлетрясения является наиболее древней из надежно обоснованных возрастных рубежей палеосейсмических событий для КЗР.

2. Именно Сукорский оползень стал причиной формирования обвально-подпрудного озера, которое просуществовало в интервале 16—10 тыс. л. н. и постепенно спустилось, когда р. Чуя прорезала плотину.

3. Крупные сейсмогравитационные структуры в ландшафтно-климатических условиях, подобных району Чуйской и Курайской впадин, могут сохраняться в рельефе не менее 16 тыс. лет.

4. Максимальная фаза развития Куяхтанарского ледника пришлась на начало МИС 2, а его абляционные морены имеют возраст около 25 тыс. лет.

5. Данные по определению абсолютного возраста и прекрасная сохранность инверсионных моренных гряд Куяхтанарского ледника, холмистого рельефа оползневых масс, озерных песков в районе плотины указывают на то, что: а) в период глобального LGM (20—23 тыс. л. н.) из Чуйской котловины не происходило «мгновенных» сбросов больших объемов воды, порождавших мегапаводки в долинах Чуи и Катун; б) в Чуйскую котловину не распространялись воды последнего Курайского ледниково-подпрудного озера с возрастом 19—16 тыс. л. н.; из всего спектра озерных террас на бортах Курайской впадины этому озеру принадлежат лишь наиболее низкие, с абсолютными отметками, не превышающими 1750 м, а более высокие террасы, которые прослежены до абсолютных высот 2100—2200 м, принадлежат более древним озерным эпохам; в) оползневая плотина не могла держать озеро в Чуйской котловине на протяжении голоцена.

6. Археологические памятники, расположенные в районе перемычки между Чуйской и Курайской впадинами, сформировались в постозерный период и не могут быть древнее 10 тыс. лет.

Авторы выражают свою признательность д.г.-м.н. Е.А. Рогожину и д.г.-м.н. О.В. Луниной, чьи конструктивные замечания позволили улучшить статью.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект 19-17-00179).

ЛИТЕРАТУРА

Агатова А.Р., Непоп Р.К. Соотношение позднепалеолитических памятников Чуйской котловины с геологическими следами ледниково-подпрудных озер позднего плейстоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2017, т. 25, № 3, с. 1—17.

Агатова А.Р., Непоп Р.К., Высоцкий Е.М. Сейсмогравитационные палеодислокации в долине реки Чаган (Юго-Восточный Алтай) // Геоморфология, 2006, № 4, с. 53—62.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семakov Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1993, 253 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 244 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 126).

Деев Е.В. Неотектоника и палеосейсмичность внутригорных впадин северной части Центральной Азии (на примере Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня): Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2018, 52 с.

Деев Е.В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли, 2019, № 3, с. 71—96.

Деев Е.В., Корженков А.М. Палеосейсмологические исследования в эпицентральной зоне Кеминского землетрясения 1911 г. в Северном Тянь-Шане // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (2), с. 421—430.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Турова И.В., Русанов Г.Г., Ряполова Ю.М., Неведрова Н.Н., Котлер С.А. Палеоземлетрясения в Уймонской внутригорной впадине (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (4), с. 437—452.

Деев Е.В., Дублянский Ю.В., Позднякова Н.И., Шольц Д., Кох С.Н., Сокол Э.В., Русанов Г.Г. Первые результаты $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования сейсмогенных травертинов Горного Алтая // ДАН, 2021, т. 500, № 2, с. 135—141.

Деревянко А.П., Маркин С.В. Палеолит Чуйской котловины. Новосибирск, Наука, 1987, 112 с.

Зольников И.Д. Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 2009, № 69, с. 58—70.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск, Параллель, 2008, 180 с.

Зольников И.Д., Деев Е.В. Гляциальные суперпаводки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: условия формирования и геологические признаки // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 74—82.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Лямина В.А. Новые данные о четвертичном морфолитогенезе в Чуйской котловине (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (4), с. 437—449.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А. Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1483—1495.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины Верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (6), с. 1184—1197.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Панин А.В., Курбанов Р.Н., Васильев А.В., Позднякова Н.И., Турова И.В. О возрасте чибитского оледенения Горного Алтая // ДАН, 2021, т. 496, № 2, с. 204—210.

Корженков А.М., Абдиева С.В., Агатова А.Р., Арроусмит Р., Бауман Д., Вахрамеева П.С., Гладков А.С., Гуральник Б., Деев Е.В., Джумабаева А.Б., Казмер М., Керимбаева Д., Кольченко В., Кросби К., Лобова (Казанцева) Е.Ю., Лужанский Д.В., Мажейка Й.В., Мамыров Э., Меньшиков М.Ю., Морозова Е.А., Муралиев А.М., Нурманбетов К., Орлова Л.А., Павлис Т.Л., Поволоцкая И.Э., Порат Н., Рогожин Е.А., Родина С.Н., Родкин М.В., Сорокин А.А., Табалдиев К., Турова И.В., Усманов С.Ф., Фортунa А.Б., Чаримов Т.А., Шен Д., Юдахин А.С. Сильные исторические и палеоземлетрясения Прииссыккуля и их положение в структуре Северного Тянь-Шаня. М., ИФЗ РАН, 2018, 174 с.

Лескова Е.В., Еманов А.А. Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 113—123.

Неведрова Н.Н., Эпов М.И., Антонов Е.Ю., Дашевский Ю.А., Дучков А.Д. Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1399—1416.

Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М. Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 119—132.

Окишев П.А. Рыхлые отложения в долине Чуи на участке между Чуйской и Курайской котловинами // Вопросы геологии и географии. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1972, с. 202—204.

Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1982, 209 с.

Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М., ИФЗ РАН, 2002, 130 с.

Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология, 1999, № 1, с. 82—95.

- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А.** Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // *Геотектоника*, 2007, № 2, с. 3—22.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В.** Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // *Физика Земли*, 2008, № 6, с. 31—51.
- Русанов Г.Г.** Обвальное-подпрудное озеро в долине р. Чуя в конце позднего плейстоцена—начале голоцена (Горный Алтай) // *Вопросы географии Сибири*, Томск, Изд-во Том. ун-та, 1997, вып. 22, с. 18—25.
- Русанов Г.Г.** Изменения климата Чуйской котловины Горного Алтая в голоцене по фауне остракод // *Успехи современного естествознания*, 2010, № 10, с. 20—25.
- Русанов Г.Г., Деев Е.В., Ряполова Ю.М., Зольников И.Д.** Палеогидротермальная активность разломов Горного Алтая по результатам датирования травертинов // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, 2013, № 4 (16), с. 53—64.
- Славинский В.С., Постнов А.В., Марковский Г.И., Басова Н.В., Зольников И.Д., Рыбин Е.П.** Результаты разведки памятников палеолита в Алтайском крае и Республике Алтай в 2011 году // *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. Новосибирск, Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2011, т. XVII, с. 469—472.
- Уломов В.И., Богданов М.И., Трифонов В.Г., Гусев А.А., Гусев Г.С., Акатова К.Н., Аптикаев Ф.Ф., Данилова Т.И., Кожурин А.И., Медведева Н.С., Никонов А.А., Перетокин С.А., Пустовитенко Б.Г., Стром А.Л.** Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Пояснительная записка к комплексу карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных районах // *Инженерные изыскания в строительстве*, 2016, № 7, с. 49—121.
- Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьева Е.М.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 — Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011, 567 с.
- Шейнкман В.С.** Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // *Материалы гляциологических исследований*. Вып. 93. М., Изд-во ИГ РАН, 2002, с. 41—55.
- Adija M., Ankhtsetseg D., Baasanbat T., Bayar G., Bayarsaikhan C., Erdenezul D., Mungunsuren D., Munkhsaikhan A., Munkhuu D., Narantsetseg R., Odonbaatar C., Selenge L., Tsembel B., Ulziiibat M., Urtnasan K.H.** One century of seismicity in Mongolia (1900—2000). Ulaanbaatar, RCAG- DASE, 2003, 1 sheet.
- Agatova A.R., Nepop R.K., Slyusarenko I.Yu., Myglan V.S., Nazarov A.N., Barinov V.V.** Glacier dynamics, palaeohydrological changes and seismicity in southeastern Altai (Russia) and their influence on human occupation during the last 3000 years // *Quat. Int.*, 2014, v. 324, p. 6—19.
- Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., Bohorquez P., Khazin L.B., Zhdanova A.N., Moska P.** Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: New results from multidisciplinary research // *Earth Sci. Rev.*, 2020, v. 205, p. 103183.
- Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S., Borodavko P.S., Berger G.W.** Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and introduction to flood deposit sedimentology // *Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples*. Special publication 32 of the IAS / Eds. I.P. Martini, V.R. Baker, G. Garzon. Oxford, Blackwell Science, 2002, p. 17—35.
- Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Jiang Y., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytshchek E.E.** The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implications from geochemical and detrital zircon U–Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh–Terekta–Ulagan–Sayan suture zone // *Gondwana Res.*, 2016, v. 34, p. 1—15.
- Chikov B.M., Zinoviev S.V., Deyev E.V.** Post-late Paleozoic collisional framework of southern Great Altai // *Acta Geol. Sin.*, 2012, v. 86 (5), p. 1093—1104.
- Deev E., Korzhenkov A., Turova I., Pavlis T.L., Luzhanskii D., Mažeika J., Abdieva S., Yudakhin A.** Large ancient earthquakes in the western Issyk-Kul basin (Kyrgyzstan, northern Tien Shan) // *J. Asian Earth Sci.*, 2018, v. 166, p. 48—65.
- Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L.** Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of paleoseismological and archaeoseismological studies // *Int. Geol. Rev.*, 2017, v. 59 (3), p. 293—310.
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I., Pozdnyakova N., Molodkov A.** Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai) — paleoseismological and archaeoseismological evidence // *Quat. Sci. Rev.*, 2019, v. 203, p. 68—89.

- Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E.** Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // *Tectonophysics*, 2013, v. 602, p. 194—222.
- Earthquake** Environmental Effect for seismic hazard assessment: the ESI intensity scale and the EEE Catalogue / Ed. L. Guerrieri. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 2015, v. 97, 173 p.
- Earthquake-induced** landslides / Eds. K. Ugai, H. Yagi, A. Wakai. *Proceedings of the International Symposium on Earthquake-Induced Landslides, Japan, Kiryu, 2012*. Springer, 2012, 996 p.
- Jibson R.W.** Use of landslides for paleoseismic analysis // *Eng. Geol.*, 1996, v. 43, p. 291—323.
- Herget J., Agatova A.R., Carling P.A., Nepop, R.K.** Altai megafloods — The temporal context // *Earth Sci. Rev.*, 2020, v. 200, p. 102995.
- Keefer D.K.** Investigating landslides caused by earthquakes — A historical review // *Surv. Geophys.*, 2002, v. 23, p. 473—510.
- Kokh S.N., Sokol E.V., Deev E.V., Ryapolova Yu.M., Rusanov G.G., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A.** Post-Late Glacial calcareous tufas from the Kurai fault zone (Southeastern Gorny Altai, Russia) // *Sediment. Geol.*, 2017, v. 355, p. 1—19.
- Korzhnikov A.M., Deev E.V.** Underestimated seismic hazard in the south of the Issyk-Kul Lake region (Northern Tien Shan) // *Geod. Geodyn.*, 2017, v. 8 (3), p. 169—180.
- Landgraf A., Dzhumabaeva A., Abdrakhmatov K.E., Strecker M.R., Macaulay E.A., Arrow-smith J.R., Sudhaus H., Preusser F., Rugel G., Merchel S.** Repeated large-magnitude earthquakes in a tectonically active, low-strain continental interior: the northern Tien Shan, Kyrgyzstan // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2016, v. 121, p. 3888—3910.
- Murray A.S., Wintle A.G.** The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability // *Radiat. Meas.*, 2003, v. 37 (4—5), p. 377—381.
- Murray A.S., Thomsen K.J., Masuda N., Buylaert J.P., Jain M.** Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals // *Radiat. Meas.*, 2012, v. 47, p. 688—695.
- Paleoseismology** / Ed. J.P. McCalpin. San Diego, Academic Press, 1996, 613 p.
- Rogozhin E.A., Bogachkin B.M., Nechaev Y.V., Platonova S.G., Chichagov V.P., Chichagova O.A.** Paleoseismological investigations on the territory of Russian (Gorny) Altai // *J. Earthquake Predict. Res.*, 1998, v. 7, p. 391—413.
- Rudoy A.N.** Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains // *Quat. Int.*, 2002, v. 87, p. 119—140.
- Thompson S.C.** Active tectonics in the Central Tien Shan, Kyrgyz Republic (Ph.D. thesis). Seattle, Washington, University of Washington, 2001, 141 p.
- Turova I., Deev E., Pozdnyakova N., Entin A., Nevedrova N., Shaparenko I., Bricheva S., Korzhnikov A., Kurbanov R., Panin A.** Surface-rupturing paleoearthquakes in the Kurai Fault Zone (Gorny Altai, Russia): Trenching and geophysical evidence // *J. Asian Earth Sci.*, 2020, v. 197, p. 104399.

*Поступила в редакцию 3 ноября 2020 г.,
принята в печать 1 февраля 2021 г.*