

ISSN 2949-1789

Том 55, Номер 4

Октябрь - Декабрь 2024



ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ



Российская академия наук

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ (до 2023 г. – Геоморфология)

Том 55 № 4 2024 Октябрь–Декабрь

Журнал основан в 1970 г.

Выходит 4 раза в год

Журнал издается под руководством Отделения наук о Земле РАН

Главный редактор

чл.-корр. РАН, д.г.н. **А.В. Панин**

Институт географии РАН, Москва

Заместители главного редактора

д.г.н. **О.К. Борисова**, к.г.н. **А.Н. Маккавеев**
Институт географии РАН, Москва

Ответственный секретарь

к.г.н. **Е.В. Лебедева**

Институт географии РАН, Москва

Редколлегия:

А.В. Бородин – д.б.н., Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург

С.А. Булатов – д.г.н., Институт географии РАН, Москва

С.Р. Веркулич – д.г.н., Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург

А.С. Викторов – д.г.н., Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва

В.Н. Голосов – д.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Л.А. Жиндарев – д.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Н.В. Карпухина – к.г.н., Институт географии РАН, Москва

А.В. Кислов – д.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

И.О. Леонтьев – д.г.н., Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

А.О. Мазарович – д.г.-м.н., Геологический институт РАН, Москва

Г.Г. Матищов – академик РАН, д.г.н., ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону

Д.Л. Никитина – проф., Вест-Честерский университет, Пенсильвания, США

И.С. Новиков – д.г.-м.н., Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

К. Оллиер (C.D. Ollier) – проф., Университет Западной Австралии, Перт, Австралия

Н.Г. Разжигаева – д.г.н., Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток

Ю.В. Рыжов – д.г.н., Институт земной коры СО РАН; Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск

А.Б. Савицкий – д.б.н., Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва

С.Н. Седов – проф., Национальный Автономный Университет Мексики, Мехико, Мексика

О. Слеймакер (O. Slaymaker) – проф., Университет Британской Колумбии, Ванкувер, Канада

О.Н. Соломина – чл.-корр. РАН, д.г.н., Институт географии РАН, Москва

В.Г. Трифонов – д.г.-м.н., Геологический институт РАН, Москва

В.Е. Тумской – д.г.-м.н., институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск

Д. Уоллинг (D. Walling) – проф., Эксетерский университет, Эксетер, Великобритания

А.П. Федотов – д.г.-м.н., Лимнологический институт СО РАН, Иркутск

С.В. Харченко – к.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Р.С. Чалов – д.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

С.В. Шварев – к.т.н., Институт географии РАН; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Л.С. Шумиловских – Гётtingенский университет им. Георга-Августа, Гётtingен, Германия

Т.А. Янина – д.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Зав. редакцией **Е.А. Карасева**

Адрес редакции: 119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 29

Институт географии РАН

тел. 8 (499) 238-03-60

e-mail: geomorfologiya@mail.ru

Индекс журнала “Геоморфология и палеогеография” в каталоге Роспечати 70215

ISSN 2949-1789 (Print)

ISSN 2949-1797 (Online)

© Российская академия наук, 2024

© Институт географии РАН, 2024

© Редколлегия “Геоморфология и палеогеография”
(составитель), 2024

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

GEOMORFOLOGIYA I PALEOGEOGRAFIYA

(before 2023 – Geomorfologiya)

Vol. 55 No. 4 October–December 2024

FOUNDED 1970

QUARTERLY

Editor-in-Chief

A.V. Panin

Corresponding Member RAS, Dr.Sc. (Geography)
Institute of Geography RAS, Moscow

Deputy Editors-in-Chief

O.K. Borisova – Dr.Sc. (Geography),
A.N. Makkaveyev – Ph.D. (Geography)
Institute of Geography RAS, Moscow

Assistant Editor

E.V. Lebedeva
Ph.D. (Geography)
Institute of Geography RAS, Moscow

Editorial board:

A.V. Borodin – Dr. Sc. (Biology),
Institute of Plant and Animal Ecology UB RAS,
Yekaterinburg
S.A. Bulanov – Dr. Sc. (Geography),
Institute of Geography RAS, Moscow
S.R. Verkulich – Dr. Sc. (Geography), Arctic
and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg
A.S. Viktorov – Dr. Sc. (Geography),
Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS,
Moscow
V.N. Golosov – Dr. Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
L.A. Zhindarev – Dr. Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
N.V. Karpukhina – Ph. D. (Geography),
Institute of Geography RAS, Moscow
A.V. Kislov – Dr. Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
I.O. Leont'yev – Dr. Sc. (Geography),
Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow
A.O. Mazarovich – Dr. Sc. (Geology), GIN RAS,
Moscow
G.G. Matishov – Full Member RAS,
Dr. Sc. (Geography), Federal Research Centre
The Southern Scientific Centre RAS,
Rostov-on-Don
D.L. Nikitina – professor, West Chester University,
Pennsylvania, USA
I.S. Novikov – Dr. Sc. (Geology), Institute of Geology
and Mineralogy Siberian Branch RAS, Novosibirsk
C.D. Ollier – professor, University of Western
Australia, Perth, Australia
N.G. Razzhigaeva – Dr. Sc. (Geography),
Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok

Yu.V. Ryzhov – Dr. Sc. (Geography), Institute of the
Earth's crust Siberian Branch RAS;
Irkutsk Research Center Siberian Branch RAS, Irkutsk
A.B. Savinetsky – Dr. Sc. (Biology), Severtsov Institute
of Ecology and Evolution RAS, Moscow
S.N. Sedov – professor, National
Autonomous University of Mexico, Mexico City,
Mexico
O. Slaymaker – professor, University
of British Columbia, Vancouver, Canada
O.N. Solomina – Corresponding Member RAS,
Dr. Sc. (Geography),
Institute of Geography RAS, Moscow
V.G. Trifonov – Dr. Sc. (Geology), Geological Institute
RAS, Moscow
V.E. Tumskoy – Dr. Sc. (Geology), Melnikov Permafrost
Institute Siberian Branch RAS, Yakutsk
D. Walling – professor, University of Exeter, Exeter,
Great Britain
A.P. Fedotov – Dr. Sc. (Geology), Limnological Institute
Siberian Branch RAS, Irkutsk
S.V. Kharchenko – Ph. D. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
R.S. Chalov – Dr. Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
S.V. Shvarev – Ph. D. (Technical),
Institute of Geography RAS; Schmidt Institute
of Physics of the Earth of the RAS, Moscow
L.S. Shumilovskikh – Ph. D. (Geography), Georg-
August-University Göttingen, Göttingen, Germany
T.A. Yanina – Dr. Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow

Founders: Russian Academy of Sciences, Institute of Geography Russian Academy of Sciences

The Editorial Staff:

E.A. Karaseva – head of Editorial office (manager editor)

The Editorial Board Adress: Staromonetny Lane, 29,
Institute of Geography Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Russia

Phone: 8 (499) 238-03-60

E-mail: geomorfologiya@mail.ru

The subscription index in Rospechat catalogue 70215

ISSN 2949-1789 (Print)

ISSN 2949-1797 (Online)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 55, номер 4, 2024

КАТАФЛЮВИАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

(приглашенные редакторы: Е. В. Деев, И. Д. Зольников, Р. Н. Курбанов)

Проблема мегапаводков и катафлювиальных отложений в понимании четвертичной истории Северной Евразии (от редколлегии)

<i>Е. В. Деев, И. Д. Зольников, Р. Н. Курбанов</i>	5
Геологические свидетельства суперпаводков в Верхнем Приобье	
<i>И. Д. Зольников, Е. А. Филатов, А. В. Шпанский,</i> <i>Н. В. Глушкина, Д. А. Данильсон, Е. А. Бордюгова</i>	13
Геоморфологические формации юга Западной Сибири и прилегающих территорий	
<i>И. С. Новиков</i>	26
О времени суперпаводкового события в долине р. Бии (Алтай) по материалам изучения отложений ее высокой террасы у села Карабинка	
<i>Г. Г. Русанов, Е. В. Деев, А. В. Шпанский</i>	42
Суперпаводковые отложения в долине Среднего Енисея	
<i>И. Д. Зольников, Е. А. Филатов, И. С. Новиков, А. В. Шпанский,</i> <i>А. М. Клементьев, А. А. Аноин, А. В. Выборнов, Н. В. Глушкина,</i> <i>А. Т. Джуманов, Е. А. Бордюгова, Д. Е. Рогозин</i>	58
Дархадское палеоозеро и дархадские гляциальные суперпаводки в контексте катафлювиальных событий Северной Азии в позднем плейстоцене	
<i>С. Г. Аржанников, А. В. Аржанникова, Р. Броше</i>	78

ЭКЗОГЕННАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Хронология и условия формирования пойменных генераций нижнего течения р. Белой (Верхнее Приангарье)

<i>В. А. Голубцов, М. Ю. Опекунова, М. В. Смирнов</i>	111
Распространение и морфометрические характеристики чётковидных русел северной части степной зоны Русской равнины	
<i>А. А. Камышев, А. А. Куракова, А. М. Тарбеева</i>	129
Нивально-коррозионные колодцы Южного Предуралья (особенности распространения и формирования)	
<i>А. И. Смирнов</i>	144

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА

Отклик растительного покрова в предгорье Восточного Саяна на голоценовые экстремумы климата (по данным изучения болота Большого)

<i>А. В. Гренадерова, А. Б. Михайлова, И. В. Курьина, О. В. Подобуева</i>	157
Изменения растительности и климата севера Центральной Камчатской депрессии в позднем голоцене	
<i>Е. О. Мухаметшина, М. Д. Щеклеина, А. Л. Захаров</i>	177

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Новый алгоритм корегистрации цифровых моделей высот (ILEM)

<i>С. В. Харченко</i>	192
Содержание № 1-4, 2024 г.	205

CONTENTS

Volume 55, No. 4, 2024

CATAFLUVIAL EVENTS IN THE QUATERNARY HISTORY OF NORTHERN EURASIA

(*guest editors: E. V. Deev, I. D. Zolnikov, R. N. Kurbanov*)

The problem of megafloods and catafluvial deposits in understanding the Quaternary history of Northern Eurasia
(editorial)

<i>E. V. Deev, I. D. Zolnikov, and R. N. Kurbanov</i>	5
Geological evidence of megafloods in the Upper Ob Region	
<i>I. D. Zolnikov, E. A. Filatov, A. V. Shpansky, N. V. Glushkova, D. A. Danilson, and E. A. Bordyugova</i>	13
Geomorphological formations of the south of Western Siberia and adjacent territories	
<i>I. S. Novikov</i>	26
Determining the age of the megaflood event in the Biya River valley (Altai) through the study of high terrace deposits near Karabinka village	
<i>G. G. Rusanov, E. V. Deev, and A. V. Shpansky</i>	42
Megafluvial deposits in the middle Yenisei River valley	
<i>I. D. Zolnikov, E. A. Filatov, I. S. Novikov, A. V. Shpansky, A. M. Klementyev, A. A. Anoikin, A. V. Vybornov, N. V. Glushkov, A. T. Dzhumanov, E. A. Bordyugova, and D. E. Rogozin</i>	58
Darhad paleolake and Darhad glacial megafloods in the context of catafluvial events in North Asia in the Late Pleistocene	
<i>S. G. Arzhannikov, A. V. Arzhannikova, and R. Braucher</i>	78

EARTH SURFACE PROCESSES AND LANDFORMS

The chronology and formation conditions of floodplain generations in the lower reaches of the Belaya River
(Upper Angara region)

<i>V. A. Golubtsov, M. Yu. Opekunova, and M. V. Smirnov</i>	111
Distribution and morphometric characteristics of beaded channels in the northern part of the steppe zone of the Russian Plain	
<i>A. A. Kamyshev, A. A. Kyrakova, and A. M. Tarbeeva</i>	129
Nival-corrosive wells of the Southern Cis-Ural (features of distribution and formation)	
<i>A. I. Smirnov</i>	144

HOLOCENE PALAEOGEOGRAPHY

The vegetation cover response in the Eastern Sayan Foothills to the Holocene climate extremes
(the Bolshoye Peat Bog case study)

<i>A. V. Grenaderova, A. B. Mikhailova, I. V. Kurina, and O. V. Podobueva</i>	157
Vegetation and climate changes in the north of the Central Kamchatka Depression in the Late Holocene	
<i>E. O. Mukhametshina, M. D. Shchekleina, and A. L. Zakharov</i>	177

RESEARCH METHODS

A new algorithm for coregistration of digital elevation models (ILEM)

<i>S. V. Kharchenko</i>	192
Contents No. 1-4, 2024	205

===== КАТАФЛЮВИАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ
СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ =====

УДК 551.89→551.435.4(-924/-925)

DOI: 10.31857/S2949178924040014, EDN: FHCGIW

ПРОБЛЕМА МЕГАПАВОДКОВ И КАТАФЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
В ПОНИМАНИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ
(ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ)[#]

© 2024 г. Е. В. Деев^{1,*}, И. Д. Зольников^{2,**}, Р. Н. Курбанов^{3,4,***}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

²Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

³Институт географии РАН, Москва, Россия

⁴Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
географический факультет, Москва, Россия

*E-mail: deevev1@yandex.ru

**E-mail: zol@igm.nsc.ru

***E-mail: roger.kurbanov@gmail.com

Поступила в редакцию 15.06.2024 г.

После доработки 20.08.2024 г.

Принята к публикации 25.09.2024 г.

Прошло уже более 100 лет с тех пор, как американский геолог Джон Харлен Бретц предложил гипотезу о наличии на северо-западе США скэблэнда – территории, испытавшей на себе в прошлом воздействие катастрофического водного потока, начинавшегося на окраине позднеплейстоценового Кордильерского ледникового щита (Bretz, 1923). Но лишь спустя 40–50 лет после продолжительных дебатов идея существования сформировавших североамериканский скэблэнд множественных позднеплейстоценовых катастрофических потоков при прорыве ледниково-подпрудного оз. Миссула получила широкое научное признание (Baker, 1981; Baker, Bunker, 1985). Столь длительная история объясняется тем, что миссульские паводки не имеют современных аналогов: в современную эпоху и в историческое время столь мощные водные потоки на континентах неизвестны. “Классическим” регионом развития катастрофических водных потоков (йокульлаупов) является Исландия, где большие объемы воды образуются при быстром таянии ледников, которые провоцируются вулканической и вулкано-термальной деятельностью. Ближайшим историческим примером такого грандиозного события являлся поток, образовавшийся

при подледном извержении в кальдере вулкана Катла 12 октября 1918 г. Максимальный расход потока из воды, обломочного материала и льда по оценкам составил более 300×10^3 м³/с (Tomasson, 1996), но это на порядок меньше по сравнению с миссульскими паводками.

Континентальные водные потоки с расходами более 10⁶ м³/с предложено называть мегапаводками, от приставки “мега” – в Международной системе измерения физических величин означающей “миллион” (Baker, 2002). К настоящему моменту геологические свидетельства четвертичных мегапаводков, связанные с таянием континентальных ледяных щитов или альпийских ледников, зафиксированы на обширных пространствах Северной Америки и Евразии, на юге Южной Америки и в Исландии (Baker, 2013). В северной части Евразии последствия мегапаводковых событий наиболее полно изучены в горных районах юга Сибири (Komatsu et al., 2016). По большей части они связаны здесь с прорывами средне-позднеплейстоценовых ледниково- и моренно-подпрудных озер.

Одним из мировых эталонов гидросферных катастроф стали мегапаводки Горного Алтая. Они формировались при прорыве ледниково-подпрудных озер, располагавшихся в Чуйской, Курайской, Уймонской и Телецкой внутригорных котловинах. Эрозионные и аккумулятивные формы суперпаводковых ландшафтов достаточно подробно описаны в основных речных долинах Чуи, Катуни и Бии, равно как и в пределах

[#]Ссылка для цитирования: Деев Е.В., Зольников И.Д., Курбанов Р.Н. (2024). Проблема мегапаводков и катофлювиальных отложений в понимании четвертичной истории Северной Евразии (от редколлегии). Геоморфология и палеогеография. Т. 55. № 4. С. 5–12. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040014>; <https://elibrary.ru/FHCGIW>

опорожняемых при резком сбросе воды котловин (Бутвиловский, 1993; Baker et al., 1993; Rudoy, Baker, 1993; Grosswald, Rudoy, 1996; Rudoy, 2002; Herget, 2005; Baryshnikov et al., 2016). Детально проанализированы фациальные последовательности мегапаводковых (катафлювиальных) серий (Зольников, 2008, Зольников, Деев, 2013; Деев и др., 2012, 2013; Carling, 1996, 2013; Carling et al., 2002). На примере алтайских объектов в 2015 и 2017 гг. проведены международные полевые экскурсии *Russian Altai in the Late Pleistocene and the Holocene: Geomorphological catastrophes and landscape rebound* под эгидой International Association of Geomorphologists (Baryshnikov et al., 2015) и The 14th International Workshop on Present Earth Surface Processes and Long-term Environmental Changes in East Eurasia (Krivonogov et al., 2017). Получаемые в последние годы современными методами (оптически-стимулированной люминесценции, включая rock surface luminescence, радиоуглеродного датирования с применением методики ускорительной масс-спектрометрии, ^{10}Be -датирования) массивы радиометрических возрастов катафлювиальных, подстилающих и перекрывающих их осадочных последовательностей, коррелятных озерных и ледниковых отложений показали, что мегапаводки в Горном Алтае характерны не только для последней ледниковой эпохи плейстоцена, но и для более древних оледенений и холодных подстадий межледниковых (Зольников и др., 2016; Агатова и др., 2023; Herget, 2005; Reuther et al., 2006; Baryshnikov et al., 2015, 2016; Deev et al., 2019; Herget et al., 2020; Semikolennykh et al., 2022; Svistunov et al. 2022). Выполнены оценки гидравлических параметров мегапаводковых потоков, и проведено динамическое моделирование процессов их реализации (Herget, 2005; Bohorquez, 2016, 2019). Расчеты показали, что пиковый расход водного потока мог достигать 10.5 млн $\text{м}^3/\text{с}$, его скорость составляла 30 м/с, а глубина – более 300 м. Показано, что паводковые потоки больших объемов могли также возникать в долине Катуни при спусках обвально-подпрудных позднеплейстоценовых озер (Deev и др., 2018; Deev et al., 2019).

Другим регионом южного горного обрамления Сибири, где достаточно хорошо изучены геолого-геоморфологические эффекты позднечетвертичных мегапаводков, является Тыва. Источником тувинских мегапаводков служили воды ледниково-подпрудного озера, находившегося в Дархатской впадине Северной Монголии. Показано, что мегапаводки, прошедшие по долине Малого Енисея, сформировали хорошо узнаваемые эрозион-

ные формы и фациальные последовательности катафлювиальных толщ, поля гигантской ряби течения на различных ее участках и в Тувинской котловине, крупную наземную дельту на юге Южно-Минусинской котловины (Grosswald, Rudoy, 1996; Аржанникова и др., 2014; Зольников и др., 2021; Komatsu et al., 2009; Batbaatar, Gillespie, 2016a,b; Arzhannikov et al., 2023). Максимальные расходы паводков могли достигать $3.5 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ (Komatsu et al., 2009). Эрозионные и аккумулятивные формы, которые могут быть связаны с четвертичными йокульлаупами, выявлены на Азасском плато (Komatsu et al., 2007).

В Восточной Сибири международной командой исследователей реконструировано три гляциальные мегапаводка, возникших при прорывах ледниково-подпрудного оз. Витим за последние 60 тыс. лет. Мегапаводки прошли по р. Витим и Лена до дельты последней. Наиболее значительный паводок достигал объема 3000 км^3 , глубина потока оценена в 120–150 м, его средняя скорость – в 21 м/с, пиковый расход – в 4.0–6.5 млн $\text{м}^3/\text{с}$ (Margold et al., 2018). Еще один мегапаводок на р. Лене мог стать следствием оползневого мегацунами на оз. Байкал (Ivanov et al., 2016).

Территории, подвергшиеся воздействию средне-позднеплейстоценовых мегапаводков, не ограничивались только горными районами и прилегающими частями равнин. Они могли получить широкое распространение в результате масштабных движений водных масс из крупных озер, подпрудами для которых служили северные покровные ледники. Такие мегапаводки реконструируются на обширных пространствах севера Центральной Европы, Фенноскандии, центральной части Восточно-Европейской равнины, Западно-Сибирской равнины и в Арало-Каспийско-Черноморском регионе (см. обзоры в Зольников, 2004; Astakhov, 2006; Komatsu et al., 2016; Panin et al., 2020).

Таким образом, представления о катастрофических паводках в мировой геологической литературе, прежде всего англоязычной, уже более полувека являются общепринятой классикой. Для зарубежных исследователей гляциальные суперпаводки в долинах рр. Чуи и Катуни, Енисея, Витима не представляются чем-либо экзотическим, а являются объектом научного изучения. Однако среди отечественных исследователей до сих пор широко распространено убеждение, что представление о гляциальных суперпаводках – это пока всего лишь экстравагантная гипотеза. Некоторые геологи скептически относятся даже к самой возможности проявления столь масштабных гидрокатастроф, другие, не отрицая саму возможность гляциальных суперпаводков, утверждают, что та-

кие катастрофические потоки могли производить только эрозионно-денудационную деятельность, не оставляя после себя никаких отложений. Возможно, это обусловлено тем, что в российских учебниках по четвертичной геологии долгое время фактически без существенных изменений тиражировалась классификация генетических типов четвертичных отложений Е.В. Шанцера, в которой катафлювиальные образования отсутствуют. Исключением является учебник В.И. Астахова (2020). К сожалению, до сих пор для многих отечественных исследователей остаются неизвестными большие массивы фактического материала по геоморфологической, литоседиментационной, геохронометрической характеристикам образований гигантских гляциальных паводков прошлого, а также глубоко проработанные различными научными коллективами результаты гидролого-геологического моделирования гляциогидрологических катастроф.

Тем не менее за десятилетия, последовавшие за пионерными трудами первооткрывателей (Г.Я. Барышникова, В.В. Бутылковского, М.Г. Гросальда, А.Н. Рудого) гляциальных суперпаводков на территории Сибири, были получены новые данные. Прежде всего, были найдены геологические свидетельства катастрофических потоков не только в горах, но и на юге Западно-Сибирской равнины. Стало очевидным, что отложения, выделявшиеся ранее классиками четвертичной геологии Сибири как “перигляциальный аллювий”, “полуподводно-гляциальный аллювий” являются суперпаводковыми образованиями. При этом самым удивительным фактом является то, что эти отложения неоднократно описывались, картировались и рассматривались как образования, кардинальным образом отличающиеся от типично межледникового аллювия.

Следующий этап исследования катафлювиальных отложений и форм рельефа в горах и на равнинах северной Евразии должен быть ориентирован, прежде всего, на выяснение хронологии мегапаводковых событий и на выявление реальных взаимоотношений катафлювиальных образований с аллювиальными, озерными и субаэральными отложениями. Все это даст возможность провести глубокую ревизию существующих стратиграфических схем. Высокоэнергетичные потоки, распространяясь на большие пространства, “мгновенно” преобразуют рельеф ледниковых, перигляциальных внеледниковых зон, формируют специфические формы эрозионного и аккумулятивного рельефа. За короткое время происходит накопление со скоростями, много превышающими известные значения для лавинной седиментации, мощных

толщ отложений, обладающих узнаваемой фациальной архитектурой. Следовательно, катафлювиальные толщи являются уникальными узкими хроностратиграфическими реперами, которые могут быть использованы для расчленения и корреляции четвертичных отложений на огромных территориях. Первые шаги в этом направлении были сделаны в 2018 г., когда в Новосибирске на совещании, организованном четвертичной секцией Сибирской региональной межведомственной стратиграфической комиссии межведомственного стратиграфического комитета, было принято решение о включении в стратиграфическую схему четвертичной системы Алтас-Саянского региона двух паводковых толщ применительно к территории Горного Алтая.

В представляющем разделе “Катафлювиальные события в четвертичной истории Северной Евразии” на примере обширной территории Северной Евразии, включая Западно-Сибирскую равнину, Горный Алтай, Западный и Восточный Саяны, рассмотрены актуальные данные о геоморфологической выраженности катафлювиальной формации, о следах эрозионной деятельности гигантских гляциальных селей, диагностике их отложений и строении ключевых разрезов катафлювиала. Существенное внимание уделено методам датирования мегапаводковых (катафлювиальных) событий и их хронологии. Рассмотрены вопросы существования разнотипных озерных бассейнов, служивших источником вод. Приведены новые данные о стратиграфии и хронологии коррелятных катафлювиальных отложениям ледниковых и озерных образований, возрасте подстилающих и перекрывающих их толщ.

Из публикуемых пяти статей две посвящены анализу мегапаводковых событий в долине Енисея. В работе **С.Г. Аржаникова и соавторов (2024)** приводятся новые геолого-геоморфологические данные и результаты ^{10}Be -датирования, показывающие связь истории Дархатского ледниково-подпрудного палеоозера в Северной Монголии с двумя позднеплейстоценовыми мегапаводковыми событиями в долине Малого Енисея (Каа-Хема). В свою очередь, в статье **И.Д. Зольникова и соавторов (2024а)** обосновываются стратиграфическая и геохронологическая позиции трех катафлювиальных толщ, являющихся следами мегапаводковых событий конца среднего-позднего плеистоцена на Среднем Енисее, включая участки его долины в пределах Южно- и Северо-Минусинских впадин, Батеневского и Красноярского кряжей, юга Чулымской равнины. Во второй статье **И.Д. Зольникова с соавторами (2024б)** на основе ревизии опубликованных материалов о геологиче-

ском строении, генезисе и истории формирования отложений, выполняющих долину Верхней Оби от Бийска до устья р. Томи обсуждается стратиграфическое положение трех средне-верхнеплейстоценовых катафлювиальных толщ в структуре террасового комплекса региона, их возможная корреляция с катафлювиальными и ледниковыми толщами Горного Алтая. Эту картину дополняют исследования **Г.Г. Рusanova с соавторами (2024)**, где показано, что в структуре наиболее высокой террасы р. Бии в ее нижнем течении существует катафлювиальная толща, которая, судя по новым радиометрическим возрастам суперпаводковых и перекрывающих их отложений, сформировалась при спуске Телецкого ледниково-подпрудного озера в первой половине морской изотопной стадии МИС 3. Наконец, в статье **И.С. Новикова (2024)** акцентируется внимание на пространственном положении катафлювиальной геоморфологической формации среди других геоморфологических поверхностей региона юга Западной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агатова А.Р., Непоп Р.К., Моска П. и др. (2023). Новые данные комплексных исследований следов крупных климатических событий плейстоцена: оледенений, формирования ледниково-подпрудных озер и их катастрофических спусков на Алтае (горы юга Сибири). *ДАН. Науки о Земле*. Т. 510. № 2. С. 201–207.
<https://doi.org/10.31857/S2686739723600108>
- Аржанников С.Г., Аржанникова А.В., Брошье Р. (2024). Дархадское палеоозеро и Дархадские мегафлэды в контексте катафлювиальных событий Северной Азии в позднем плейстоцене. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 78–110.
<https://doi.org/10.31857/S2949178924040069>
- Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Акулова В.В. и др. (2014). О происхождении песчаных отложений в Южно-Минусинской котловине. *Геология и геофизика*. Т. 55(10). С. 1495–1508.
- Астахов В.И. (2020). Четвертичная геология суши. СПб.: Изд-во СПбГУ. 434 с.
- Бутвиловский В.В. (1993). Палеогеография последнего оледенения и голоцен Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: ТГУ. 253 с.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П., Гольцова С.В. (2012). Неотектоника и палеосейсмичность долины нижней Катуны (Горный Алтай). *Геология и геофизика*. Т. 53. № 9. С. 1154–1168.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В. и др. (2013). Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая. *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 3. С. 410–423.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Турова И.В. и др. (2018). Палеоземлетрясения в Уймонской внутригорной впадине (Горный Алтай). *Геология и геофизика*. Т. 59. № 4. С. 437–452.
<https://doi.org/10.15372/GiG20180402>
- Зольников И.Д. (2008). Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая. *Геология и геофизика*. Т. 49. № 9. С. 906–918.
- Зольников И.Д., Гуськов С.А., Мартысевич У.В. (2004). О вероятности формирования части четвертичных палеоврезов на севере Сибири термоэрэзионными процессами. *Криосфера Земли*. Т. VIII. № 3. С. 3–10.
- Зольников И.Д., Деев Е.В. (2013). Гляциальные суперпаводки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: условия формирования и геологические признаки. *Криосфера Земли*. Т. XVII. № 4. С. 74–82.
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А. и др. (2016). Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины Верхней Катуны (Горный Алтай) и прилегающей территории. *Геология и геофизика*. Т. 57. № 6. С. 1194–1197.
<https://doi.org/10.15372/GiG20160606>
- Зольников И.Д., Новиков И.С., Деев Е.В. и др. (2021). О физиальном составе и стратиграфическом положении четвертичной верхнеенисейской толщи в Тувинской и Минусинской впадинах. *Геология и геофизика*. Т. 62. № 10. С. 1377–1390.
<https://doi.org/10.15372/GiG2020186>
- Зольников И.Д., Филатов Е.А., Новиков И.С. и др. (2024а). Суперпаводковые отложения в долине Среднего Енисея. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 58–77.
<https://doi.org/10.31857/S2949178924040053>
- Зольников И.Д., Филатов Е.А., Шпанский А.В. и др. (2024б). Геологические свидетельства суперпаводков в Верхнем Приобье. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 13–25.
<https://doi.org/10.31857/S2949178924040023>
- Новиков И.С. (2024). Геоморфологические формации юга Западной Сибири и прилегающих территорий. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 26–41.
<https://doi.org/10.31857/S2949178924040037>
- Рusanov Г.Г., Деев Е.В., Шпанский А.В. (2024). О времени суперпаводкового события в долине р. Бии (Алтай) по материалам изучения отложений ее высокой террасы у села Карабинка. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 42–57.
<https://doi.org/10.31857/S2949178924040044>
- Astakhov V.I. (2006). Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia. *Boreas*. V. 35. P. 607–621.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01167.x>
- Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R., Komatsu G. (2023). Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence. *Quat. Int.* V. 643. P. 1–21.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.10.002>
- Baker V.R. (Ed.). (1981). Catastrophic Flooding: The Origin of the Channeled Scabland. Stroudsburg, PA: Hutchinson Ross. 360 p.
- Baker V.R. (2002). High-energy megafloods: Planetary settings and sedimentary dynamics. Martini I.P., Baker V.R., Garzon G. (Eds.). In: *Flood and Megaflood Deposits: Recent*

- and Ancient Examples. *Int. Association of Sedimentologist Special Publ.* V. 32. P. 3–15.
- Baker V.R. (2013). Global Late Quaternary fluvial paleohydrology: with special emphasis on paleofloods and megafloods. Wohl E.E. (Ed.). In: *Fluvial Geomorphology. Treatise in Geomorphology*. V. 9. San Diego: Academic Press. Elsevier. P. 511–527.
- Baker V.R., Benito G., Rudoy A.N. (1993). Paleohydrology of late Pleistocene superflooding, Altay Mountains, Siberia. *Science*. V. 259. P. 348–350. <https://doi.org/10.1126/science.259.5093.348>
- Baker V.R., Bunker R.C. (1985). Cataclysmic late Pleistocene flooding from glacial Lake Missoula: A review. *Quat. Sci. Rev.* V. 4. P. 1–41. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(85\)90027-7](https://doi.org/10.1016/0277-3791(85)90027-7)
- Batbaatar J., Gillespie A.R. (2016a). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part I. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1723–1752. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1114908>
- Batbaatar J., Gillespie A.R. (2016b). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part II. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1753–1779. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1193452>
- Baryshnikov G., Agatova A., Carling P. et al. (2015). Russian Altai in the Late Pleistocene and the Holocene: Geomorphological Catastrophes and Landscape Rebound. Fieldtrip Guide. Barnaul: Publishing House of Altai State University. 137 p.
- Baryshnikov G., Panin A., Adamiec G. (2016). Geochronology of the late Pleistocene catastrophic Biya debris flow and the Lake Teletskoye formation, Altai Region, Southern Siberia. *Int. Geology Rev.* V. 58. Is. 14. P. 1780–1794. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1062733>
- Bohorquez P., Carling P.A., Herget J. (2016). Dynamic simulation of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1795–1817. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1046956>
- Bohorquez P., Jimenez-Ruiz P.J., Carling P.A. (2019). Revisiting the dynamics of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia. *Earth-Science Rev.* V. 197. 102892. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102892>
- Bretz J.H. (1923). The Channeled Scabland of the Columbia plateau. *J. of Geology*. V. 31. P. 617–649.
- Carling P.A. (1996). Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia. *Sedimentology*. V. 43. P. 647–664. <https://doi.org/10.1111/sed.1996.43.issue-4>
- Carling P.A. (2013). Freshwater megaflood sedimentation: what can we learn about generic processes? *Earth-Science Rev.* V. 125. P. 87–113. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.06.002>
- Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S. et al. (2002). Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and introduction to flood deposit sedimentology. Martini I.P., Baker V.R., Garzon G. (Eds.). In: *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples. Special Publication 32 of the IAS*. Oxford: Blackwell Science. P. 17–35. <https://doi.org/10.1002/9781444304299.ch2>
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A. et al. (2019). Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence. *Quat. Sci. Rev.* V. 203. P. 68–89. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.009>
- Grosswald M.G., Rudoy A.N. (1996). Quaternary glacier-dammed lakes in the mountains of Siberia. *Polar Geography*. V. 20. Iss. 3. P. 180–198. <https://doi.org/10.1080/10889379609377599>
- Herget J. (2005). Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. *Special Paper of the Geological Society of America*. V. 386. P. 1–118. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2386-8.1>
- Herget J., Agatova A.R., Carling P.A., Nepop R.K. (2020). Altai megafloods – the temporal context. *Earth-Sci. Rev.* V. 200. 102995. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102995>
- Ivanov A.V., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z. et al. (2016). Catastrophic outburst and tsunami flooding of Lake Baikal: U-Pb detrital zircon provenance study of the Palaeo-Manzurka megaflood sediments. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1818–1830. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1064329>
- Komatsu G., Arzhannikov S., Gillespie A. et al. (2009). Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River. *Geomorphology*. V. 104. P. 143–164. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.009>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Ori G.G. (2007). Origin of glacial-fluvial landforms in the Azas plateau volcanic field, the Tuva Republic, Russia: Role of ice-magma interaction. *Geomorphology*. V. 88. P. 352–366. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.003>
- Komatsu G., Baker V.R., Arzhannikov S.G. et al. (2016). Catastrophic flooding, palaeolakes and late Quaternary drainage reorganization in northern Eurasia. *Int. Geology Rev.* V. 58. P. 1693–1722. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1048314>
- Krivonogov S., Zolnikov I., Novikov I., Deev E. (2017). Giant glaciogenic floods in Altai: geomorphological, geological and hydrological aspects: Guidebook for field excursion at the 14th International Workshop on Present Earth Surface Processes and Longterm Environmental Changes in East Eurasia, September 15–21, 2017. Novosibirsk: Novosibirsk State University. 110 p.
- Margold M., Jansen J.D., Codilean A.T. et al. (2018). Repeated megafloods from glacial Lake Vitim, Siberia, to the Arctic Ocean over the past 60,000 years. *Quat. Sci. Rev.* V. 187. P. 41–46. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.005>
- Panin A.V., Astakhov V.I., Lotsari E. et al. (2020). Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. *Earth-Science Rev.* V. 201. 103069. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069>

- Reuther A., Herget J., Ivy-Ochs S. et al. (2006). Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altay Mountains, Siberia, using cosmogenic in-situ ^{10}Be . *Geology*. V. 34. P. 913–916. <https://doi.org/10.1130/G22755A.1>
- Rudoy A.N. (2002). Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the late Pleistocene, southern Siberia, Altai mountains. *Quat. Int.* V. 87. Iss. 1. P. 119–140. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00066-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00066-0).
- Rudoy A.N., Baker V.R. (1993). Sedimentary effects of cataclysmic late Pleistocene glacial outburst flooding, Altay Mountains, Siberia. *Sedimentary Geology*. V. 85. Iss. 1-4. P. 53–62. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90075-G](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90075-G)
- Semikolennykh D.V., Cunningham A.C., Kurbanov R.N. et al. (2022). Dating of megaflood deposits in the Russian Altai using rock surface luminescence. *Quat. Geochronology*. V. 73. 101373. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101373>
- Svistunov M.I., Kurbanov R.N., Murray A.S. et al. (2022). Constraining the age of Quaternary megafloods in the Altai Mountains (Russia) using luminescence. *Quat. Geochronology*. V. 73. 101399. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101399>
- Tomasson H. (1996). The jokulhlaup from Katla in 1918. *Annals of Glaciology*. V. 22. P. 249–254. <https://doi.org/10.3189/1996AoG22-1-249-254>

THE PROBLEM OF MEGAFLOODS AND CATAFLUVIAL DEPOSITS IN UNDERSTANDING THE QUATERNARY HISTORY OF NORTHERN EURASIA (EDITORIAL)¹

E. V. Deev^{a, #}, I. D. Zolnikov^{b, ##}, and R. N. Kurbanov^{c, d, ###}

^a Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk, Russia

^b Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk, Russia

^c Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

^d Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

E-mail: deevet1@yandex.ru

E-mail: zol@igm.nsc.ru

E-mail: roger.kurbanov@gmail.com

REFERENCES

- Agatova A.R., Nepop R.K., Moska P. et al. (2023). Recent data of multidisciplinary studies of the major pleistocene climatic events: glaciations, formation of ice-dammed lakes, and their catastrophic drainage in Altai (mountains of southern Siberia). *Doklady Earth Sci.* V. 510. Iss. 2. P. 459–464. (in Russ.) <https://doi.org/10.1134/S1028334X23600305>
- Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R., Komatsu G. (2023). Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence. *Quat. Int.* V. 643. P. 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.10.002>
- Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Braucher R. (2024). Darhad paleolake and Darhad glacial megafloods in the context of catafluvial events in North Asia in the Late Pleistocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 78–110. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2949178924040069>
- Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Akulova V.V. et al. (2014). The origin of sand deposits in the South Minusa Basin. *Russian Geology and Geophysics*. V. 55 (10). P. 1183–1194. (in Russ.) <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.09.004>
- Astakhov V.I. (2006). Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia. *Boreas*. V. 35. P. 607–621. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01167.x>
- Astakhov V.I. (2020). *Chetvertichnaya geologiya sushi* (Quaternary geology of land). St. Petersburg: Publishing house of St. Petersburg State University. 434 p. (in Russ.)
- Baker V.R. (Ed.). (1981). Catastrophic Flooding: The Origin of the Channeled Scabland. Stroudsburg, PA: Hutchinson Ross. 360 p.
- Baker V.R. (2013). Global Late Quaternary fluvial paleohydrology: with special emphasis on paleofloods and megafloods. Wohl E.E. (Ed.). In: *Fluvial Geomorphology. Treatise in Geomorphology*. V. 9. San Diego: Academic Press. Elsevier. P. 511–527.
- Baker V.R. (2002). High-energy megafloods: Planetary settings and sedimentary dynamics. Martini I.P., Baker V.R., Garzon G. (Eds.). In: *Flood and Megaflood Deposits: Recent and Ancient Examples. International Association of Sedimentologist Special Publication*. V. 32. P. 3–15.
- Baker V.R., Benito G., Rudoy A.N. (1993). Paleohydrology of late Pleistocene superflooding, Altay Mountains, Siberia. *Science*. V. 259. P. 348–350. <https://doi.org/10.1126/science.259.5093.348>

¹ For citation: Deev E.V., Zolnikov I.D., Kurbanov R.N. (2024). The problem of megafloods and catafluvial deposits in understanding the Quaternary history of Northern Eurasia (editorial). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 5–12. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924040014>; <https://elibrary.ru/FHCGIW>

- Baker V.R., Bunker R.C. (1985). Cataclysmic late Pleistocene flooding from glacial Lake Missoula: A review. *Quat. Sci. Rev.* V. 4. P. 1–41.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(85\)90027-7](https://doi.org/10.1016/0277-3791(85)90027-7)
- Batbaatar J., Gillespie A.R. (2016a). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part I. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1723–1752.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1114908>
- Batbaatar J., Gillespie A.R. (2016b). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part II. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1753–1779.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1193452>
- Baryshnikov G., Agatova A., Carling P. et al. (2015). Russian Altai in the Late Pleistocene and the Holocene: Geomorphological Catastrophes and Landscape Rebound. Fieldtrip Guide. Barnaul: Publishing House of Altai State University. 137 p.
- Baryshnikov G., Panin A., Adamiec G. (2016). Geochronology of the late Pleistocene catastrophic Biya debris flow and the Lake Teletskoye formation, Altai Region, Southern Siberia. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1780–1794.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1062733>
- Bohorquez P., Carling P.A., Herget J. (2016). Dynamic simulation of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1795–1817.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1046956>
- Bohorquez P., Jimenez-Ruiz P.J., Carling P.A. (2019). Revisiting the dynamics of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia. *Earth-Science Rev.* V. 197. P. 102892.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102892>
- Bretz J.H. (1923). The Channeled Scabland of the Columbia plateau. *J. of Geology.* V. 31. P. 617–649.
- Butvilkovskii V.V. (1993). Paleogeografiya poslednego olede-neniya i golotsena Altaya: sobytiiino-katastroficheskaya model' (The Late Glacial and Holocene paleogeography of Altai: an event-catastrophic model). Tomsk: TGU (Publ.). 253 p. (in Russ.)
- Carling P.A. (1996). Morphology, sedimentology and paleohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia. *Sedimentology.* V. 43. P. 647–664.
<https://doi.org/10.1111/sed.1996.43.issue-4>
- Carling P.A. (2013). Freshwater megaflood sedimentation: what can we learn about generic processes? *Earth-Science Rev.* V. 125. P. 87–113.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.06.002>
- Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S. et al. (2002). Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and introduction to flood deposit sedimentology. Martini I.P., Baker V.R., Garzon G. (Eds.). In: *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples. Special Publication 32 of the IAS.* Oxford: Blackwell Science. P. 17–35.
<https://doi.org/10.1002/9781444304299.ch2>
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A. et al. (2019). Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence. *Quat. Sci. Rev.* V. 203. P. 68–89.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.009>
- Deev E.V., Zolnikov I.D., Bortodovsky A.P., Goltsova S.V. (2012). Neotectonics and paleoseismicity of the lower Katun' valley (Gorny Altai). *Russian Geology and Geophysics.* V. 53. Iss. 9. P. 883–894.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.07.004>
- Deev E.V., Zolnikov I.D., Goltsova S.V. et al. (2013). Traces of paleoearthquakes in the Quaternary deposits of intermontane basins in central Gorny Altai. *Russian Geology and Geophysics.* V. 58. Iss. 3. P. 312–323.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.02.006>
- Deev E.V., Zolnikov I.D., Turova I.V. et al. (2018). Paleoearthquakes in the Uimon basin (Gorny Altai). *Russian Geology and Geophysics.* V. 59. P. 437–452.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.07.011>
- Grosswald M.G., Rudoy A.N. (1996). Quaternary glacier-dammed lakes in the mountains of Siberia. *Polar Geography.* V. 20. Iss. 3. P. 180–198.
<https://doi.org/10.1080/10889379609377599>
- Herget J. (2005). Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. *Special Paper of the Geological Society of America.* V. 386. P. 1–118.
<https://doi.org/10.1130/0-8137-2386-8.1>
- Herget J., Agatova A.R., Carling P.A., Nepop R.K. (2020). Altai megafloods – the temporal context. *Earth-Science Reviews.* V. 200. 102995.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102995>
- Ivanov A.V., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z. et al. (2016). Catastrophic outburst and tsunami flooding of Lake Baikal: U-Pb detrital zircon provenance study of the Palaeo-Manzurka megaflood sediments. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1818–1830.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1064329>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Ori G.G. (2007). Origin of glacial-fluvial landforms in the Azas plateau volcanic field, the Tuva Republic, Russia: Role of ice-magma interaction. *Geomorphology.* V. 88. P. 352–366.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.003>
- Komatsu G., Arzhannikov S., Gillespie A. et al. (2009). Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River. *Geomorphology.* V. 104. P. 143–164.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.009>
- Komatsu G., Baker V.R., Arzhannikov S.G. et al. (2016). Catastrophic flooding, paleolakes and late Quaternary drainage reorganization in northern Eurasia. *Int. Geology Rev.* V. 58. P. 1693–1722.
<http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1048314>
- Krivonogov S., Zolnikov I., Novikov I., Deev E. (2017). Giant glaciogenic floods in Altai: geomorphological, geological and hydrological aspects: Guidebook for field excursion at the 14th International Workshop on Present Earth Surface Processes and Longterm Environmental Changes in East Eurasia, September 15–21, 2017. Novosibirsk: Novosibirsk State University. 110 p.
- Margold M., Jansen J.D., Codilean A.T. et al. (2018). Repeated megafloods from glacial Lake Vitim, Siberia, to the Arctic Ocean over the past 60,000 years. *Quat. Sci.*

- Rev.* V. 187. P. 41–46.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.005>
- Novikov I.S. (2024). Geomorphological formations of the south of Western Siberia and adjacent territories. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 26–41. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S2949178924040037>
- Panin A.V., Astakhov V.I., Lotsari E. et al. (2020). Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. *Earth-Science Rev.* V. 201. P. 103069. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069>
- Reuther A., Herget J., Ivy-Ochs S. et al. (2006). Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altay Mountains, Siberia, using cosmogenic in-situ ^{10}Be . *Geology*. V. 34. P. 913–916.
<https://doi.org/10.1130/G22755A.1>
- Rudoy A.N. (2002). Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the late Pleistocene, southern Siberia, Altai mountains. *Quat. Int.* V. 87. Iss. 1. P. 119–140.
[https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00066-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00066-0)
- Rudoy A.N., Baker V.R. (1993). Sedimentary effects of cataclysmic late Pleistocene glacial outburst flooding, Altay Mountains, Siberia. *Sedimentary Geology*. V. 85. Iss. 1-4. P. 53–62.
[https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90075-G](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90075-G)
- Rusanov G.G., Deev E.V., Shpansky A.V. (2024). Determining the age of the megaflood event in the Biya River valley (Altai) through the study of high terrace deposits near Karabinka village. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 42–57. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S2949178924040044>
- Semikolennykh D.V., Cunningham A.C., Kurbanov R.N. et al. (2022). Dating of megaflood deposits in the Russian Altai using rock surface luminescence. *Quat. Geochronology*. V. 73. 101373.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101373>
- Svistunov M.I., Kurbanov R.N., Murray A.S. et al. (2022). Constraining the age of Quaternary megafloods in the Altai Mountains (Russia) using luminescence. *Quat. Geochronology*. V. 73. 101399.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101399>
- Tomasson H. (1996). The jokulhlaup from Katla in 1918. *Annals of Glaciology*. V. 22. P. 249–254.
<https://doi.org/10.3189/1996AoG22-1-249-254>
- Zolnikov I.D. (2008). Stratotypes of quaternary deposits of the Yaloman-Katun' zone (Gorny Altai). *Russian Geology and Geophysics*. V. 49. No. 9. P. 682–691.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.09.021>
- Zolnikov I.D., Deev E.V. (2013). Quaternary glacial super-floods at the Gorny Altai: formation conditions and geological features. *Earth Cryosphere*. V. XVII. № 4. P. 74–82. (in Russ.)
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kotler S.A. et al. (2016). New results of OSL dating of Quaternary sediments in the Upper Katun' valley (Gorny Altai) and adjacent area. *Russian Geology and Geophysics*. V. 57. P. 933–943.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.09.022>
- Zolnikov I.D., Filatov E.A., Novikov I.S. et al. (2024a). Megaflood deposits in the middle Yenisei River valley. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 58–77. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S2949178924040053>
- Zolnikov I.D., Filatov E.A., Shpansky A.V. et al. (2024). Geological evidence of megafloods in the Upper Ob Region. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 13–25. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S2949178924040023>
- Zolnikov I.D., Guskov S.A., Martysevich U.V. (2004). On the probability of the formation of a part of Quaternary paleovreezes in the north of Siberia by thermoerosion processes. *Earth Cryosphere*. V. VIII. Iss. 3. P. 3–10.
- Zolnikov I.D., Novikov I.S., Deev E.V. et al. (2021). Facies composition and stratigraphic position of the Quaternary Upper Yenisei sequence in the Tuva and Minusa depressions. *Russian Geology and Geophysics*. V. 62. Iss. 10. P. 1127–1138.
<https://doi.org/10.2113/RGG20204183>

КАТАФЛЮВИАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ
СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

УДК 551.89→551.435.1(282.251.1)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СУПЕРПАВОДКОВ
В ВЕРХНЕМ ПРИОБЬЕ[#]

© 2024 г. И. Д. Зольников^{1,2,*}, Е. А. Филатов¹, А. В. Шпанский³,
Н. В. Глушкова^{1,2}, Д. А. Данильсон^{1,2}, Е. А. Бордюгова^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Томский государственный университет, Томск, Россия

*E-mail: zol@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 16.10.2023 г.

После доработки 23.04.2024 г.

Принята к публикации 25.09.2024 г.

Статья посвящена критическому анализу и пересмотру представлений о геологическом строении, генезисе и истории формирования отложений, выполняющих долину Верхней Оби от Бийска до устья р. Томи. Постановка проблемы обусловлена тем, что существующие представления об аллювиальной лестнице террас, интегрированные с идеями о перигляциальном аллювии и гигантских ледниково-подпрудных бассейнах на юге Западной Сибири, противоречат накопленному объему фактического материала. Показано, что в Верхнем Приобье широко развиты отложения V и IV террас, сложенных монастырской и бийской катафлювиальными толщами. Каждая из них начинается валунно-галечниками с окатанными глыбами, надстраивается косослоистыми гравийными песками с галькой и завершается параллельно переслаивающимися песками, алевропесками, алевритами. Их суммарная мощность нередко превышает 100 м. Монастырская толща коррелируется с ининской толщей Горного Алтая; ей возраст предварительно определяется как конец среднего неоплейстоцена. Бийская толща коррелируется с сальджарской толщей Горного Алтая; ее возраст предварительно определяется как соответствующий второй ступени верхнего неоплейстоцена. Катафлювиальному прорыву конца последнего ледникового максимума соответствует большереченская толща (III4), параллельно слоистые пески, которые в разрезах Верхнего Приобья достигают 20 м по мощности. Больширеченская толща коррелируется с отложениями чибитского гляциокомплекса Горного Алтая. Фациально-генетическими и стратиграфическими аналогами суперпаводковых отложений долины Оби являются отложения, выполняющие древние ложбины стока, которые рассекают Обь-Иртышское междуречье.

Ключевые слова: плейстоцен, Верхняя Обь, речные образования, новая интерпретация

DOI: 10.31857/S2949178924040023, **EDN:** FHBHVA

1. ВВЕДЕНИЕ

После того, как представления о гляциальных суперпаводках, прорывавшихся из ледниково-подпрудных озер межгорных котловин Горного Алтая и проходивших по долинам Чуи и Катуни в плейстоцене, получили геолого-геоморфологическое обоснование (Рудой, 2005; Бутвиловский, 1993; Барышников, 1992; Парначев 1999; Зольников, Мистрюков, 2008), актуальным стал вопрос о геологических следах катастрофических потоков на Западно-Сибирской равнине. В публичных научных дискуссиях неоднократно высказывалось мнение

о том, что объема воды в Чуйской и Курайской котловинах могло не хватать для аномально высокого подтопления долины р. Оби, а следовательно, гигантские гляциальные сели при выходе из гор вероятнее всего распластывались по равнине, теряя способность эродировать, транспортировать и аккумулировать отложения. Согласно материалам геологической съемки (Адаменко, Канопа, 1966) на выходе р. Катуни из гор на равнину ее долина расширяется в несколько раз от 3.5 км в районе пос. Майма до 25 км в районе г. Бийска. При этом прослеживается изменение гранулометрического состава отложений IV и V террас, выстилающих долину Катуни. В районе пос. Майма преобладают валунники, которые по направлению к слиянию Бии и Катуни постепенно сменяются галечниками, а затем гравийниками и песками. Таким образом, на выходе из гор уже по-

[#]Ссылка для цитирования: Зольников И.Д., Филатов Е.А., Шпанский А.В. и др. (2024). Геологические свидетельства суперпаводков в Верхнем Приобье. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 13–25. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040023>; <https://elibrary.ru/FHBHVA>

лувека назад закартирован гигантский конус выноса, происхождение которого не укладывается в парадигму лестницы аллювиальных террас, но логично объясняется в рамках представлений о гляциальных суперпаводках.

Непосредственно после выхода Катуни из гор и слияния ее с Бией долина Верхней Оби проходит через Бийско-Барнаульскую впадину (рис. 1), в которой по данным бурения при геологической съемке (Варламов, 1988) закартированы, погребенные под субаэральным покровом IV и V надпойменные террасы (нпт) шириной до 80 км и суммарной мощностью отложений, местами превышающей 100 м. На данном участке Обской долины нет ме-

ста для распластывания суперпаводков. С востока на правобережье долина ограничена Предсалайрским поднятием Бийско-Чумышской возвышенности, а на запад в сторону Приобского плато и далее на Обь-Иртышское междуречье из Обской долины суперпаводковая вода могла уходить только в межувальные ложбины левобережья (рис. 1), днища которых, как правило, расположены на несколько десятков метров выше меженного уровня Оби. Проход для суперпаводковых вод вниз по течению Оби существенно ограничен сужением долины у г. Камня-на-Оби. Таким образом, именно в Бийско-Барнаульском расширении долины Верхней Оби существовали геоморфологические

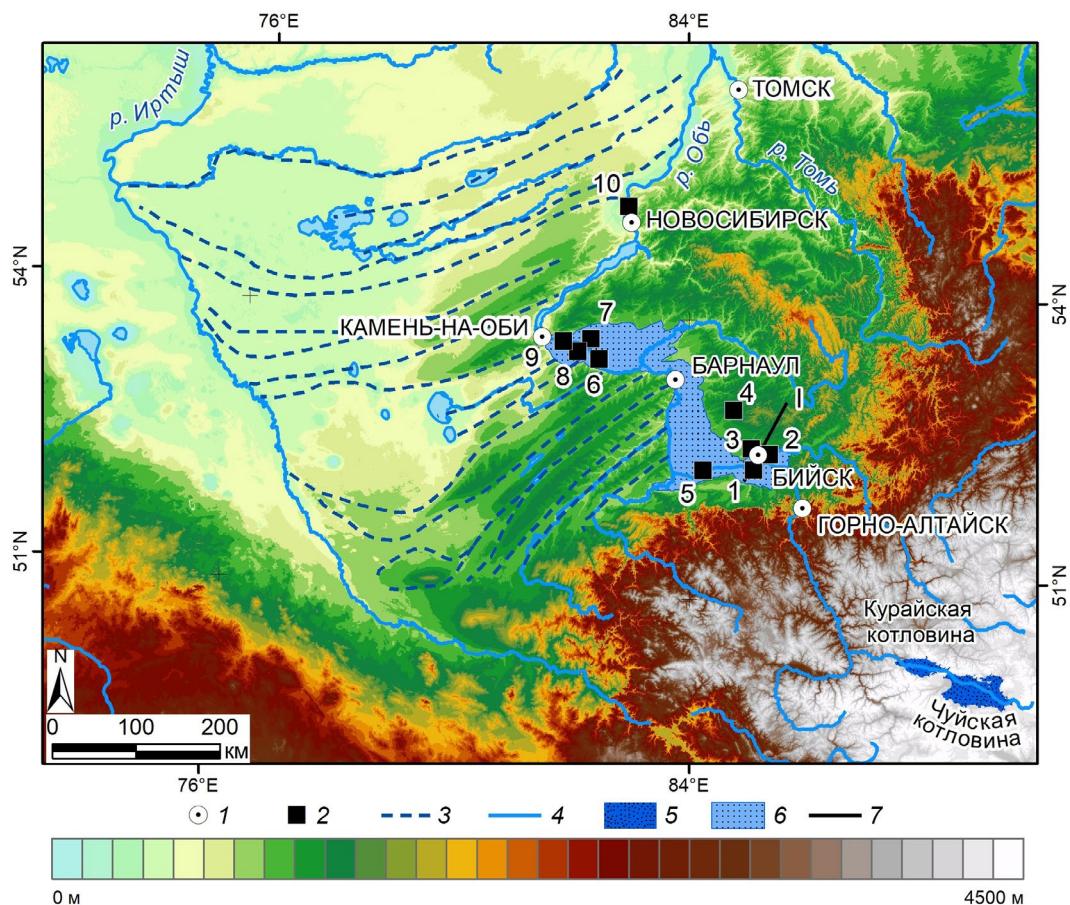


Рис. 1. Территория исследований.

1 – города; 2 – опорные разрезы (1 – Иконниково, 2 – Бийск-монастырская толща (V нпт) в цоколе бийской террасы, 3 – Бийск (IV нпт), 4 – Большая речка, 5 – Щербаково, 6 – Мереть, 7 – Малышево, 8 – Каргополово, 9 – Тараданово, 10 – Красный Яр); 3 – древние долины суперпаводкового стока на Обь-Иртышском междуречье; 4 – гидросеть; 5 – ледниково-подпрудные палеоозера в Чуйской и Курайской котловинах; 6 – временное палеоозеро супер-паводкового прорыва в Бийско-Барнаульской впадине по контурам IV нпт; 7 – линии разрезов через долину Оби.

Fig. 1. Research area.

1 – cities; 2 – reference sections (1 – Ikonnikovo, 2 – Biysk monastic strata (V fluvial terrace) in the base-ment of the Biysk terrace, 3 – Biysk (IV fluvial terrace), 4 – Bolshaya Rechka, 5 – Shcherbakovo, 6 – Meret, 7 – Malyshevo, 8 – Kargopolovo, 9 – Taradanovo, 10 – Krasny Yar); 3 – ancient valleys of super-flood runoff on the Ob–Irtysh interflue; 4 – hydro grid; 5 – glacial–podprudnye paleo-ponds in the Chui and Kurai basins; 6 – temporary paleo-ponds super-flood breakthrough in the Biysk–Barnaul depression along the contours of the IV fluvial terrace; 7 – lines of sections through the Ob valley.

условия для гигантского кратковременного водоема, который возникал при спуске ледниково-подпрудных вод из Горного Алтая (Зольников, 2009). После заполнения суперпаводковыми водами это озеро быстро разгружалось на север и на запад по системам межувальных ложбин между Обью и Иртышем (Бутвиловский, 1993).

В 2011 г. ГИС-моделированием с использованием ранней модели SRTM по верхним береговым террасам был рассчитан объем Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного палеоозера – 1067 км³, который оказался фактически равен объему временного палеоозера в Бийско-Барнаульской впадине по тыловым швам IV и V нпт – 1055 км³ (Зольников и др., 2011). На основе более точной и детальной SRTM был заново рассчитан объем долины Оби в Бийско-Барнаульской впадине от г. Маймы до г. Камня-на-Оби по тыловым швам уже только IV нпт, а также объем Чуйско-Курайского палеоозера по верхним волноприбойным уступам террас на его бортах. Объем воды оказался сопоставимым с более ранними расчетами: 1070 км³ – в Бийско-Барнаульской излучине Верхней Оби и 1100 км³ в максимальном ледниково-подпрудном палеоозере Чуйской и Курайской котловин (Зольников и др., 2023). Это подтверждает представления о неоднократном возникновении временного палеоозера в верховьях Оби, результатом чего стало формирование отложений V и IV нпт, которые коррелируются с ининской и сальджарской катафлювиальными толщами Горного Алтая (Зольников, 2009).

В связи с вышеизложенным, особый интерес приобретают вопросы фациальной архитектуры отложений, выстилающих долину Оби в обнажениях береговых обрывов и в геологических разрезах, вскрытых бурением. Для типичного равнинного аллювия характерна последовательность, начинающаяся с косослоистых песков русловой фации и надстраивающаяся параллельно слоистыми песками, алевритами, пелитами пойменной фации с линзами заторфованных старицких илов и гитий. Однако во многих береговых разрезах Верхнего Приобья косослоистые пески небольшой мощности (буквально до нескольких метров) нередко залегают непосредственно над уровнем бечевника, а выше, как правило, находятся параллельно слоистые пески, алевропески, алевриты значительной мощности, отличающиеся по текстурно-структурным признакам от фаций типичного аллювия. Предшественниками (Архипов, 1971; Архипов и др., 1980; Панычев, 1979) мощные пачки параллельно слоистых песков и алевропесков в береговых обнажениях Верхнего Приобья диагностировались либо как отложения леднико-

во-подпрудных озер, либо как перигляциальный аллювий, формировавшийся в холодных аридных обстановках ледниковых эпох. Однако специальные исследования отложений низких террас Верхнего Приобья (Зольников, 2021) привели к выводу об отсутствии отложений этих генетических типов в данном районе. Таким образом, назрела ревизия представлений о генезисе и возрасте отложений, но слагающих значительный объем террасовых комплексов Верхнего Приобья, не укладывающихся в аллювиально-перигляциальную парадигму.

2. СУПЕРПАВОДКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ

Рассмотрим отложения верховьев Оби, которые по фациальной архитектуре могут быть проинтерпретированы не как аллювиальные, а как суперпаводковые отложения. В отличие от аллювия суперпаводковые отложения должны отличаться повышенной мощностью, наличием в приподнятой части валунно-галечников с глыбами, которые сменяются выше косослоистыми гравийными песками и завершаются параллельно слоистыми песками, алевропесками, алевритами (Зольников и др., 2021). При этом, на высоких отметках над уровнем межени Оби грубообломочные фации могут отсутствовать и параллельно слоистые мелкозернистые осадки могут с размывом или без такового ложиться на склоновые отложения, выстилающие борта долины. Кроме того, важным диагностическим признаком суперпаводковой толщи является облекающее борта долины залегание ее подошвы.

Непосредственно на выходе р. Катуни на Предалтайскую равнину у с. Иконникова в 0.5 км выше по течению Катуни от слияния ее с Бией В.А. Панычевым было описано строение песчаной толщи в правобережном разрезе высотой 20–25 м (Панычев, 1979). Здесь (№ 1 на рис. 1 и 2) под маломощным (до 2 м) супесчаным покровом от бровки бечевника обнажались косослоистые пески с гравием, гальками, валунами мощностью около 12 м, перекрытые параллельно слоистыми песками с гравием мощностью около 10 м. В приподнятой части косослоистой пачки по позвонкам мамонта получена радиоуглеродная дата 20680+270 лет (СОАН-441). Здесь и далее радиоуглеродный возрастдается по первоисточникам не калиброванный. У разреза на бечевнике собраны остатки “верхнепалеолитической” фауны: *Mammuthus primigenius* (Blum), *Bison priscus* Boj., *Coelodonta* sp., *Bos* sp., *Equus* sp., *Citellus* sp., *Crictetus* sp. (Панычев, 1979). Молодой возраст более чем 20-метровой толщи хорошо промытых песчаных отложений, наличие в них гравия, галек и валунов

заставляет усомниться в их аллювиальном генезисе и принадлежности к II нпт. Непротиворечиво эти отложения могут быть проинтерпретированы как суперпаводковые отложения чибитского оледенения Горного Алтая. Вместе с тем последний суперпаводок, сопоставляемый с МИС 2, был гораздо меньше, чем предшествовавшие (Зольников и др., 2023; Зольников, 2009), сформировавшие сальджарскую и ининскую толщи Горного Алтая. Рассмотрим разрезы в долине Оби, геологическое строение которых согласуется с представлениями о разновозрастных суперпаводках (рис. 2).

3. СТРАТОТИПИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ БИЙСКОЙ, МОНАСТЫРСКОЙ И БОЛЬШЕРЕЧЕНСКОЙ ТОЛЩ

Стратотипические разрезы для отложений, слагающих IV и V нпт, находятся на правом берегу р. Бии у городского кладбища на восточной окраине г. Бийска в районе бывшей деревни Монастырь.

3.1. Монастырская толща

Монастырская толща выделена (Адаменко, 1974) в районе бывшей дер. Монастырь (ныне восточная

окраина кладбища г. Бийска) по описанию в обнажении основания берегового обрыва с бровкой 60–80 м над урезом воды и по данным ручного бурения на бечевнике (№ 2 на рис. 1, 2). В береговом обнажении она представлена сверху вниз: сизыми иловатыми суглинками мощностью 7 м и песками видимой мощностью более 3.3 м. По материалам геологической съемки, мощность синих илов и глин в этом районе изменяется от 5 до 10 м, а мощность нижележащих песков и гравийно-галечников монастырской свиты достигает 45 м. В подошве присутствуют хорошо окатанные крупные валуны (до 1 м) и мелкие глыбы размером до 1.5 м в поперечнике. Общая мощность свиты достигает 55 м (Адаменко, 1974). О.М. Адаменко назвал эти отложения “монастырской аллювиальной свитой” (Адаменко, 1963) и обозначил ее геологическую позицию как выполнение нижней части аккумулятивной V нпт.

К синим илам, завершающим разрез монастырской свиты приурочены остатки фауны крупных млекопитающих хазарского комплекса *Equus (Equus) sp.*, *Rhinoceros sp.*, *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Mammuthus trogonterii* (Pohl) по

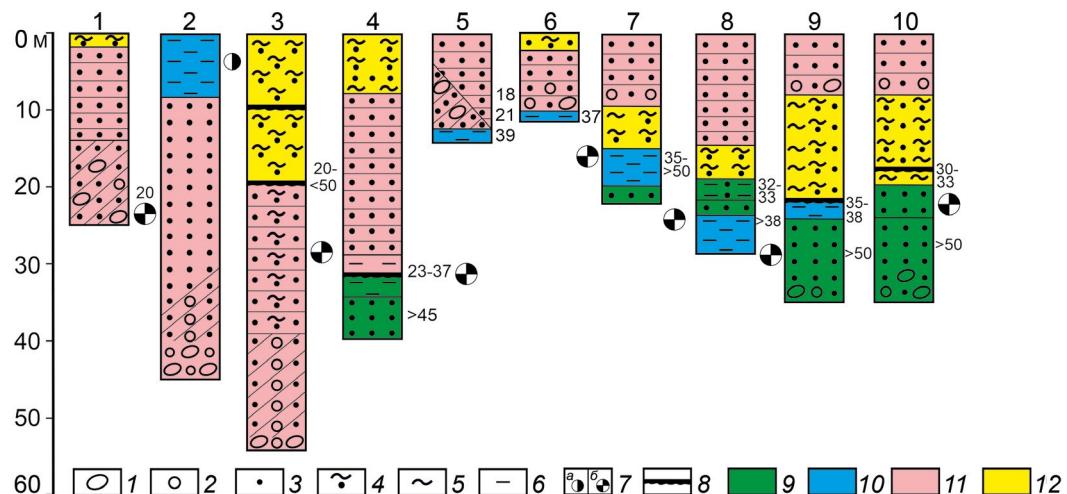


Рис. 2. Переинтерпретированные разрезы Верхнего Приобья (построено И.Д. Зольниковым по данным О.М. Адаменко и В.А. Панычева с изменениями автора).

1 – валуны и галька; 2 – гравий; 3 – песок; 4 – алевропесок; 5 – алеврит; 6 – глина; 7 – местонахождения остатков крупных млекопитающих (*а* – среднечетвертичные; *б* – верхнечетвертичные); 8 – палеопочвы; генезис: 9 – аллювий, 10 – лимний, 11 – катафлювиал; 12 – субаэральный комплекс. Разрезы: 1 – Иконниково; 2 – Бийск-монастырская толща (V нпт) в цоколе бийской террасы – данные бурения на берегу Бии в том же месте, где расположен разрез обрыва (№ 3); 3 – Бийск (IV нпт) – разрез обрыва над уровнем Бии; 4 – Большая речка; 5 – Шербаково; 6 – Мереть; 7 – Малышево; 8 – Каргополово; 9 – Тараданово; 10 – Красный Яр.

Fig. 2. Reinterpreted sections of the Upper Ob region (constructed by I.D. Zolnikov according to O.M. Adamenko and V.A. Panychev with changes by the author).

1 – boulders and pebbles; 2 – gravel; 3 – sand; 4 – aleuropes; 5 – siltstone; 6 – clay; 7 – locations of remains of large mammals (*a* – middle quaternary; *b* – upper quaternary); 8 – paleosols; genesis: 9 – alluvium, 10 – limnium, 11 – catafluvial; 12 – subaerial complex. Names of sections: 1 – Ikonnikovo; 2 – Biysk Monastery strata (V fluvial terrace) in the base of the Biysk terrace – drilling data on the bank of the Biya in the same place where the cliff section, designated № 3 – Biysk (IV fluvial terrace) – section of the cliff above the Biya level; 4 – Bolshaya Rechka; 5 – Shcherbakovo; 6 – Meret; 7 – Malyshevo; 8 – Kargopolovo; 9 – Taradanovo; 10 – Krasny Yar.

определению В.И. Громова (Адаменко, 1974), холоднолюбивой полярно-арктической семенной флоры, остракод с видами среднечетвертичного возраста. О.М. Адаменко (1974) монастырская толща низовьев Катуни и Верхнего Приобья сопоставлялась с отложениями высоких террас Чуи и Катуни Горного Алтая. Мы считаем эту корреляцию адекватной и поддерживаем мнение о том, что монастырская толща является продолжением на Предалтайской равнине катафлювиальной иининской толщи Горного Алтая, которую мы предварительно соотнесли с верхней ступенью среднего неоплейстоцена (Зольников, 2009; Зольников и др., 2016).

Таким образом, к монастырской свите О.М. Адаменко (1963), отнес отложения древних погребенных долин, залегающих под осадками поймы и низких надпойменных боровых террас в долине Оби и ее притоков. Геологическое положение монастырской толщи показано на схеме взаимоотношений четвертичных отложений (рис. 3) вдоль профиля на правом берегу Оби (показан условным знаком 7 на рис. 2). Особо подчеркнем, что валунно-глыбовая размерность обломочного материала в базальном слое толщи, ее аномальная мощность, залегание подошвы, облегающее борта долины Оби, существенно отличают монастырскую свиту от типичного аллювия I и II нпт бийского района (Адаменко, 1974; Панычев, 1979; Варламов, 1988), но вполне соответствуют закономерностям строения суперпаводковых отложений.

3.2. Бийская толща

Бийская толща выделена, как и монастырская в районе бывшей деревни Монастырь (ныне восточная окраина кладбища г. Бийска) по описанию в обнажении берегового обрыва с бровкой 60–80 м. Эта толща согласно описаний (Адаменко, 1974; Панычев, 1979) вскрывается между кровлей подстилающих ее нижележащих синих илов монастырской свиты и подошвой перекрывающего ее субаэрального покрова мощностью около 20 м, который включает в себя: опесчаненные лёссы, делювий и палеопочвы (№ 3 на рис. 1, 2). Первоначально она была описана В.П. Нехорошевым под названием бийской IV нпт. Впоследствии В.А. Панычев (1979) также рассматривал бийскую террасу как аллювиальную IV нпт, а отложения, слагающие подстилающую монастырскую свиту, считал выполняющими V нпт.

О.М. Адаменко в отличие от В.П. Нехорошева объединил в единую, слагающую V нпт толщу, общей мощностью до 120 м в две аллювиальные свиты: нижнюю (в основном ниже берега р. Бии) – монастырскую и верхнюю (слагающую собственно

береговой обрыв в стратотипическом разрезе) – бийскую. Однако верхнюю толщу он назвал не бийской, но “большереченской” по стратотипу на р. Большая речка (Адаменко, 1974), а две свиты (как нижнюю, так и верхнюю) объединил в составе V нпт, которую назвал бийской террасой. Нами отнесение О.М. Адаменко двух флювиальных толщ к единой нпт не поддерживается. Вслед за В.П. Нехорошевым и В.А. Панычевым под бийской толщей мы понимаем флювиальные отложения, выполняющие IV нпт.

Бийская толща в стратотипическом разрезе представляет собой отложения мощностью до 35 м, в которых сверху вниз субгоризонтально параллельное переслаивание песков, алевропесков, алевритов сменяется косослоистыми песками, а затем гравийно-галечниками. В подошве этих отложений залегает базальный слой хорошо окатанных крупных валунов около 1 м в поперечнике. Нижняя пачка косослоистых гравийных песков, гравийников и галечников с валунами имеет мощность до 15–20 м и хорошо прослеживается по скважинам (рис. 3). Выше свита надстраивается пачками мелко “параллельно ленточно-слоистых” песков, алевропесков, алевритов. По данным бурения “мощность этой толщи при движе-

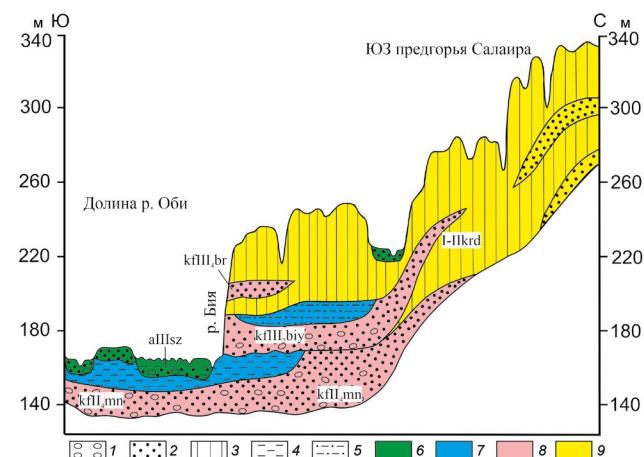


Рис. 3. Схема взаимоотношений четвертичных отложений через долину Оби в районе Бийска по О.М. Адаменко (1974) в интерпретации И.Д. Зольникова.

1 – валуны и гальки; 2 – песок; 3 – субаэральный покров; 4 – илы и глины; 5 – алевропески (супеси); 6 – аллювий; 7 – лимний; 8 – катафлювиал; 9 – субаэральный покров.

Fig. 3. Scheme of relationships between Quaternary deposits through the Ob valley in the Biysk region according to O.M. Adamenko (1974) in the interpretation of I.D. Zolnikov.

1 – boulders and pebbles; 2 – sand; 3 – subaerial cover; 4 – silts and clays; 5 – aleuropes (sandy loam); 6 – alluvium; 7 – limnium; 8 – catafluvial; 9 – subaerial cover.

нии от р. Бии на север в сторону тылового шва постепенно увеличивается от 60 м до 100–120 м, превышая нормальную мощность такой реки как Бия в несколько раз" (Адаменко, 1974, с. 101). На наш взгляд, такая большая мощность и специфическая фациальная архитектура противоречит аллювиальному генезису, но вполне отвечает закономерностям формирования отложений суперпаводков.

Бийская толща в стратотипическом разрезе на окраине г. Бийска, содержит остатки позднечетвертичных крупных млекопитающих (по определению И.Т. Пидопличко): *Bison priscus* Boj., *Cervus elaphus* L., *Equus equus* L.). Мелкие млекопитающие по определению В.С. Зажигина принадлежат: *Citellus erythrogenys* Brandt, *Lagurus lagurus* Pall., *Eolagurus luteus* Eversm., *Microtus gregalis* Pall. (Панычев, 1979). Эти ископаемые остатки позволяют датировать отложения в широком диапазоне: от среднего до верхнего неоплейстоцена. В вышележащем субаэральном покрове на глубине 10–12 м от бровки Бийского обрыва известны находки крупных млекопитающих позднепалеолитического комплекса: *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta* sp., *Bison priscus* Boj., *Alces* sp. (Панычев, 1979). Кроме того, в разрезе Волчий Лог на правом берегу р. Бии в 3–4 км выше с. Больше-Енисейское в отложения бийской террасы врезана более поздняя аллювиальная терраса, из торфяников которой было получено 8 радиоуглеродных дат со значениями от запредельных (более 40 тыс. л. н.) до 20 тыс. л. н. (Панычев, 1979). Эти данные позволяют считать возраст бийской толщи древнее МИС 3. Нами бийская толща сопоставляется с сальджарской катафлювиальной толщей Горного Алтая, которая предварительно сопоставлена с второй ступенью верхнего неоплейстоцена (Зольников, 2009; Зольников и др., 2016). По данным картирования (Адаменко, 1974; Варламов, 1988) бийская толща, слагающая субаквальный ярус IV нпт, в геологической позиции, перекрывающей монастырскую толщу (рис. 3), прослеживается по профилям-разрезам вдоль бортов долины Оби от ее истоков до Новосибирска. По-видимому, сближенная геологическая позиция этих двух толщ, четко разделенных при этом двумя маркерами: кровлей монастырских глин и базальным валунно-глыбовником бийской толщи, послужило мотивацией для О.М. Адаменко объединить их в единую седиментационную последовательность внутри аккумулятивного тела V нпт.

3.3. Большереченская толща

Большереченская свита выделена в 1961 г. П.Е. Казаковым при описании песчаной толщи, выполняющей древние долины Бехтемира,

Чемровки, Большой речки и была им отнесена к аллювию VI нпт. Наиболее полное описание большереченской толщи в стратотипическом обнажении на левом берегу р. Большая речка, 300 м ниже по течению от с. Большая речка опубликовано В.А. Панычевым (1979). Сверху вниз в данном разрезе (№ 4 на рис. 1, 2) здесь были обнажены: покровно-субаэральная пачка мощностью 9 м, представленная супесью мощностью 4.0 м; золовым песком мощностью 2 м; лёссовидным суглинком мощностью 3 м; субаквальная пачка, представленная горизонтально слоистыми песками с прослойями и линзами суглинков общей мощностью 20 м; аллювиальная пачка, представленная пойменными глинами мощностью 4.5 м и косослоистыми русловыми песками мощностью 0.5 м.

Из аллювиальных песков в основании разреза получена радиоуглеродная дата более 45 770 л. н. (ЛГ-80). В иловато-глинистых пойменных отложениях аллювия по 9 пробам получены радиоуглеродные даты в интервале от 23 до 37 тыс. л. н. (Панычев, 1979). Из глин известны остатки крупных млекопитающих *Alces alces* L., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus cabalus* subsp. Из песков в основании разреза В.С. Зажигиным и Ю.В. Куропаткиным отмыты остатки грызунов *Microtus arvalis* Pall., *M. gregalis* Pall., *Citellus* ex.gr. *erythrogenys* Brandt, *Lagurus lagurus* Pall., *Clethrionomys* sp., *Sorex* sp., *Carnivora* undet. Учитывая вышеприведенные радиоуглеродные данные, залегающие выше параллельно слоистые пески 20-метровой мощности, описанные в стратотипическом разрезе большереченской свиты, имеют возраст, соответствующий последнему ледниковому максимуму (МИС 2). Параллельно-слоистые пески 20-метровой мощности между перекрывающим их субаэральным покровом и подстилающим аллювием не могут быть отнесены ни к ледниково-подпрудному озеру, ни к перигляциальному аллювию в связи с тем, что уже доказано отсутствие ледникового покрова и мансиjsкого озера в эпоху МИС 2 на севере Западной Сибири (Астахов, 2020). Тем более трудно представить себе аллювий равнинной реки, представленный только параллельно слоистыми песками такой аномальной мощности. Вместе с тем однородные мощные толщи параллельно слоистых песков и алевропесков являются характерными для отложений суперпаводков.

Предложенная О.М. Адаменко корреляция большереченской свиты с бийской толщей бийского стратотипа в понимании В.П. Нехорошева не подтвердилась геохронометрическими данными. На основе радиоуглеродных дат В.А. Панычев (1979) оспорил приуроченность отложений этой

свиты к IV или V нпт. Соглашаясь с этим выводом, мы, тем не менее, не видим причин объявлять вслед за В.А. Панычевым большереченскую свиту не валидной. Стратиграфически большереченская толща отделена от большереченской аллювием возраста МИС 3. Поэтому, большереченская толща моложе бийской, залегающей в бийском стратотипе между субаэральным покровом и монастырскими илами. Эта геологическая ситуация отчетливо показана на рис. 3, где монастырская, бийская и большереченская толщи в виде самостоятельных геологических тел залегают во вполне определенной последовательности друг над другом.

Таким образом, монастырская свита представляет собой цоколь для вышележащей толщи, т.е. собственно геологическое тело бийской IV нпт является вложенным в монастырскую V нпт. Многочисленные буровые профили как на левобережье, так и на правобережье Верхней Оби, полученные в результате государственного геологического картирования, позволяют уверенно проследить повсеместное распространение монастырской и бийской толщ. Интересно, что от русла Оби до тыловых швов IV и V нпт, перекрывающий их покровный комплекс существенно опесчанен и представлен преимущественно “опесчанеными лёссами и делювием”, что отражено на картах четвертичных отложений этой территории масштаба 1:200 000. На космических снимках опесчаненный субаэральный покров контрастно выделяется массивами сосновых боров правобережья Оби. Верхняя граница сосновых лесов поднимается над уровнем межени Оби на высоту более 60 м. Отложения большереченской толщи распространены вдоль берегов Оби в виде своеобразных цокольных террас на верхнечетвертичных аллювиальных и субаэральных отложениях эпохи МИС 3 и линейно вдоль притоков Оби. Рассмотрим опорные разрезы, иллюстрирующие наличие отложений суперпаводков.

3.4. Опорные разрезы Верхнего Приобья

Между Бийском и Барнаулом на правом берегу Оби между деревнями Щербаково и Быстрый исток в обрывах высотой до 15 м над урезом воды В.А. Панычевым (1979) описаны отложения, которые он отнес к II нпт. В опорном разрезе у пос. Щербаково (№ 5 на рис. 1, 2) сверху вниз обнажены две пачки песков: верхняя, мощностью 3.5 м представлена субгоризонтально параллельно слоистыми песками; нижняя мощностью около 10 м представлена косослоистыми песками с прослойями галечников и валунами. Нижние пески подстилаются глинами видимой мощностью 0.5 м. Из древесных остатков получены радиоуглеродные даты (Панычев, 1979): из кровли глин

$39\ 350 \pm 760$ л. н. (СОАН-445); из подошвы нижней песчаной пачки $20\ 600 \pm 130$ л. н., а из середины этой же пачки $17\ 590 \pm 110$ л. н. (очевидно, что эта древесина переотложена и дает нижнее ограничение по возрасту) Там же указано, что подошва верхней пачки при прослеживании по простиранию постепенно опускается, срезая нижележащие отложения и полностью замещая пески нижней пачки. То есть в строении “надпойменной террасы принимают участие две вложенных одна в другую пачки песков” (Панычев, 1979, с. 53). Суммарная мощность двух пачек достигает здесь 20 м. Строение разреза, на наш взгляд, по архитектуре фаций соответствует не аллювиальной последовательности, а фациальной смене влекомого суперпаводкового наноса, взвешенным, при облекающем залегании последнего. Возраст этой толщи, согласно радиоуглеродным датам, отвечает верхней ступени верхнего неоплейстоцена. Таким образом, в данном разрезе вскрыт стратиграфический аналог большереченской толщи. В качестве еще одного стратогенетического аналога можно привести разрез на правом берегу Оби у пос. Мереть (№ 6 на рис. 1, 2), где в береговом обнажении высотой 13.5 м под субаэральным песчаным покровом мощностью около 2 м вскрыта толща субгоризонтально параллельно слоистых песков мощностью 10 м, подстилающихся глинами видимой мощностью 1 м (Панычев, 1979). Из глин получена радиоуглеродная дата 36850 ± 500 (СОАН-745).

В опорных разрезах у пос. Щербаково и Мереть, возраст катафлювиальных отложений определяется за счет радиоуглеродных дат из подстилающих отложений. В этой связи интересны разрезы, где возраст параллельно слоистых песков повышенной мощности “зажат” радиоуглеродными датами. Такой разрез обнажен в обрыве высотой 20 м на правом берегу Оби у пос. Малышево (№ 7 на рис. 1, 2). Сверху вниз от бровки здесь вскрыты субгоризонтально параллельно слоистые пески с гравийными прослойями общей мощностью до 10.5 м (Панычев, 1979). В подошве песков зафиксированы мерзлотные клинья. Ниже вскрываются супеси и суглинки общей мощностью 5.6 м (с пнейшим горизонтом примерно 3 м от кровли слоя), затем глины мощностью 4.0 м (встречаются пни и намывной торф) и пески видимой мощностью 1 м. В глинах была найдена челюсть кулана (определение Н.Д. Оводова), а также остатки мелких млекопитающих (*Lagurus* cf. *lagurus* Pall., *Microtus* sp.). Из залегающей под верхними песками суглинистой пачки по серии радиоуглеродных дат (Панычев, 1979) получены значения от 35 тыс. л. н. до за-пределных. В отложениях 10-метровой террасы р. Каменки (приток Оби), вложенной в отложения

разреза Малышева, получена дата $13\ 290 \pm 140$ л. н. (СОАН-1635), а у с. Поротниково из торфяника в межгривном понижении на поверхности террасы получена дата $11\ 850 \pm 200$ л. н. (СОАН-116). Таким образом, толща параллельно слоистых песков с гравийниками в Малышевском разрезе “зажата” радиоуглеродными датами внутри стратиграфического интервала, включающего завершающий этап последнего ледникового максимума.

Еще один опорный разрез большереченской толщи описан как аллювий II нпт (Панычев, 1979) на правом берегу Оби у деревни Каргополово, где от бровки яра сверху вниз обнажаются (№ 8 на рис. 1, 2): параллельно слоистые пески мощностью 15 м, которые подстилаются супесями мощностью 5 м, затем переслаиванием песков и глин мощностью до 3 м, затем песками с мелкой косой слоистостью мощностью до 2 м и глинами мощностью до 4 м. В прикровельном участке переслаивающихся песков и глин, где встречаются пни в прижизненном захоронении получены три радиоуглеродных даты со значениями от 32 275 до 33 450 л. н. (СОАН: 23, 744, 1254). В прикровельном участке глин получена запредельная радиоуглеродная дата СОАН-25 со значением более 38 800 л. н. Из этих глин известны находки костей куланов, отнесенных к верхней половине плейстоцена (Архипов, 1971).

Разрез на правом берегу Оби у деревни Тараданово, описанный (Панычев, 1979) как аллювий III нпт (№ 9 на рис. 1, 2), дает представление о высотах, на которые суперпаводковая большереченская толща относительно высоко возвышается на борт долины. Здесь от бровки обрыва высотой 40–35 м над урезом воды вскрыты субгоризонтально параллельные пески с “тонкой косой слоистостью” в приподнявшейся части общей мощностью 7 м. Вдоль подошвы местами прослеживаются прослои гравия и мелкой гальки, а также валуны до 25 см в поперечнике. Ниже залегают тонко-параллельно-слоистые суглинки мощностью 17.0 м затем суглинки местами с реликтами размытых палеопочв общей мощностью 1 м. Низ разреза сложен песками с диагональной слоистостью с намывной растительностью и стволами деревьев общей видимой мощностью 10 м. Из нижних диагональных песков известна находка *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа и *Microtus* sp. Из нижних песков получено 4 радиоуглеродных даты с запредельными значениями. Из суглинков с фрагментами палеопочв получены две даты: $35\ 050 \pm 450$ (СОАН-1069) $38\ 850 \pm 2200$ л. н. (СОАН-1069Г). Ниже по течению на береговой отмели собраны многочисленные остатки крупных млекопитающих (7000 экземпляров от 24 видов) мамонтовой фауны (Васильев и др., 2018). По мнению

С.К. Васильева, источником костей являются диагональные пески в основании Тарадановского яра. Радиоуглеродное датирование костей (18 дат) показало, что большая их часть имеет запредельный возраст (Васильев, Орлова, 2006). Пять конечных дат находятся в интервале 25 715–35 052 лет, они получены по костям лошадей (2 образца), бизона, мамонта и шерстистого носорога. По мнению С.К. Васильева, источником этих костей являются суглинки 4 слоя (по В.А. Панычеву, 1979). К катафлювиальным отложениям последнего ледникового максимума здесь можно отнести верхние параллельно слоистые пески.

Один из наиболее известных разрезов Красный Яр (Новосибирская область) (№ 10 на рис. 1, 2) сходен по геологическому строению с разрезом Тараданово. Здесь, на правом берегу Оби от бровки обрыва обнажены: песок субгоризонтально параллельно пологоволнисто слоистый, перевеянный в верхней части, мощностью до 5.5 м; песок параллельно субгоризонтально слоистый хорошо промытый грубозернистый мощностью до 1.8 м; параллельное переслаивание суглинков, супесей, песков с общей мощностью 10–12 м; суглинок с реликтами палеопочв общей мощностью до 1.5 м; песок параллельно и косоволнисто слоистый с пнями и намывной органикой общей мощностью до 5.0 м; песок косослоистый с линзами галечника и валунами, стволами деревьев, намывной органикой видимой мощностью 3–8 м (по данным бурения подошва песков опускается на глубину до 25 м от уреза воды). Из суглинков с реликтами палеопочв была получена серия радиоуглеродных дат со значениями, группирующимися около 28 000 л. н., а из песков, залегающих в основании разреза, получены даты с запредельными значениями (Панычев, 1979). Из этих песков найдены крупные млекопитающие (по определению Э.А. Вангенгейм *Bison priscus* sub sp. – переходная форма между *longicornis* и *deminitus*; а также по определению И.В. Фороновой *Equus caballus* subsp.), возраст которых может быть определен как начало верхнего неоплейстоцена, а из слоистой толщи, подстилающей верхние пески, известны находки млекопитающих холодолюбивого типа. Многолетние сборы остатков крупных млекопитающих на бечевнике у подножия обнажения составляют коллекцию из 5768 экземпляров, принадлежащих 27 видам (Васильев, 2021). По мнению С.К. Васильева, более 85% остатков происходят из нижнего костеносного слоя (слой 6, соответствует МИС 5е), остальные – из верхнего слоя (слой 4, соответствует второй половине МИС 3, в интервале 27.5–39 тыс. л. н.). Кости разделены по их сохранности. Видовые составы

обоих ассоциаций очень близки друг к другу, но в ассоциации видов из слоя 6 присутствуют переотложенные кости, принадлежащие, в том числе, более древним животным: *Panthera fossilis*, *Cervales latifrons*, *Praeovibos* sp., *Soergelia* cf. *elisabethae*, *Equus* ex gr. *mosbachensis-germanicus*. Эти кости значительно минерализованы, темнокоричневого до черного цвета, окатанные. Среди сохранившихся остатков из слоя 6 присутствует значительное количество черепов и фрагменты скелетов, включая два целых черепа мамонтов с толстоэмалевыми зубами (Васильев, 2005; Шпанский, 2018; Shpansky, Kuzmin, 2021). Такие черепа не могут быть переотложены из-за крайней хрупкости. Пачка верхних песков в значительной степени перевеяна, а в ее подошве прослежены мерзлотные клинья. Собственно, катафлювиальными отложениями возраста МИС 2 здесь можно считать только приподошвенную часть верхней пачки параллельно слоистых песков, не затронутую процессами перевеивания.

Таким образом, в Бийско-Барнаульской излучине Оби имеется целый ряд береговых разрезов, где вскрываются отложения, существенно отличающиеся от типичного межледникового аллювия, но по архитектуре фаций соответствующие суперпаводковым образованиям. При этом имеются геологические, радиоуглеродные и палеонтологические данные (Архипов, 1971; Адаменко, 1974; Панычев, 1979), которые позволяют расчленить их на три разновозрастных толщи: монастырскую, бийскую и большереченскую (рис. 3). Эти толщи имеют фациально-генетические и стратиграфические аналоги в виде отложений, выполняющих древние ложбины стока Приобского плато (рис. 1).

3.5. Отложения древних ложбин стока

В долине р. Алей между деревнями Поспелиха и Калманка О.М. Адаменко выделена калманская “аллювиальная” свита мощностью по данным бурения от 10 м в верховьях до 45 м в низовьях (Адаменко, 1974). Фауна крупных млекопитающих, найденная в нижней половине этих отложений разновозрастна (от плиоцена до неоплейстоцена). Фауна мелких млекопитающих также содержит разновозрастные формы и возраст ее определяется не древнее низов среднего неоплейстоцена. На основе этих данных нижняя часть калманской толщи считается стратиграфическим аналогом монастырской свиты. Позднее из нижней части калманской толщи в стратотипическом разрезе были получены 4 запредельных и близких к таковым даты (более 50 тыс. л. н.), а несколько выше 2 даты около 30 тыс. л. н. (Панычев, 1979). Это привело к выводу о том, что флювиальные пески у деревни Калманка

отражают “стратиграфическую неоднородность и гетерогенность этого геологического тела” (Панычев, 1079, с. 85). Это подтверждает утверждение О.М. Адаменко о том, что “в некоторых ложбинах установлены две генерации аллювия, слагающие две террасы” (Адаменко, 1974, с. 121). По нашему мнению, древние ложбины стока, которые рассекают Обь-Иртышское междуречье, выполняют не две, а три генерации суперпаводковых отложений. При этом, последняя имеет существенно меньшую мощность, чем две предыдущих.

Вместе с тем предшественниками выделялось несколько стратиграфических подразделений, которые можно рассматривать как фациально-генетические и стратиграфические аналоги суперпаводковых отложений долины Оби: калманская, карасукская, касмалинская, краснояровская, веселоярская свиты (Адаменко, 1974). Значительная часть Кулундинской низменности с поверхности сложена песками с гравием и галькой мощностью от нескольких до 30 м, стратиграфическое расчленение которых и прослеживание геологических границ затруднено из-за литологической однотипности. Преимущественно песчаный состав отложений Порозихинской, Алейской, Барнаульской, Касмалинской, Верхне-Кулундинской, Черемшанской, Нижне-Кулундинской и др. межувальных ложбин в ландшафте подчеркнут ленточными борами. Оси ложбин древнего стока прослеживаются на всем Обь-Иртышском междуречье (рис. 1). Часть из них достигают Иртыша, а часть переходит в “слепые” наземные дельты во внутренней части низменности.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Все вышеизложенное заставляет по-новому взглянуть на проблемы расчленения и корреляции четвертичных отложений, выполняющих долину Верхней Оби. Ранее не типичность аллювия Верхнего Приобья побудила нас высказать предположение о том, что значительная часть береговых обнажений может быть сложена не аллювиальными, а субаэральными (делювиальными и перевеянными) отложениями (Зольников, 2021). В особенности это касалось неслоистых и неявно слоистых лёссовидных отложений с псевдоморфозами по сингенетическим повторно-жильным льдам. Явное несоответствие отложений террас Оби традиционным представлениям о специфике формирования аллювия не только отмечалось, но даже подчеркивалось предшественниками (Архипов, 1971, Панычев, 1979). Объяснение этим “странныстям” находили в представлениях о циклоклиматических террасах, формирование которых начиналось с аккумуляции косослоистых валунно-галечников

и песков “типового аллювия” в межледниковые и завершалось накоплением параллельно слоистых песков, алевропесков, алевритов перигляциального аллювия в оледенение (Равский, 1972). Таким образом, считалось, что цикловые палеоклиматические террасы Сибири имеют двухъярусное строение: нижний ярус – межледниковый аллювий; верхний – перигляциальный аллювий и субаэральный покров. Однако специальными исследованиями (Зольников, 2021) было установлено, что в Верхнем Приобье перигляциальный аллювий в понимании Г.И. Горецкого отсутствует. Представления же о “распластанном по склонам многорукавном аллювии перигляциального типа” фактически соответствуют обстановке формирования делювия (плоскостной смыт на склонах).

Геолого-геоморфологические и палеонтологические данные позволяют говорить о достоверном присутствии в береговых разрезах Верхней Оби типичного межледникового аллювия преимущественно на низких прирусловых уровнях. Флювиальные отложения на высоких гипсометрических отметках над меженью не укладываются в представления о формировании низких верхнечетвертичных нпт. Ширина Бийско-Барнаульской впадины местами достигает 75–80 км. Высота аллювия I–II нпт до 20 м над меженью (рис. 2) предполагает заполнение аллювием гигантского объема Бийско-Барнаульского расширения, с последующим выносом из впадины аллювиальных отложений за временной интервал менее 25 тыс. л., что представляется абсолютно нереальным. Еще более невероятным представляется формирование в среднем неоплейстоцене монастырской толщи мощностью более 50 м, а затем, в начале верхнего неоплейстоцена, аллювиальной бийской толщи, аналогичной по мощности. Что же касается большереченской толщи, достаточно уверенно по возрасту сопоставляемой с завершающим этапом последнего ледникового максимума, то ее отложения, зачастую лишенные базальной грубообломочной пачки, нередко залегают слишком высоко для нормального аллювия низкой террасы; при этом они образуют “цокольные террасы” с облеканием параллельно слоистых песков и алевропесков нижележащих аллювиальных и субаэральных отложений.

Двумя главными геологическими реперами Сибирской четвертичной стратиграфии долгое время традиционно выступали аллювиальные толщи, маркирующие наиболее глубокие потепления неоплейстоцена – нижние границы среднего (тобольский горизонт) и верхнего (казанцевский горизонт) его звеньев (Архипов, 1971). Однако предпринятые нами исследования показали, что

значительную часть террасоувалов Верхней Оби слагают суперпаводковые и субаэральные отложения. При этом значительная часть ниже-среднечетвертичных отложений подверглась денудации, а следовательно, аллювиальные пачки, соответствующие нижним границам среднего (Π_4) и верхнего (Π_2) неоплейстоцена, не могут претендовать на роль непрерывных маркеров, прослеживание которых позволяло бы осуществлять сквозную стратиграфическую корреляцию с юга на север Западной Сибири. Большинство “высоких” нпт не имеют отношения к древнему аллювию, а представляют собой отложения относительно молодых гляциальных суперпаводков. Суперпаводки на равнинах сопровождались интенсивными палеорезами и высокими заплесками, что объясняет вертикальное “расхождение” более, чем на сотню метров одновозрастных отложений в палеодолинах и на водоразделах. Таким образом, оказалась умозрительной парадигма стратиграфически послойно-стадийного формирования лестницы террас, позволявшая при геологической съемке устанавливать возраст отложений нпт Обской долины по геоморфологическому принципу, а фактически по гипсометрическому признаку.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые представления о закономерностях геолого-геоморфологического строения отложений, выполняющих долину Оби, разрешают целый ряд противоречий в четвертичной стратиграфии региона. Выделение монастырской, бийской и большереченской толщ в качестве суперпаводковых подтверждается геолого-геоморфологическими данными об их геологической позиции и архитектуре фаций, не соответствующих аллювию и любым другим генетическим типам, кроме суперпаводковых. Наиболее достоверно определяется возраст отложений большереченской толщи на основе большого массива радиоуглеродных дат (Панычев 1979) как завершающая фаза формирования чибитского гляциокомплекса Горного Алтая во время последнего ледникового максимума. Для однозначной возрастной диагностики бийской (коррелируется с сальджарской толщей Горного Алтая) и монастырской (коррелируется с иинской толщей Горного Алтая) толщ наряду с углубленными палеонтологическими исследованиями требуется массовое применение OSL-метода. Однако уже теперь наметилось достаточно уверенное сопоставление отложений последних трех суперпаводковых толщ Горного Алтая и Предалтайской равнины: иинская – монастырская; сальджарская – бийская; чибитская – большереченская. Наряду с общепризнанными геологическими ре-

перами ярко выраженных межледниковых начало среднего неоплейстоцена и начала позднего неоплейстоцена именно суперпаводковые (катафлювиальные) толщи могут служить геологическими реперами в магистральной долине Оби, поскольку они непрерывно протягиваются через весь регион с юга на север и каждая из этих толщ формировалась одномоментно в масштабах геологического времени.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 22-17-00140 “Позднечетвертичная история магистральных долин Западной Сибири”. В заключение авторы выражают благодарность рецензентам д.г.-м.н. В.И. Астахову и д.г.-м.н. С.К. Кривоногову за ценные замечания, позволившие существенно улучшить рукопись статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко А.М. (1963). Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катуни. *Труды Комиссии по изучению четвертичного периода*. Т. XXII. С. 150–164.
- Адаменко О.М. (1974). Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука. 167 с.
- Адаменко О.М., Канопа В.В. (1966). Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист N-44-XXXII. Объяснительная записка. М.: Недра. 79 с.
- Архипов С.А. (1971). Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука. 329 с.
- Архипов С.А., Волков И.А., Волкова В.С. (1980). Палеогеография. В сб.: *Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения*. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. С. 91–99.
- Астахов В.И. (2020). Четвертичная геология суши. СПб.: Изд-во СПбГУ. 440 с.
- Барышников Г.Я. (1992). Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск: Изд-во ТГУ. 182 с.
- Бутвиловский В.В. (1993). Палеогеография последнего оледенения и голоцен Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ. 252 с.
- Варламов И.П. (1988). Геоморфология. В зап.: *Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия)*. Лист Т-(44), 45. Новосибирск. Объяснительная записка. Л.: Сибгео. С. 114–118.
- Васильев С.К. (2005). Мамонты казанцевского времени юга Западной Сибири. В сб.: *Эволюция жизни на Земле. Материалы III Международного симпозиума*. Томск: ТМЛ-Пресс. С. 287–289.
- Васильев С.К. (2021). Крупные млекопитающие раннего, среднего и позднего плеистоцена Новосибирского Приобья. *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. Т. 27. С. 66–73. <https://doi.org/10.17746/2658-6193.2021.27.0066-0073>
- Васильев С.К., Орлова Л.А. (2006). К вопросу о возрасте Тарадановского местонахождения фауны крупных млекопитающих. *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. Т. 12. № 1. С. 36–42.
- Васильев С.К., Середнёв М.А., Милютин К.И. (2018). Остатки плеистоценовой мегафауны из аллювиальных местонахождений Бибиха, Тараданово на реке Обь (Новосибирская область) и реке Чумыш (Алтайский край). *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. Т. 24. С. 47–51. <https://doi.org/10.17746/2658-6193.2018.24.047-051>
- Зольников И.Д. (2009). Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 69. С. 59–70.
- Зольников И.Д. (2021). О стратиграфическом значении низких террас сузунской толщи Верхнего Приобья. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. № 10С. С. 7–17. <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-7-17>
- Зольников И.Д., Глушкова Н.В., Семенова С.А. (2011). Моделирование катастрофических гляциальных паводков в горах Алтая и на юге Западно-Сибирской равнины. В сб.: *Проблемы мониторинга окружающей среды: сборник трудов XI Всероссийской конференции с участием иностранных ученых (24–28 октября 2011 г.)*. Кемерово: КемГУ. С. 58–62.
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А. и др. (2016). Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины Верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории. *Геология и геофизика*. Т. 57. № 6. С. 1184–1197. <https://doi.org/10.15372/GiG20160606>
- Зольников И.Д., Мицрюков А.А. (2008). Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуни. Новосибирск: Параллель. 180 с.
- Зольников И.Д., Новиков И.С., Деев Е.В. и др. (2023). Последнее оледенение и ледниково-подпрудные озера в юго-восточной части Горного Алтая. *Лед и Снег*. Т. 63. № 4. С. 171–184. <https://doi.org/10.31857/S207667342304018X>
- Панычев В.А. (1979). Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 103 с.
- Парначев С.В. (1999). Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск: Изд-во ИПФ ТПУ. 137 с.
- Равский Э.И. (1972). Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука. 334 с.
- Рудой А.Н. (2005). Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ. 224 с.
- Шпанский А.В. (2018). Четвертичные крупные млекопитающие Западно-Сибирской равнины: условия оби-

тания и стратиграфическое значение. Автореф. дис.
докт. геол.-мин. наук. Томск: ТомГУ. 24 с.
Shpansky A.V., Kuzmin Y.V. (2021). Chronology of the MIS 3
megafauna in southeastern West Siberia and the possibility

of late survival of the Khozarian steppe mammoth
(*Mammuthus trogontherii chosaricus*). *Radiocarbon*.
V. 63. № 2. P. 575–584.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2021.6>

GEOLOGICAL EVIDENCE OF MEGAFLOODS IN THE UPPER OB REGION¹

I. D. Zolnikov^{a,b,‡}, E. A. Filatov^a, A. V. Shpansky^c, N. V. Glushkova^{a,b},
D. A. Danilson^{a,b}, and E. A. Bordyugova^{a,b}

^a Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch RAS, Novosibirsk, Russia

^b Novosibirsk state university, Novosibirsk, Russia

^c Tomsk State University, Tomsk, Russia

[‡] E-mail: zol@igm.nsc.ru

The article is devoted to a critical analysis and revision of ideas about the geological structure, genesis and history of the formation of sediments filling the upper Ob valley from Biysk to the mouth of the Tom River. The formulation of the problem is due to the fact that existing ideas about the alluvial staircase of terraces, integrated with ideas about periglacial alluvium and giant glacial-dammed basins in the south of Western Siberia, contradict the accumulated volume of factual material. It is shown that in the Upper Ob region there are widely developed deposits of terraces V and IV, composed of Monastic and Biysk catafluvial strata. Each of them begins with boulder-pebbles with rounded blocks, is built on with cross-layered gravel sands with pebbles, and ends with parallel interlayered sands, silty sands, and silts. Their total thickness often exceeds 100 m. The Monastyrskaya sequence is correlated with the Ininskaya sequence of the Altai Mountains; its age is tentatively determined as the end of the Middle Neopleistocene. The Biyskaya sequence is correlated with the Saljar sequence of the Altai Mountains; its age is tentatively determined as corresponding to the second stage of the Upper Neopleistocene. The catafluvial breakthrough of the end of the last glacial maximum corresponds to the Bolsherechenskaya sequence (III4), the parallel layered sands of which in sections of the Upper Ob region reach 20 m in thickness. The Bolsherechenskaya sequence correlates with deposits of the Chibit glaciocomplex of the Altai Mountains. Facies-genetic and stratigraphic analogues of super-flood deposits of the Ob valley are deposits that fill ancient drainage basins that cut the Ob-Irtysh interfluvium.

Keywords: Pleistocene, Upper Ob, river deposits, new interpretation

ACKNOWLEDGMENTS

The study was carried out with the financial support of the Russian Scientific Foundation, project № 22-17-00140 “Late Quaternary history of the main valleys of Western Siberia”. In conclusion, the authors express their gratitude to the reviewers, d.g.-m.s. V.I. Astakhov and d.g.-m.s. S.K. Krivonogov for valuable comments that made it possible to significantly improve the manuscript of the article.

REFERENCES

- Adamenko A.M. (1963). Stratigraphy of quaternary deposits of the Pre-Altai plain near the confluence of the Biya and Katun rivers. *Trudy Komissii po izucheniiu chetvertichnogo perioda*. Iss. XXII. P.150–164. (in Russ.)
- Adamenko O.M. (1974). Mezozoi i kainozoi Stepnogo Altaya (Mesozoic and Cenozoic of the Steppe Altai). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 167 p. (in Russ.)
- Adamenko O.M., Kanopa V.V. (1966). Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200 000. Seriya Gorno-
- Altayskaya. List N-44-XXXII. Ob”yasnitel’naya zapiska (Geological map of the USSR scale 1:200 000. Ser. Gorno-Altaiskaya. Sheet N-44-XXXII. Explanatory note). Moscow: Nedra (Publ.). 79 p. (in Russ.)
- Arkhipov S.A. (1971). Chetvertichnyi period v Zapadnoi Sibiri (The Quaternary period in Western Siberia). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 329 p. (in Russ.)
- Arkhipov S.A., Volkov I.A., Volkova V.S. (1980). Paleogeography. In: *Paleogeografiya Zapadno-Sibirskoi ravniny v maksimum pozdnezyryanskogo oledeneniya*. Novosibirsk: Nauka. Sibirskoe otdelenie (Publ.). P. 91–99. (in Russ.)
- Astakhov V.I. (2020). Chetvertichnaya geologiya sushi (Quaternary geology of the land). St. Petersburg: St. Peterb. un-t (Publ.). 440 p. (in Russ.)
- Baryshnikov G.Ya. (1992). Razvitiye rel’efa perekhodnykh zon gornykh stran v kainozoe (na primere Gornogo Altaya) [Development of relief of transition zones of mountainous countries in the Cenozoic (on the example of the Gorny Altai)]. Tomsk: TGU (Publ.). 182 p. (in Russ.)

¹ For citation: Zolnikov I.D., Filatov E.A., Shpansky A.V. et al. (2024). Geological evidence of megafloods in the Upper Ob Region. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 13–25. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924040023;https://elibrary.ru/FHBHBA>

- Butvilkovsky V.V. (1993). Paleogeografiya poslednego oledeneniya i golotsena Altaya: sobytiino-katastroficheskaya model' (Paleogeography of the last glaciation and Holocene of Altai: event-catastrophic model). Tomsk: TGU (Publ.). 252 p. (in Russ.)
- Panychev V.A. (1979). Radiouglerodnaya khronologiya allyuvial'nykh otlozhenii Predaltaiskoi ravniny (Radio-carbon chronology of alluvial deposits of the Pre-Altai plain). Novosibirsk: Nauka. Sibirskoe otdelenie (Publ.). 103 p. (in Russ.)
- Parnachev S.V. (1999). Geologiya vysokikh altaiskikh terras (Yalomansko-Katunskaya zona) (Geology of the high Altai terraces (Yalomansko-Katunskaya zone)). Tomsk: IPF TPU (Publ.). 137 p. (in Russ.)
- Ravsky E.I. (1972). Osadkonakoplenie i klimaty vnutrennei Azii v antropogene (Sedimentation and climates of Inner Asia in anthropogen). Moscow: Nauka (Publ.). 334 p. (in Russ.)
- Rudoy A.N. (2005). Gigantskaya ryab' techeniya (istoriya issledovanii, diagnostika, paleogeograficheskoe znachenie) (Giant ripples of the current (history of research, diagnostics, paleogeographic significance)). Tomsk: TGPU (Publ.). 224 p. (in Russ.)
- Shpansky A.V. (2018). Chetvertichnye krupnye mlekopityayushchie Zapadno-Sibirskoi ravniny: usloviya obitaniya i stratigraficheskoe znachenie (Quaternary large mammals of the West Siberian Plain: habitat conditions and stratigraphic significance). Doct. thesis. Tomsk: Tomsk. Gos. Un-t. (in Russ.)
- Shpansky A.V., Kuzmin Y.V. (2021). Chronology of the MIS 3 megafauna in southeastern West Siberia and the possibility of late survival of the Khozarian steppe mammoth (*Mammuthus trogontherii chosaricus*). *Radiocarbon*. V. 63. № 2. P. 575–584.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2021.6>
- Varlamov I.P. (1998). Geomorphology. In: *Geologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1:1 000 000 (novaya seriya). List T-(44), 45. Novosibirsk. Ob'yasnitel'naya zapiska*. Leningrad: Sibgeo (Publ.). P. 114–118. (in Russ.)
- Vasiliev S.K. (2005). Mammoths of the Kazantsev time in the South of Western Siberia. In: *Evoliutsiya zhizni na Zemle. Materialy III Mezhdunarodnogo simpoziuma*. Tomsk: TML (Publ.). P. 287–289. (in Russ.)
- Vasiliev S.K. (2021). Large mammals of the early, middle and late Pleistocene of the Novosibirsk Ob region. *Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredel'nykh territorii*. Iss. 27. P. 66–73. (in Russ.)
<https://doi.org/10.17746/2658-6193.2021.27.0066-0073>
- Vasiliev S.K., Orlova L.A. (2006). On the question of the age of the Taradanovsky location of the fauna of large mammals. *Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredel'nykh territorii*. Iss. 12. № 1. P. 36–42. (in Russ.)
- Vasiliev S.K., Serednev M.A., Milyutin K.I. (2018). Remnants of Pleistocene megafauna from the alluvial localities of Bibiha, Taradanovo on the Ob River (Novosibirsk Region) and the Chumysh River (Altai Territory). *Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredel'nykh territorii*. V. 24. P. 47–51. (in Russ.)
<https://doi.org/10.17746/2658-6193.2018.24.047-051>
- Zolnikov I.D. (2009). Glaciogenically conditioned super-floods of the Neo-Pleistocene of the Altai Mountains and their connection with the history of sediment formation and relief of the West Siberian plain. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 69. P. 59–70. (in Russ.)
- Zolnikov I.D. (2021). On the stratigraphic significance of the low terraces of the Suzun strata of the Upper Ob region. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. № 10. C. P. 7–17. (in Russ.)
<https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-7-17>
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kotler S.A. et al. (2016). New results of OSL dating of Quaternary sediments of the Upper Katun Valley (Gorny Altai) and the adjacent territory. *Geol. Geofiz.* Iss. 57. № 6. P. 1184–1197. (in Russ.)
<https://doi.org/10.15372/GiG20160606>
- Zolnikov I.D., Glushkova N.V., Semenova S.A. (2011). Modeling of catastrophic glacial floods in the Altai mountains and in the south of the West Siberian Plain. In: *Problemy monitoringa okruzhayushchey sredy: Sbornik trudov XI Vserossiiskoi konferentsii s uchastiem inostrannykh uchenykh (24–28 oktyabrya 2011 g.)*. Kemerovo: KemSU (Publ.). P. 58–62. (in Russ.)
- Zolnikov I.D., Mistryukov A.A. (2008). Chetvertichnye otlozheniya i rel'ef dolin Chui i Katuni (Quaternary deposits and relief of the valleys of Chuya and Katun). Novosibirsk: Parallel (Publ.). 180 p. (in Russ.)
- Zolnikov I.D., Novikov I.S., Deev E.V. et al. (2023). The last glaciation and glacier-dammed lakes in the south-eastern part of the Altai Mountains. *Ice and Snow*. Iss. 63. № 4. P. 639–651.
<https://doi.org/10.31857/S207667342304018X>

КАТАФЛЮВИАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ
СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

УДК 551.4(571.1)

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ¹

© 2024 г. И. С. Новиков^{1,*}

¹Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*E-mail: novikov@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 25.04.2023 г.

После доработки 12.10.2023 г.

Принята к публикации 25.09.2024 г.

В пределах юга Западной Сибири и прилегающих территорий выделено 23 типа геоморфологических формаций, относящихся к трем физико-географическим зонам: равнинной, предгорной и горной, а также к одному типу внезональных формаций. Применение формационного анализа обеспечило возможность выявления генетических взаимосвязей между крупными пространственно-разобщенными геоморфологическими элементами, рассматривая их как формационные ряды. Впервые выделена катафлювиальная геоморфологическая формация для юга Западной Сибири, показано ее место среди других геоморфологических формаций региона. Установлена связь между ложбинами древнего стока Западной Сибири, транзитными эрозионными долинами и катафлювиальными событиями (суперпаводками).

Ключевые слова: геоморфологическое районирование, геоморфологические формации, формационный анализ, Западная Сибирь, Алтае-Саянская горная область

DOI: 10.31857/S2949178924040037, EDN: FNAEHX

1. ВВЕДЕНИЕ

Формационный подход в геологии явился следствием лавинообразного накопления первичной информации в 1950–1960-е гг., потребовавшего ее обобщения на более высоком иерархическом уровне. В рамках этого обобщения сформировались и детализировались представления о геологических, магматических, метаморфических и др. формациях (Кузнецов, 1964; Шатский, 1965; Метаморфические... 1981). Под формационным подходом подразумевается выделение пространственно-сопряженных структурно-вещественных комплексов. Формационный подход выдержал испытание временем и смену тектонической парадигмы. В настоящее время формации уверенно сопоставляются с соответствующими геодинамическими обстановками, что демонстрирует адекватность обобщения и анализа геологической информации в рамках формационного подхода.

Геоморфология не осталась в стороне от применения формационного подхода в науках о Земле. Первым представление о геоморфологических формациях сформулировал Н.А. Флоренсов (1964,

1971). Формационный подход применительно к геоморфологии получил развитие в ИГиГ СО АН СССР (Геоморфологические... 1978). Геоморфологическая формация по нашему представлению – это парагенез (сонахождение и сопроисхождение) генетически однородных поверхностей рельефа. Геоморфологические формации – индикаторы эволюции тектонических и климатических режимов позднего мезозоя и кайнозоя. Геоморфологическая формация определяется специфическим набором элементарных поверхностей рельефа и характеризуется присущим только ей типом геологического субстрата. По аналогии с геологическими формациями (Шатский, 1965) среди геоморфологических формаций любой крупной территории целесообразно выделять следующие виды: 1. Распространенные – охватывающие большие территории. 2. Редкие – одиночные, иногда встречающиеся среди других формаций. 3. Типоморфные – характерные для определенных условий образования, строго ассоциированные с другими формациями или их сочетаниями. 4. Формации сквозного типа – протягивающиеся на большие расстояния при небольшой ширине, часто разделяющие области, образованные однотипными формациями.

Формационный анализ применительно к геоморфологическим формациям предусматривает выявление их латеральных и вертикальных ря-

[#]Ссылка для цитирования: Новиков И.С. (2024). Геоморфологические формации юга Западной Сибири и прилегающих территорий. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 26–41. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040037>; <https://elibrary.ru/FNAEHX>

дов. По аналогии с геологическими формациями (Шатский, 1965) можно выделить основные типы пространственной сопряженности геоморфологических формаций, три из которых являются латеральными: Совместное расположение (1), перемежающееся расположение (2), разобщенное расположение (3) и один вертикальный – наложенный (4).

Западная Сибирь представляет собой крупный регион, который включает в себя Западно-Сибирскую равнину и обрамляющую ее с юга западную часть Алтая-Саянской горной области. Нами рассматривается значительная территория между 48 и 60° с.ш. 72 и 102° в.д., площадью 2 639 668 км² (рис. 1), включающая помимо юго-восточной четверти Западно-Сибирской равнины и большей части Алтая-Саянской горной области, примыкающие части Восточной Сибири и Казахстана. Вовлечение в рассмотрение сопредельных с Западной Сибирью территорий было сделано для того, чтобы не разрывать ряды рассматриваемых геоморфологических формаций. Рассмотрение формации катафлювиальных равнин юга Западной Сибири будет неполным без включения в рассматриваемую территорию района Дархатской впадины, где формировалось ледниково-подпрудное озеро, а формация пластовых равнин, выработанных в отложениях раннего и среднего кайнозоя и перекрытых чехлом верхнекайнозойских субаэральных отложений – без Казахского мелкосопочника,

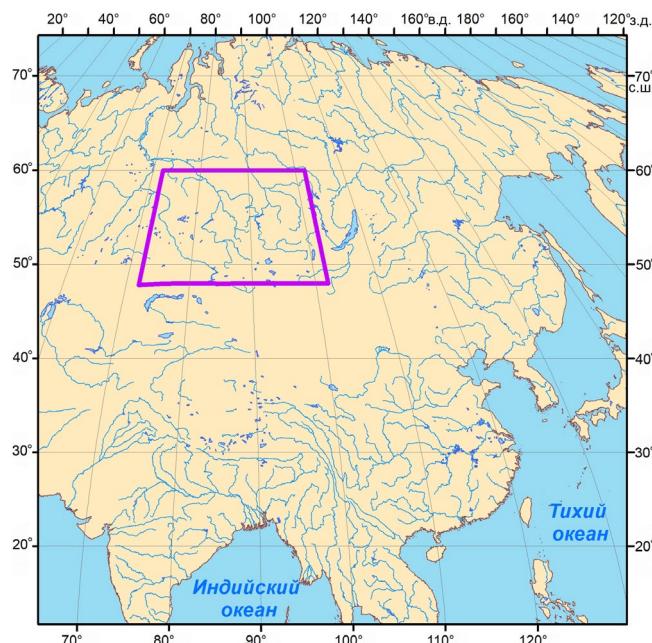


Рис. 1. Схема расположения рассматриваемой территории.

Fig. 1. Layout of the territory under consideration.

служившего областью поступления золового материала для субаэрального чехла.

Данная территория традиционно подразделяется на ряд районов, характеризующихся определенным морфологическим типом рельефа. Каждый из таких районов воспринимается как некая обособленная местность с устойчивым географическим названием на топографических и обзорно-географических картах вплоть до масштабов 1:2 500 000 – 1:5 000 000. Районы юга Западной Сибири можно подразделить на семь категорий (рис. 2): 1 – речные долины, 2 – равнины, 3 – плато, 4 – мелкосопочник, 5 – предгорные возвышенности, 6 – равнины крупных межгорных котловин и 7 – горные сооружения. В геологическом отношении первые три расположены в пределах платформенных территорий, а остальные – в пределах складчатых областей.

Мы использовали устойчивые географические названия районов рассматриваемой территории при описании пространственной приуроченности геоморфологических формаций.

Схемы геоморфологического районирования в единой легенде на всю рассматриваемую территорию ранее не составлялись. Как правило они охватывали отдельные регионы (Сварическая, 1961; Гроссвальд, 1965; Архипов и др., 1970). Наиболее полно соответствует рассмотренной территории и наиболее близка нам по конфигурации границ между крупными геоморфологическими единицами Геоморфологическая карта СССР под редакцией Г.С. Ганешина (Геоморфологическая... 1967). Связано это с тем, что основу авторского коллектива данной карты составляли геоморфологи, активно использовавшие в своей работе метод генетически однородных поверхностей, такие как Ю.П. Селиверстов, В.В. Соловьев, М.А. Спиридонов, Ю.Ф. Чемеков, С.В. Эпштейн и др. Однако базой при построении карты был морфоструктурный подход, в основу которого при выделении геоморфологических районов положены характер геологического основания и интенсивность не-отектонических движений. В нашем же случае мы последовательно придерживаемся иного подхода – геоморфологическая формация в нашем понимании – это не геоморфологический район с определенным типом рельефа, а территория распространения парагенезиса генетически однородных поверхностей. Это позволяет проводить границы между формациями по единому критерию (смена набора поверхностей) для всей территории и дает более широкие возможности при историко-генетической интерпретации полученных результатов.

Цель данной работы – формационный анализ рельефа юга Западной Сибири. Для этого прове-

дено выделение и картографирование геоморфологических формаций, определение их строения, связей с геологическим основанием, выявление закономерностей их сочетаний и пространственного распределения.

2. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Методика выделения крупных парагенетических ассоциаций генетически однородных поверхностей рельефа была отработана нами при решении утилитарных задач на примере территории Центральной Азии (Мамедов, Новиков, 2015; Новиков Мамедов, 2018). Для применения на территории юга Западной Сибири ранее разработанная классификация была расширена за счет включения в нее геоморфологических формаций характерных для низкогорий и равнин древних и

молодых платформ. В пределах рассматриваемой территории нами выделено 22 типа геоморфологических формаций, относящихся к одной из трех географических зон: равнинной, мелкосопочной и горной, а также один тип внезональных формаций (рис. 3).

3. АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМАЦИИ РАВНИННАЯ ЗОНА

3.1. Формация аллювиальных террасовых равнин

Занимает 195 100 км², или 7% от рассматриваемой территории. Эта широко распространенная формация представляет собой ступенчатые аллювиальные равнины, протяженность которых в сотни раз превышает их ширину. 68 037 км², или более трети площади распространения данной формации, занимают аллювиальные равнины Ир-

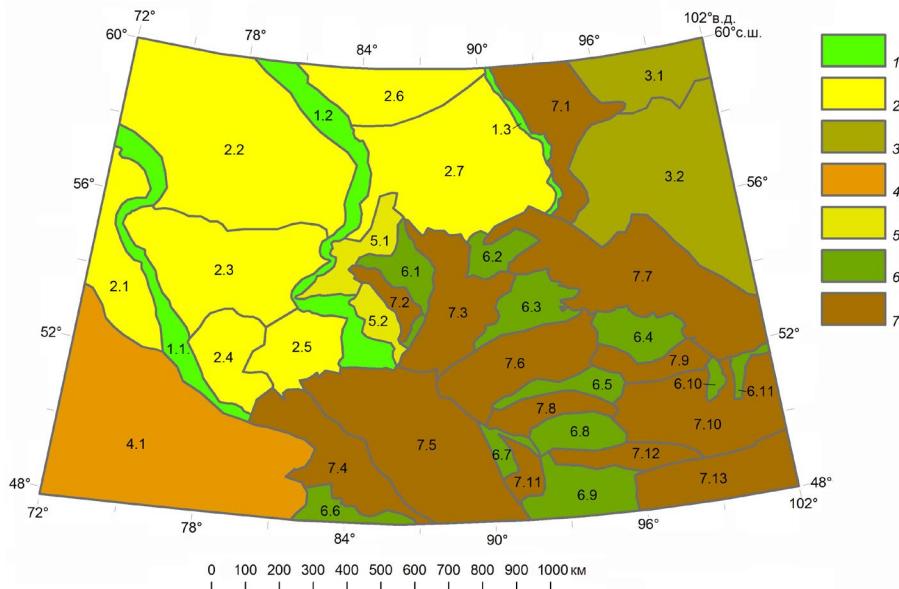


Рис. 2. Морфологические типы рельефа юга Западной Сибири и прилегающих территорий.

1 – речные долины (1.1 – Иртыш, 1.2 – Оби, 1.3 – Енисея); 2 – равнины (2.1 – Прииртышская, 2.2 – Васюганская, 2.3 – Барабинская, 2.4 – Кулундинская, 2.5 – Приобская, 2.6 – Кетско-Тымская, 2.7 – Чулымская); 3 – плато (3.1 – Заангарское, 3.2 – Приангарское); 4 – мелкосопочник (4.1 – Казахский); 5 – предгорные возвышенности (5.1 – Буготакско-Сокурская, 5.2 – Чумышская); 6 – равнины крупных межгорных котловин (6.1 – Кузнецкая, 6.2 – Северо-Минусинская, 6.3 – Южно-Минусинская, 6.4 – Тоджинская, 6.5 – Тувинская, 6.6 – Зайсанская, 6.7 – Кындыктыкульско-Ачитнурская, 6.8 – Убсунурская, 6.9 – Больших озер, 6.10 – Дархатская, 6.11 – Тункинско-Хубсугульская); 7 – горные сооружения (7.1 – Енисейский кряж, 7.2 – Салаирский кряж, 7.3 – Кузнецкий Алатау и Горная Шория, 7.4 – Рудный Алтай, 7.5 – Русский (Горный) и Монгольский Алтай, 7.6 – Западный Саян, 7.7 – Восточный Саян, 7.8 – Танну-Ола, 7.9 – Хребет Академика Обручева, 7.10 – Селингинское нагорье, 7.11 – Тургэйн-Нуру, 7.12 – Хан-Хуихин Ула, 7.13 – Хангай).

Fig. 2. Morphological types of relief in the south of Western Siberia and adjacent territories.

1 – river valleys (1.1 – Irtysh, 1.2 – Ob, 1.3 – Yenisei); 2 – plains (2.1 – Irtysh, 2.2 – Vasyugan, 2.3 – Baraba, 2.4 – Kulunda, 2.5 – Ob, 2.6 – Ketsko-Tym, 2.7 – Chulym); 3 – plateaus (3.1 – Zaangarskoe, 3.2 – Priangarskoe); 4 – low hills (4.1 – Kazakh); 5 – foothills (5.1 – Bugotaksko-Sokur, 5.2 – Chumysh); 6 – plains of large intermountain basins (6.1 – Kuznetsk, 6.2 – North Minusinsk, 6.3 – South Minusinsk, 6.4 – Todzhinsk, 6.5 – Tuva, 6.6 – Zaisan, 6.7 – Kyndyktikykul-Achitnur, 6.8 – Ubsunur, 6.9 – Bolshie Ozeri, 6.10 – Darkhat, 6.11 – Tunka-Khubsugul); 7 – mountain structures (7.1 – Yenisei Ridge, 7.2 – Salair Ridge, 7.3 – Kuznetsk Alatau and Mountain Shoria, 7.4 – Rudny Altai, 7.5 – Russian (Mountain) and Mongolian Altai, 7.6 – Western Sayan, 7.7 – Eastern Sayan, 7.8 – Tannu-Ola, 7.9 – Academician Obrucheva, 7.10 – Selinga Highlands, 7.11 – Turgein-Nuru, 7.12 – Han-Hukhiin Ula, 7.13 – Hangai).

тыша, Оби и Енисея. Их ширина в зоне равнин юга Западной Сибири составляет от 2–3 до 60–75 км, увеличиваясь в северном направлении. Террасовые равнины шириной до 3–5 км приурочены также к долинам их притоков, врезанных в равнины южных частей Западной и Восточной Сибири. Также террасовые аллювиальные равнины ограниченно развиты в пределах крупных котловин Алтая-Саянской горной области, где их ширина может достигать 7–13 км. Сложенены аллювиальными террасовыми равнины преимущественно песками, с супесями и суглинками в верхней части разреза.

Наиболее четко выраженных аллювиальных террасовых уровней обычно три: пойма, первая и вторая позднеплейстоценовые террасы. Поверхности террасовых площадок субгоризонтальные имеют ширину до первых десятков километров, характер аллювия – констративный. Традиционно выделявшиеся ранее среднеплейстоценовые третья и четвертая террасы не относятся к формированию аллювиальных террасовых равнин (Зольников, 2021). Нетипичный для аллювиальных террас характер отложений третьей и четвертой террас отмечается уже давно (Архипов и др., 1970). Морфологически

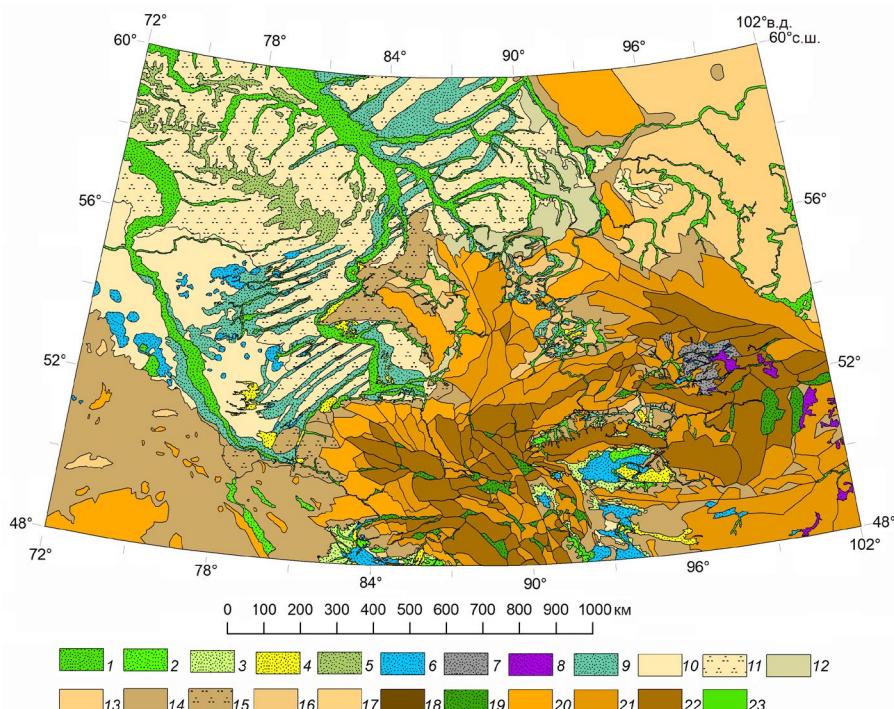


Рис. 3. Геоморфологические формации юга Западной Сибири и прилегающих территорий.

Аккумулятивные. Равнины: 1 – аллювиальные террасовые, 2 – аллювиально-пролювальные, 3 – пролювиальные наклонные, 4 – песчаные эоловые, 5 – верховые болотные равнины, 6 – озерные, 7 – моренные, 8 – вулканические, 9 – катафлювиальные, 10 – малых межгорных котловин. *Денудационные. Равнины:* 11 – пластовые, выработанные в глинистых отложениях раннего и среднего кайнозоя, 12 – пластовые, выработанные в отложениях раннего и среднего кайнозоя и перекрытые чехлом верхнекайнозойских субаэральных отложений, 13 – наклонные, выработанные в породах среднего и верхнего мезозоя, 14 – структурные плато, выработанные в позднепалеозойских и мезозойских породах; *мелкосопочник:* 15 – денудационный, выработанный в палеозойских породах, 16 – денудационный, выработанный в палеозойских породах, перекрытый тонким чехлом верхнекайнозойских субаэральных отложений, 17 – кuestовый, выработанный в верхнепалеозойских и среднемезозойских породах, 18 – предгорий, выработанный в верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских породах, 19 – линейный форбергов; *горы:* 20 – низкогорье, 21 – среднегорье, 22 – высокогорье; *внезональные:* 23 – транзитные эрозионные долины.

Fig. 3. Land systems of the south of Western Siberia and adjacent territories.

Accumulative. Plains: 1 – alluvial terrace, 2 – alluvial-proluvial, 3 – proluvial sloping, 4 – sandy eolian, 5 – upland bog plains, 6 – lacustrine, 7 – moraine, 8 – volcanogenic, 9 – catafluvial, 10 – small intermountain basins. *Denudation. Plains:* 11 – sheet, developed in clayey deposits of the early and middle Cenozoic, 12 – sheet, developed in deposits of the early and middle Cenozoic and covered by a cover of upper Cenozoic subaerial deposits, 13 – inclined, developed in rocks of the middle and upper Mesozoic, 14 – structural plateaus, developed in late Paleozoic and Mesozoic rocks; *small hills:* 15 – denudation, developed in Paleozoic rocks, 16 – denudation, developed in Paleozoic rocks, covered by a thin cover of Upper Cenozoic subaerial deposits, 17 – cuesta, developed in Upper Paleozoic and Middle Mesozoic rocks, 18 – foothills, developed in Upper Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic rocks, 19 – linear forberg; *mountains:* 20 – lowlands, 21 – middle mountains, 22 – highlands; *extra-zonal:* 23 – transit erosional valleys.

и литологически они тесно связаны с равнинами “древних ложбин стока” и относятся нами к формации катафлювиальных равнин.

3.2. Формация аллювиально-пролювиальных равнин

Занимает 15 200 км², или 0.6% от рассматриваемой территории. Эта мало распространенная на юге Западной Сибири формация более характерна для Центральной Азии. Она встречается в межгорных котловинах Алтае-Саянской горной области, занимая пространственную позицию между формациями пролювиальных и озерных равнин, тяготеющих соответственно к периферийским и центральным частям котловин. Аллювиально-пролювиальные равнинны обычно имеют слабо-террасированную субгоризонтальную поверхность, сложены преимущественно галечным и валунно-галечным материалом. Они формировались флювиальными процессами в позднем плейстоцене в условиях существенно большей водности водотоков, чем в настоящее время.

3.3. Формация пролювиальных наклонных равнин

Занимает 21 836 км², что составляет 0.8% рассматриваемой территории. Эта формация является неотъемлемым компонентом аридизированных межгорных котловин Алтае-Саянской горной области и распространена только там. Наклоненные к центру под углом 2–6° котловин валунно-галечные равнинны формируются в позднем плейстоцене-голоцене сезонными водотоками. Обычно они образуют протяженные пояса между горным обрамлением и днищами котловин шириной от 3 до 10 км.

3.4. Формация песчаных эоловых равнин

Занимает 22 800 км², или 0.9% от площади рассматриваемой территории. Формация встречается в целом достаточно редко, но играет существенную роль в строении рельефа верхней части долины Оби, Приобской, Барабинской и Кулундинской равнин, в пределах Алтае-Саянской горной области в Южно-Минусинской, Тувинской, Зайсанской, Убсунурской и Большеозерской котловин. Отдельные поля песчаных эоловых равнин по площади составляют от первых десятков до первых тысяч км². Поверхность песчаных эоловых равнин в целом субгоризонтальная, осложненная характерным эоловым бугристо-западинным или грядовым, а в Западной Монголии – барханным микрорельефом. Высота эоловых форм микрорельефа обычно 3–5, редко до 10 м и более. Формация эоловых равнин является типичной формацией наложенного типа. В Верхнем Приобье, Кулундинской и Барабинской равнинах, Южно-Минусинской и в Тувинской межгорных

котловинах она формируется позднем плейстоцене за счет разевания песков формации катафлювиальных равнин. В Зайсанской, Убсунурской и Большеозерской котловинах формация эоловых равнин формируется на фоне усыхания озерных бассейнов в позднем плейстоцене-голоцене за счет перевевания песков формации озерных равнин. В последнем случае формация эоловых равнин распространяется на 150–180 км за пределы области питания на восток в направлении господствующих ветров.

3.5. Формация верховых болотных равнин

Занимает 46 200 км², или 1.8% от площади рассматриваемой территории. Она локализована в пределах водораздельной части Васюганской равнинны. Образованию формации способствовали слабая расчлененность подстилающей равнинны, глинистый характер слагающих ее отложений, исключающий вертикальный дренаж и относительно большое количество осадков при слабом испарении. В результате сочетания этих факторов в центральной части Васюганской равнинны в голоцене возник крупнейший в мире очаг торфоакопления. Общая площадь Васюганских болот 53 тыс км², большая часть которой попадает в пределы рассматриваемой территории. В результате формирования Васюганских болот поверхность плоского водораздела стала выше на 4–10 м за счет торфообразования. На водоразделе исчезла характерная для этого района таежная растительность, сформировался бугристый рельеф с высотой бугров до 1 м в сочетании с многочисленными мелкими озерами. В настоящее время площадь болотного массива продолжает расти (Болота... 1978).

3.6. Формация озерных равнин

Занимает 47 600 км², или 1.8% от площади рассматриваемой территории. Озерные равнинны формируются за счет накопления песчано-глинистого, реже галечникового материала в озерных котловинах. Все озерные водоемы в пределах территории в настоящее время находятся в стадии усыхания и остаточные озера в пределах озерных равнин занимают от 90 до 40% площади. Обычно озерные равнинны образуют изометричные или слабо вытянутые субгоризонтальные площадки. Площадь отдельных участков колеблется от 10–20 до 700–800 км², редко достигая площади от 1 до 7 тыс. км². Озерные равнинны распространены в пределах рассматриваемой территории крайне неравномерно, локализуясь в трех основных областях.

Первая область – Прииртышская, Барабинская и Кулундинская равнинны. В их пределах расположены несколько десятков крупных по площади, но неглубоких дефляционных котловин, днища

которых занимают озерные равнины. Площадь их колеблется от 65 до 4660 км². Глубина котловин относительно прилегающих равнин составляет обычно до 30–40 м, в западной части до 70 м, размеры в поперечнике от 5–10 до 80 км. Наиболее глубокие котловины прорезают неогеновые глины, в которых выработаны окружающие равнины и вскрывают подстилающие палеогеновые глинистые горизонты.

Второй областью локализации формации озерных равнин является западная часть Тоджинской котловины. На данной территории в позднем плейстоцене существовал щитовой ледник (Гроссвалд, 1965) и при его деградации сформировалось около 10 морено-подпрудных озер площадью от 40 до 400 км², которые к настоящему времени частично спущены и остаточные бассейны окружены озерными равнинами. Равнины сложены ленточными супесями и галечниками. Поверхность равнин субгоризонтальная или слабонаклонная, обычно расчленена эрозионными процессами. Форма отдельных равнин вытянутая, ширина от 3 до 10 км и протяженность от 10 до 50 км.

Третья группа озерных равнин располагается в центральных частях крупных тектоногенных котловин Алтае-Саянской горной области: Зайсанской, Убсунаурской, Большеозерской. Центральные части котловин образованы озерными равнинами площадью от 700 до 7800 км². Озерные равнины образуют ступенчатые поверхности, наклоненные до 1–2° к центральным частям котловин. Сложены они песчано-галечными отложениями. Размеры этих равнин в поперечнике от 30 до 180 км. Ширина площадок – первые километры, высота уступов между ними обычно менее 10 м.

3.7. Формация моренных равнин

Достаточно широко распространена в высокогорье и частично в среднегорье Алтае-Саянской горной области, а также в мелких межгорных котловинах. Однако моренные поля этой территории образуют сравнительно небольшие площади размером первые км, редко первые десятки км в поперечнике и рассматриваются как составные части геоморфологических формаций “высокогорье” и “среднегорье”. Широкого развития формация моренных равнин достигает на севере Западной Сибири за пределами рассматриваемой территории, а в южной ее части образует единственное поле в восточной части Тоджинской котловины площадью 11 700 км², или 0.4% от рассматриваемой территории. Формально это позволяет отнести формацию моренных равнин к редко встречающимся. Формация моренных равнин образует в западной части Тоджинской котловины изометричное поле около 140 км в поперечнике. Оно

представлено холмистой равниной с характерным моренным холмисто-грядовым рельефом, сложенной моренным диамиктоном из валунносодержащих суглинков. Равнина наклонена с востока на запад. Ее абсолютные высоты на востоке составляют 1400–1800 м, на западе 1000–1300 м с понижением к центральной части межгорной котловины. Относительные высоты холмисто-грядового рельефа не превышают первых десятков метров. По последним данным равнина была окончательно сформирована во второй половине позднего плейстоцена (Новиков и др., 2023). Началось формирование, судя по соотношению моренных отложений и молодых вулканических образований не позднее среднего плейстоцена (Сугоракова и др., 2003).

3.8. Формация вулканогенных равнин

Занимает 9 200 км², или 0.3% от площади рассматриваемой территории. Это редкая формация, локально распространенная в восточных частях Тоджинской котловины, Восточного Саяна, хребта Обручева, Селингинского нагорья и Хангая. Всего в этом районе находится около 31 поля молодых базальтов площадью от 4 до 2300 км². Формирование вулканогенных равнин происходило в поздненеогеное и четвертичное время. Поздненеогенные излияния происходили до главной стадии новейшего орогенеза и изливались в условиях слаборасчлененного рельефа. В настоящее время они образуют наиболее крупные поля, бронирующие водоразделы хребтов и нагорий. Излияния четвертичного возраста локализованы в долинах, образуя там своеобразные террасовидные образования. Поверхность древних вулканогенных равнин обычно плоская, без выраженного микрорельефа. Поверхность наиболее молодых долинных излияний имеет характерный мелкокробугристый микрорельеф, образованный торошением застывающей на поверхности корки, деформируемой при движении лавового потока. В отдельных случаях на поверхности лавовых равнин сохранились шлаковые конусы высотой до 100 м, а в пределах водораздельной вулканогенной равнины в восточной части Тоджинской котловины и возникшие в результате внутриледовых излияний столовые возвышенности – туи.

3.9. Формация катафлювиальных равнин

Занимает площадь 158 500 км², или 6% рассматриваемой территории. Катафлювиальные равнинны локально распространены в Курайской, Тувинской и Минусинских межгорных котловинах и широко распространены в пределах пластовых равнин юга Западной Сибири, выполняя широко распространенные там “древние ложбины стока”. Эти ложбины долгое время интриговали иссле-

дователей несоответствием своей морфологии и характера отложений их выполняющих. При доминирующем северо-западном направлении основных долин южной части Западно-Сибирской равнины, древние ложбины стока имеют северо-восточное простирание, пересекая пластовые равнины, образующие водоразделы между основными долинами. Одна из таких ложбин, разделяющих Кетско-Тымскую и Чулымскую равнины была использована при строительстве Обь-Енисейского канала, использовавшегося в конце XIX – начале XX вв. Наиболее широко древние ложбины стока развиты в пределах Чулымской, Кетско-Тымской, Приобской и восточной части Барабинской равнин. Ширина ложбин увеличивается с юга на север с 10 до 70 км, а глубина практически не изменяется и составляет для разных ложбин от 10–20 до 30–50 м. Ложбины имеют песчаное выполнение. На севере их днища заболочены, а на юге пески частично перевеяны и заросли хвойным лесом. Ранее считалось, что песчаное выполнение древних ложбин стока также, как и третьей и четвертой террас рек Иртыша, Оби и Енисея на их равнинных участках связано с существованием в среднем-позднем плейстоцене на юге Западной Сибири крупного озерного бассейна за счет подпруживания стока щитовым ледником на севере региона (Архипов и др., 1970). В настоящее время установлено что представления середины XX века о масштабе оледенений севера Западной Сибири в позднем неоплейстоцене и о связанных с ними озерных подпрудных бассейнов были сильно преувеличены (Astahov, 2006). Песчаное заполнение ложбин стока (рис. 4) связано с катафлювиальными событиями среднего и позднего плейстоцена (Бутвиловский, 1993). Сами же ложбины, как и считалось ранее, были исходно связаны с развитием дефляционных процессов и флювиальные отложения в них носят эпигенетический характер (Архипов и др., 1965).

3.10. Формация равнин малых межгорных котловин

Занимает площадь 29 300 км², или 1.1% от рассматриваемой территории. Она распространена только в пределах Алтая-Саянской горной области. Всего в пределах горной области насчитывается около 50 межгорных котловин недостаточно крупных для того, чтобы выделять в их пределах площади распространения самостоятельных геоморфологических формаций. Поэтому равнинны межгорных котловин выделяются в качестве отдельной составной формации. Обычно состав генетических элементов формации равнин малых межгорных котловин в уменьшенном виде повторяет формационный ряд, характерный для круп-

ных межгорных котловин. Центральную их часть занимают озерные или аллювиальные равнины. Их окружает пояс аллювиально-пролювиальных равнин и на стыке с горными сооружениями расположена полоса наклонных пролювиальных равнин. В наиболее высокогорных впадинах эта закономерность несколько видоизменяется. На стыке с горным обрамлением на выходах из крупных долин наклонные пролювиальные равнины полностью или частично замещаются моренными равнинами, а аллювиально-пролювиальные равнинны – флювиогляциальными. Отдельные участки распространения формации межгорных котловин варьируют по площади от 40 до 5000 км², но около 4/5 из них имеют площади от 40 до 700 км². Абсолютные отметки днищ впадин, окружённых высокогорными хребтами, составляют обычно 1500–2500 м. В окружении низкогорных хребтов впадин обычно нет, а между среднегорными хребтами абс. отметки днищ впадин обычно 700–1300 м в северной части Алтая-Саянской горной области и до 1700 в южной ее части.

4. ДЕНУДАЦИОННЫЕ ФОРМАЦИИ

4.1. Равнинны и плато

4.1.1. Формация пластовых равнин, выработанных в глинистых отложениях раннего и среднего кайнозоя

Занимает 131 500 км², или 5% от площади рассматриваемой территории. Она относится к распространенным формациям и образует Прииртышскую, Кулундинскую и западную часть Барабинской равнины. На небольших участках данная формация развита в пределах Зайсанской и Большеозерской котловин. Пластовые равнины данной формации выработаны в нелитифицированных глинах палеогена и неогена, залегающих субгоризонтально. Данная формация пластовых равнин расположена в области интенсивной дефляции откуда на протяжении плейстоцена пылеватый материал выдувался в северо-восточном направлении формируя покровные отложения развитых там пластовых равнин. Отдельные равнины имеют изометричную в плане форму и размеры 250–300 км в поперечнике. Эрозионное расчленение очень слабое. Преобладающие абс. высоты 100–110 м, в юго-западном направлении на Прииртышской равнине постепенно повышаются до 150 м. Поверхность равнины в целом конформна залеганию подстилающих пород. Она осложнена неглубокими дефляционными котловинами, к которым приурочена наложенная формация озерных равнин. Местами наблюдается наложение на пластовые равнины песков формации катафлювиальных равнин, частично переработанных в эоловые

равнины. Характерными формами рельефа, развитыми за счет катафлювиальных песков, являются эоловые гривы высотой до 10 м и протяженностью в первые сотни метров, вытянутые в северо-восточном направлении.

4.1.2. Формация пластовых равнин, выработанных в отложениях раннего и среднего кайнозоя и перекрытых чехлом верхнекайнозойских субаэральных отложений

Занимает 416 400 км², или 16% от площади рассматриваемой территории и является самой распространенной геоморфологической формацией в ее пределах. Она образует Васюганскую, Кетско-Тымскую, Приобскую, восточную часть Барабинской и северную часть Чулымской равнин. Все перечисленные территории за исключением Васюганской равнин пересекаются вытянутыми в северо-восточном направлении “древними долинами стока”, к днищам которых приурочена формация катафлювиальных равнин. Эрозионное расчленение равнин данной формации сравнительно невысоко. Равнинны выработаны в субгоризонтально залегающих глинистых породах палеогена и неогена. Поверхность равнин перекрыта покровом четвертичных субаэральных суглинков. На центральную часть Васюганской равнине наложена формация верховых болотных равнин. Долины крупных рек прорезают неогеновые отложения и вскрывают подстилающие палеогено-

вые образования. Абсолютные высоты составляют 230–270 м в пределах Приобской равнинны. Васюганская равнина имеет ступени с высотами 100 и 130 м. Примерно такие же высоты имеют ступени Кетско-Тымской равнинны. Высоты относящейся к данной формации части Чулымской равнинны увеличиваются с севера на юг со 150 до 180–200 м.

Ступени Васюганской и Кеть-Тымской равнин имеют денудационное происхождение. Их формирование связано с прерывистым снижением базиса денудации в позднеплиоценовое – раннеплейстоценовое время. Примерное соответствие денудационных уровней этих территорий уровням Мирового океана этого времени по уточненной кривой Хага–Вейла (Haq, Al-Qahtani, 2005) позволяет утверждать, что на неотектоническом этапе данные территории были стабильны. Приобская и Чулымская равнинны испытали небольшое (не более чем 50–100 м) поднятие, причем последняя с наклоном на север в связи с ростом Алтая-Саянской горной области.

4.1.3. Формация наклонных равнин, выработанных в породах среднего и верхнего мезозоя

Занимает 42 900 км², или 2% от площади рассматриваемой территории. Данная формация расположена главным образом в южной части Чулымской равнинны, образуя переходную зону между пластовыми равнинами юга Западной Си-

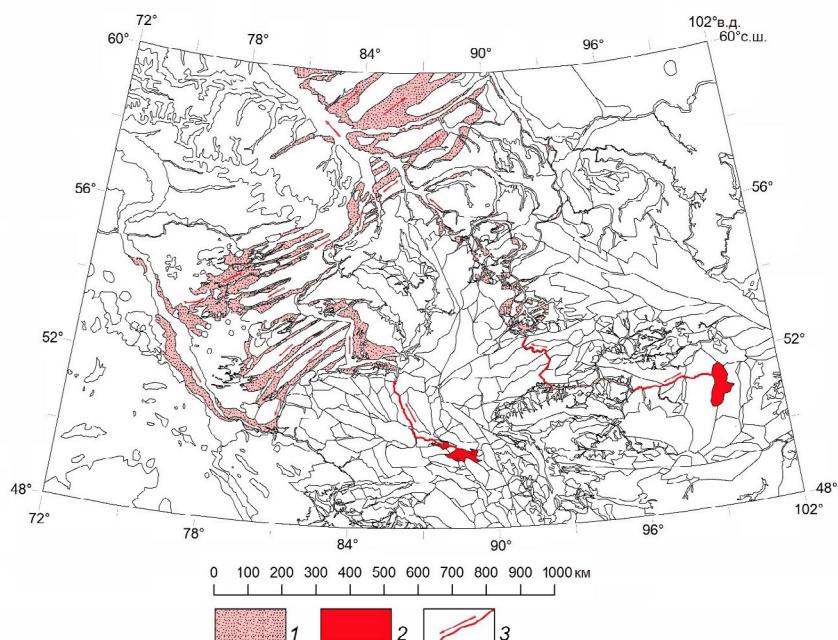


Рис. 4. Отражение катафлювиальных событий плейстоцена юга Западной Сибири в пространственном распределении геоморфологических формаций. 1 – области затопления при катафлювиальных событиях; 2 – области развития ледниково-подпрудных озер; 3 – каналы спуска и направления течения.

Fig. 4. Reflection of catafluvial events of the Pleistocene in the south of Western Siberia in the spatial distribution of geomorphological formations. 1 – areas of the flooding during catafluvial events; 2 – areas of development of glacial-dammed lakes; 3 – discharge channels and flow directions.

бири и Алтае-Саянской горной областью протяженностью 430 и шириной около 100 км. Небольшие участки развития данной формации имеются также в восточной части Чулымской равнины на стыке с Енисейским кряжем и в Ненинско-Чумышской котловине между Салаирским кряжем и Горной Шорией. Равнина сформирована в позднем мелу – раннем палеогене. Она срезает наклоненные к северу и местами собранные в складки отложения угленосной молассы юрского и мелового возраста. На неотектоническом этапе равнина была незначительно наклонена к северу и в настоящее время ее абсолютные отметки составляют 200–240 м на севере и 300–350 м на юге. Ее эрозионная расчлененность немного превышает расчлененность пластовых равнин, выработанных в кайнозойских отложениях Западной Сибири. Мезозойские породы, в которых выработана данная формация характеризуются средней литификацией в приповерхностных условиях легко приобретают нелитифицированный вид, что делает их похожими на нелитифицированные породы пластовых равнин Западной Сибири и исключает формирование на поверхности наклонной равнины структурного рельефа.

4.1.4. Формация структурных плато, выработанная в позднепалеозойских и мезозойских породах

Занимает 232 300 км², или около 9% от площади рассматриваемой территории. Данная формация образует Заангарское и Приангарское плато Восточной Сибири, примыкающие с востока к Енисейскому Кряжу и Восточному Саяну. Плато сложены хорошо литифицированными породами, слободеформированными и залегающими субгоризонтально. Породы хорошо литифицированные, скальные. Равнина имеет ступенчатое строение, обусловленное развитием структурного рельефа. Абсолютные высоты площадок лежат преимущественно в диапазоне от 300 до 600 м. Структурные останцы, связанные с отпрепарированными послойными интрузиями раннемезозойского возраста, могут иметь абс. высоты до 700–750 м. По сравнению с равнинами Западной Сибири поверхность плато значительно сильнее расчленена эрозионными долинами, глубина которых от 200–300 м у долин крупных рек и до 100–150 м у их основных притоков.

4.2. Предгорья

4.2.1. Формация денудационного мелкосопочника, выработанного в палеозойских породах

Занимает 359 700 км², или 13.6 % от площади рассматриваемой территории. Самое большое поле распространения этой формации об-

разует территорию Казахского мелкосопочника. По своему происхождению формация денудационного мелкосопочника является денудационной равниной – пленом, сформировавшимся в мел-палеогеновую эпоху тектонического покоя. Для этой равнины характерен структурный рельеф, поскольку процессы медленной денудации приводят к препарировке геологической структуры и очень низкому эрозионному расчленению. Обычно терригенные породы менее устойчивы к денудации и образуют базальную равнину, над которой возвышаются остаточные горы (монадноки), сложенные более устойчивыми к денудации породами – обычно гранитоидами, реже известняками. Относительная высота монадноков обычно первые десятки метров, иногда до 100–150 м. Вдоль южной границы Западно-Сибирской равнины в позднемеловое – среднепалеогеновое время проходила граница мирового океана. Из-за отсутствия неотектонических движений абс. высоты базальной равнины формации денудационного мелкосопочника, близки к уровню базиса денудации времени своего образования – 200–350 м (Haq, Al-Qahtani, 2005). При удалении на юг на 300–400 км абс. отметки базальной равнины увеличиваются до 500 м. В центральной части Казахского мелкосопочника присутствуют классические низкогорные массивы относительной высотой от 200–250 до 500–700 м (Баянаул, Дегелен, Каркаралинские горы и др.), которые не являются монадноками и их формирование связано с блоковыми неотектоническими движениями (Сваричевская, 1961), также, как и формирование Алтае-Саянской горной области. Помимо района казахского мелкосопочника рассматриваемая формация в виде более мелких полей широко развита в пределах Алтае-Саянской горной области, где образует переходные зоны по ее северной периферии и на границах крупных межгорных котловин. Благодаря вовлеченности в неотектонические поднятия абс. высоты базальной равнины формации могут достигать здесь 1000–1500 м.

4.2.2. Формация денудационного мелкосопочника, выработанного в палеозойских породах перекрытая тонким чехлом верхнекайнозойских субэральных отложений

Занимает 63 400 км² или 2.4% от площади рассматриваемой территории. Она образует Буготакско-Сокурскую и Чумышскую холмистые возвышенности, обрамляющие с северо-запада Салаирский кряж и Кузнецкую котловину Алтае-Саянской горной области. Возвышенности протягиваются полосой протяженностью более 600 км и шириной от 20 до 80 км. Холмистые равнины имеют среднюю эрозионную расчлененность.

Палеозойские породы обнажаются в их пределах только в тальвегах наиболее крупных эрозионных долин. Широкие плоские водоразделы и склоны долин перекрыты кайнозойскими субаэральными лёссовидными суглинками, являющимися аналогами лёссов и лёссовидных пород, перекрывающих пластовые равнины юга Западной Сибири. Абсолютные отметки водоразделов составляют 200–270 м.

4.2.3. Формация куэстового мелкосопочника, выработанная в верхнепалеозойских и среднемезозойских породах

Занимает 31 200 км², или 1.2% от площади рассматриваемой территории. Она широко распространена в Северной и Южной Минусинской котловинах, слагая большую часть их днищ. Также формация развита в южной части Кузнецкой котловины и образует небольшое поле в центральной части Тувинской котловины. Данная формация представляет собой всхолмленную равнину, выработанную в собранных в пологие складки палеозойских и мезозойских пород угленосных моласс, выполняющих крупные наложенные впадины северной части Алтай-Саянской складчатой области. Избирательная денудация отпрепарировала полого залегающие толщи в виде равнин с системами протяженных асимметричных гряд. Абсолютные отметки равнин составляют 250–450 м при относительной высоте куэст обычно до 50 м. Равнинны характеризуются слабым или средним эрозионным расчленением и отсутствием сплошного покрова рыхлых четвертичных отложений. В пределах Минусинских котловин присутствует прерывистый покров катафлювиальных отложений, образующих небольшие разобщенные аккумулятивные равнинны катафлювиальной формации. На отдельных участках катафлювиальные пески перевеяны с образованием эоловых равнин.

4.2.4. Формация мелкосопочника предгорий, выработанного в верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских породах

Занимает 1 500 км², что составляет менее 0.05% от площади рассматриваемой территории. Эта формация в пределах рассматриваемой территории образует семь участков площадью от 40 до 600 км² на северных окраинах Зайсанской и Большоеозерской котловин. Данная формация располагается между горными сооружениями и днищами межгорных котловин. Она формируется, когда растущие неотектонические блоки горных сооружений вовлекают в поднятие отложения чехла межгорных впадин, воздымая и дислоцируя их. Отложения чехла собираются в складки, осложненные взбросами. Происходит это всегда на фоне надвигания горных сооружений на впадины. Возникшая предгорная

ступень подвергается интенсивному эрозионному расчленению. Не играя существенной роли в строении земной поверхности рассматриваемой территории, данная формация является важным индикатором, указывающим на геодинамический режим горизонтального сжатия, служащий механизмом новейшего горообразования.

4.2.5. Формация линейного мелкосопочника форбергов

Занимает около 600 км², что составляет менее 0.025% от площади рассматриваемой территории. Эта формация на юге Западной Сибири встречается только на окраинах межгорных котловин Алтай-Саянской горной области на удалении от внешних границ существующих горных сооружений, где образует шесть изолированных участков площадью от 4 до 200 км² на северной окраине Зайсанской и восточной окраине Убсунаурской котловин. Формация образует вытянутые возвышенности шириной до 5 и протяженностью до 50 км, представляющие собой неотектонические блоки и складки выпирания, осложненные взбросами в которых обнажаются породы фундамента межгорных впадин или нижние горизонты их чехлов. Относительная высота возвышеностей составляет от 50 до 200–300 м. Обычно возвышенности прорывают формацию пролювиальных наклонных равнин, сильно расчленены мелкими эрозионными долинами обычно до состояния бедлена. Формация является индикатором разрастания горных сооружений за счет вовлечения в поднятие периферических частей впадин при надвигании горной периферии на межгорные котловины. Формация форбергов фиксирует внешние границы формирующихся новых предгорных ступеней. В отличие от формации мелкосопочника предгорий она не еще образует ступени, а только фиксирует начало ее формирования в виде системы узких и протяженных приразломных поднятий. В пределах мелкосопочника форбергов обычно не обнажаются породы скального основания и нижних горизонтов осадочного чехла впадин. Обычно в их пределах на поверхность выходят только неогеновые и четвертичные породы.

4.3. Горы

Формационный ряд горных сооружений, образующих совместно с межгорными впадинами территорию Алтай-Саянской горной области, включает в себя формации низкогорья, среднегорья и высокогорья. Названия достаточно условные и скорее дань традиции, поскольку ведущим критерием их выделения является не столько абсолютная высота, сколько набор составляющих их геоморфологических элементов и их площадные

соотношения. Вертикальные неотектонические движения, создавшие горные сооружения территории, являются производными от общего горизонтального сжатия региона. Основным типом смещений при этом являются, сдвиги амплитуды смещений по которым составляют по отношению к вертикальным движениям 10÷1, но последние более выражены в морфологии земной поверхности (Новиков, 2001).

4.3.1. *Формация низкогорья*

Занимает 200 700 км² (7.6% от общей площади территории). Низкогорные сооружения сформировались в ходе небольших вертикальных неотектонических поднятий блоков палеозойских, а в восточной части и протерозойских пород. Высота тектонических уступов на их границах обычно не более 100–200 м. Такие блоки обрамляют с севера и запада Горный и Рудный Алтай, образуют западное обрамление Кузнецкого Алатау и Горной Шории и западное окончание Восточного Саяна. Они также приурочены к центральным частям Казахского мелкосопочника, могут располагаться среди равнин и плато Западной и Восточной Сибири образуя низкогорные Салаирский и Енисейский кряжи. Отдельные блоки с низкогорным рельефом имеют обычно изометричную или слегка вытянутую в плане форму. Их ширина составляет от 60 до 200 км, а длина от 90 до 240 км. Водоразделы образованы обширными фрагментами поверхности выравнивания. Степень горизонтальной расчлененности средняя, глубина расчленения обычно не более 150–200 м. Высота уплощенных водоразделов без учета локальных структурных останцов составляет 600–800 м в пределах Енисейского кряжа и западного окончания восточного Саяна, 300–600 м в Салаирском кряже, на западной периферии Кузнецкого Алатау и в Горной Шории, 300–900 м в низкогорной периферии Горного и Рудного Алтая и 700–1200 м в районе Хангая и Казахского мелкосопочника. Долины геоморфологической формации низкогорья носят чисто эрозионный характер. Следы оледенения полностью отсутствуют. Характер аллювия перстративный, что на фоне присутствия рассеянного золотого оруденения в слагающих низкогорья породах привело к формированию в пределах этой формации крупной россыпной золотоносной провинции. Отличительными признаками формации помимо относительно малых abs. высот являются сохранность обширных участков поверхности выравнивания на водоразделах и отсутствие следов древних оледенений.

4.3.2. *Формация среднегорья*

Занимает 349 800 км² (13.3% от общей площади рассматриваемой территории). Среднегорные

сооружения сформировались в ходе среднеамплитудных вертикальных неотектонических поднятий блоков палеозойских, а в восточной части и протерозойских пород. Высота тектонических уступов на их границах обычно от 300 до 500 м. Формация среднегорья обычно занимает структурную позицию между высокогорьем и низкогорьем или между высокогорьем и плато восточной Сибири или формационными ансамблями крупных межгорных котловин Алтае-Саянской горной области. Среднегорные сооружения образуют северо-западную и северо-восточную части Восточного Саяна, восточную часть Кузнецкого Алатау и Горной Шории, северную и южную части Западного Саяна, северную часть Горного Алтая, восточную часть Рудного Алтая, Селингинское нагорье и Хангай. Неотектонические блоки со среднегорным рельефом имеют обычно вытянутую в плане форму. Их ширина составляет от 30 до 100 км, а длина от 80 до 400 км. Водоразделы образованы сохранившимися фрагментами поверхности выравнивания. Степень горизонтальной расчлененности высокая, глубина расчленения обычно 300–600 м. Высота уплощенных водоразделов в Восточном и Западном Саянах 800–1600 м, на севере Горного Алтая 1000–1500 м, в южной части Горного и в Рудном и Монгольском Алтае, на Селингигском нагорье и в Хангае – 1800–2500 м. Долины геоморфологической формации среднегорья носят в основном эрозионный характер. Следы оледенения имеются только в верховьях долин в приводораздельных частях. Характер аллювия инстративный. Отличительными признаками геоморфологической формации среднегорья являются сохранность достаточно больших участков поверхности выравнивания на водоразделах и присутствие следов древних оледенений только в верховьях долин.

4.3.3. *Формация высокогорья*

Занимает 251 600 км² (9.5% от общей площади рассматриваемой территории). Она развита в пределах неотектонических блоков испытавших наибольшее вздымание. Высота тектонических уступов на их границах и между составными частями блоков достигает 700 м, обычно составляя 300–500 м. Блоки часто имеют телескопическое строение, когда составные части в осевых частях дополнительно взброшены, при этом возникает 2–3 тектоногенных ступени в краевых частях блоков. Неотектонические блоки с высокогорным рельефом всегда имеют вытянутую форму. Их ширина обычно от 30 до 80 км, а протяженность 80–300 км. Формация высокогорья развита на небольшом участке в центральной части Кузнецкого Алатау, в осевых частях Горного и Монгольского Алтая, в северо-восточной части Горного

Алтая, в осевых частях Западного и Восточного Саяна, в хребтах Академика Обручева и Танну-Ола, в западной части Селенгинского нагорья. Поверхность выравнивания в осевых частях высокогорных хребтов сохраняется только в виде небольших фрагментов. Обычно она уничтожена ледниками процессами с образованием характерного гребневидного альпинотипного рельефа. На периферических ступенях хребтов поверхность выравнивания сохранена лучше и образует уплощенные водоразделы между ледниками долинами. Степень горизонтальной расчлененности формации высокогорья высокая, долины переработаны ледниками в троги. Глубина расчленения обычно 700–1500 м. Абсолютные высоты высокогорных хребтов существенно изменчивы с севера на юг и с запада на восток. Наименьшие высоты имеет участок альпинотипного рельефа в центральной части Кузнецкого Алатау с водоразделами 1800–2100 м. В Западном Саяне высота гребневидных водоразделов обычно лежит в диапазоне 2200–2700 м, в Восточном Саяне и хребте Академика Обручева – 2000–2700 м, в Танну-Ола 2100–1800 м, в хребтах западной части Селенгинского нагорья – 2500–2900 м. В западной части Горного Алтая абс. высоты водоразделов хребтов формации высокогорья обычно 2300–2500, в центральной части 2500–2600, в юго-восточной части – 2700–4000 м (редко до 4500 м), в Монгольском Алтае – 2800–3800 м.

Отличительными признаками геоморфологической формации высокогорья являются практически полное уничтожение поверхности выравнивания на водоразделах при сохранности сравнительно больших участков на низких ступенях хребтов по периферии и присутствие следов древних оледенений на всем протяжении долин. Если к высокогорным хребтам примыкают межгорные впадины, то на выходах из долин обычно расположены аккумулятивные моренные равнины, в отдельных случаях сливающиеся в сплошной моренный пояс по периферии впадин.

5. ВНЕЗОНАЛЬНЫЕ

5.1. Формация эрозионных транзитных долин

Транзитные эрозионные долины представляют собой крупные ущелья, разделяющие или пересекающие горные хребты или высокие пластовые равнины. Они обычно приурочены к зонам новейших разломов и выработаны в скальном палеозойском основании и, в единичных случаях в глинах низких пластовых равнин. В пределах рассматриваемой территории они занимают площадь 6 400 км², или 0.24% от всей рассматриваемой территории. Несмотря на незначительную

площадь распространения эрозионные транзитные долины выделяются в качестве самостоятельной формации. По линейным размерам они ненамного превосходят эрозионные долины, широко распространенные в пределах горных территорий, элементы которых рассматриваются как часть параменетических ассоциаций формаций горного ряда. Формация эрозионных транзитных долин имеет закономерное положение в формационном ряду: межгорные котловины – эрозионные транзитные долины – катафлювиальные равнины (рис. 4) и всегда располагается в нестандартной пространственной позиции, пересекая, а не разделяя горные хребты или рассекая пластовые равнины.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По частоте встречаемости в пределах рассматриваемой территории геоморфологические формации можно разделить на три категории.

Распространенные – встречающиеся большими группами и охватывающие большие территории. Каждая из таких формаций занимает суммарно по площади более 1% рассматриваемой территории. К этой группе из аккумулятивных формаций относятся только верховые болотные, аллювиальные террасовые и катафлювиальные равнины. Из формаций смешанного типа к распространенным относится формация малых межгорных котловин. Из денудационных формаций к этой группе относится три типа горных формаций, четыре типа пластовых равнин и два типа денудационного мелкосопочника. Распространенные формации занимают большие территории и по отдельности или в сочетании образуют крупные физико-географические районы. Аккумулятивные формации в сочетании с пластовыми равнинами, выработанными в кайнозойских и мезозойских отложениях, образуют равнины юга Западной Сибири. Пластовые равнины, выработанные в палеозойских и мезозойских отложениях, образуют плато юга Восточной Сибири. Горные формации в сочетании с формацией малых межгорных впадин образуют Алтай-Саянскую горную область. Формация денудационного мелкосопочника, выработанного в палеозойских породах, перекрытая тонким чехлом верхнекайнозойских субаэральных отложений образует Буготакско-Сокурскую и Чумышскую холмистые возвышенности. Формации мелкосопочника и низкогорья образуют район Казахского мелкосопочника.

Редкие – одиночные, иногда встречающиеся среди других формаций. Такие формации занимают от 0.3 до 1% площади рассматриваемой территории. К таким формациям относятся: аллювиально-пролювиальные равнины, пролювиальные

наклонные равнины, песчаные эоловые равнины, моренные равнины, вулканогенные равнины. Редкие формации являются таковыми только для юга Западной Сибири. В других районах, например в Центральной Азии, они за исключением моренных и вулканогенных равнин, являются распространенными, а на севере Западной Сибири моренные равнины являются очень широко распространенной формацией.

Типоморфные – характерные для определенных условий образования, строго ассоциированные с другими формациями или их сочетаниями. В пределах рассматриваемой территории они занимают от 0.05 до 0.24% ее площади. Их образование связано с регулярно встречающимся сочетанием геологического основания, неотектонических движений и денудационных процессов, развивающихся на локальных участках. Такие формации являются важными индикаторами масштабных молодых геологических процессов. К этому типу относятся формации мелкосопочника предгорий и линейного мелкосопочника форбергов, которые образуются при надвигании горных сооружений мобильных зон на равнинны стабильных блоков. Это сопровождается смятием осадочного чехла и эксгумацией глубинных его горизонтов. К этому типу относится и формация эрозионных транзитных долин, которая обычно формировалась в ходе быстрого или катастрофического спуска палеоводоемов, возникавших на этапе деградации четвертичных оледенений.

По возрасту геоморфологические формации рассматриваемой территории целесообразно разделять на следующие три группы: *древние* (меловые – ранне-среднепалеогеновые), *молодые* (средне-позднечетвертичные) и *переходного возраста* (неогеновые-раннечетвертичные). На последовательность формирования геоморфологических формаций юга Западной Сибири оказывали влияние два хронологически и генетически связанных процесса, имеющие в своей основе общепланетарные тектонические процессы. Первое – поэтапное снижение уровня Мирового океана с 350–300 м выше современного до современного с середины мелового по конец четвертичного периода (Новиков, 2021). Второе – неотектоническая активизация территории Алтая-Саянской горной области, проявившаяся в виде медленных сводовых движений в конце палеогена с затуханием в раннем неогене и быстрых блоковых движений с начала квартера по настоящее время (Новиков, 2003).

Началом современного геоморфологического этапа и одновременно концом предыдущего юрско-раннемелового следует считать эпоху тектонического покоя и площадной денудации в позднем

мелу – раннем-среднем палеогене. В это время были сформированы наиболее древние формации рассматриваемой территории: денудационного мелкосопочника на сильно дислоцированном ранне-среднепалеозойском основании и структурных пластовых равнин на слабо или почти не дислоцированных породах позднего палеозоя и ранне-го-среднего мезозоя.

Формации переходного возраста возникали на этапе медленного сводового поднятия блоков Алтая-Саянской горной области. К настоящему времени в пределах горной области они по большей части замещены формациями молодого возраста, сформировавшимися в результате блоковых движений. В горной части из формаций переходного возраста сохранились только вулканогенные равнинны Тоджинской котловины. В пределах равнинной части территории к этой возрастной категории относятся структурная пластовая Чулымская равнина, срезающая слабо дислоцированные мезозойские отложения и выработанные в палеогеновых и неогеновых отложениях структурные пластовые равнинны Западной Сибири.

Формации, относящиеся к группе молодых средне-позднечетвертичных наиболее многочисленны. К ним относятся все девять типов аккумулятивных равнин, а также все типы горных формаций и эрозионные мелкосопочники предгорий и форбергов, формирующиеся на окраинах крупных межгорных котловин на фоне деформаций в связи с надвиганием на них горных сооружений.

Формационный анализ дает возможность выявления латеральных рядов и наложенных формаций. Главными типами сопряженности геоморфологических формаций являются: совместное залегание, перемежающееся залегание, разобщенное залегание и наложенное залегание.

1. Совместное залегание в пределах Алтая-Саянской горной области характерно для последовательно сменяющих друг друга формаций низкого-ря, среднегорья и высокогорья, а для ее крупных межгорных котловин – формаций пролювиальных наклонных равнин, аллювиально-пролювиальных равнин, озерных равнин, эоловых равнин.

2. Перемежающееся залегание характерно для формаций катафлювиальных равнин в древних ложбинах стока и пластовых равнин под тонким чехлом субаэральных отложений, а также формаций межгорных впадин, высокогорья и среднегорья.

3. Разобщенное залегание характерно для формации озерных равнин в пределах формации пластовых равнин.

4. Наложенное залегание характерно для болотных верховых равнин, моренных равнин, вулканогенных равнин и для песчаных эоловых равнин.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геоморфологические формации представляют собой объекты высокого ранга, частично совпадающие с крупными физико-географическими районами, но принципиально отличающиеся от них по принципам выделения и возможностям анализа, которые при их выделении открываются. Геоморфологические формации – это парагенезисы генетически однородных поверхностей с типовыми условиями (характер геологического субстрата) и временем формирования. Формационный анализ применительно к рельефу земной поверхности позволяет выявлять закономерности строения рельефа высокого уровня иерархии, обычно ускользающие при исследовании рельефа на локальном и региональном уровнях. Он позволяет выявлять генетические взаимосвязи между крупными пространственно-разобщенными геоморфологическими образованиями.

Формационный анализ рассматриваемой территории позволяет выявить ряд формационных рядов, которые слагают формации, находящиеся в тесной пространственно-генетической связи, неочевидной вне формационного подхода.

Во-первых, в пределах рассмотренной территории выявляется формационный ряд равнин юга-Западной Сибири в котором с запада на восток последовательно расположены следующие элементы: денудационный мелкосопочник, выработанный в палеозойских породах – денудационный мелкосопочник, выработанный в палеозойских породах перекрытый тонким чехлом верхнекайнозойских субаэральных отложений (выпадает из последовательности в северной части территории) – пластовые равнины, выработанные в глинистых отложениях раннего и среднего кайнозоя – пластовые равнины, выработанные в отложениях раннего и среднего кайнозоя и перекрытые чехлом верхнекайнозойских субаэральных отложений. Расположенные в западной части территории денудационный мелкосопочник, выработанный в палеозойских породах и пластовые равнины, выработанные в глинистых отложениях раннего и среднего кайнозоя на протяжении четвертичного времени, являлись ареной неоднократных эпизодов интенсивной дефляции ветрами северо-восточного направления. Выдуваемый пылеватый материал формировал чехол субаэральных отложений на пластовых равнинах, выработанных в глинистых отложениях раннего и среднего кайнозоя, расположенных в восточной части территории. В ходе дефляции в западной части территории были сформированы многочисленные крупные котловины, в пределах которых позднее возникла озерная геоморфологическая форма-

ция. Аккумуляция эолового материала в восточной части территории происходила неравномерно. Устойчивое северо-восточное направление ветров обусловило формирование вытянутых вдоль него крупных гряд, разделенных ложбинами выдувания (своего рода крупными ярдангами). Впоследствии в ходе катафлювиальных событий эти ложбины заполнялись суперпаводковыми водами и в них образовались катафлювиальные песчаные равнины.

Во-вторых, на территории присутствует формационный ряд Алтай-Саянской горной области. Он представлен закономерно сменяющими друг друга в направлении с севера на юг геоморфологическими формациями низкогорья, среднегорья и высокогорья. Соответствующие формации образованы в пределах неотектонических блоков, испытавших соответственно незначительное, умеренное и интенсивное воздымание. На территории распространения формации высокогорья присутствуют также формации малых межгорных котловин, разделяющих отдельные высокогорные неотектонические блоки. Такое соседство в сочетании с возникновением в пределах высокогорных неотектонических блоков в периоды четвертичных похолоданий крупных центров горного оледенения приводил на начальных стадиях деградации ледников к возникновению крупных ледниково-подпрудных озер в пределах межгорных котловин, катастрофический спуск которых приводил к возникновению формации катафлювиальных равнин в расширениях магистральных долин, по которым проходил спуск и на территориях, примыкающих к горным сооружениям.

В-третьих, на юге и юго-востоке рассматриваемой территории присутствует формационный ряд крупных межгорных котловин не характерный для юга Западной Сибири, но широко распространенный в Центральной Азии. Крупные межгорные котловины обычно разделяют не отдельные неотектонические блоки, с которыми связана геоморфологическая формация высокогорья, а горные системы. Формационные ряд крупных межгорных впадин имеет концентрическое строение и образован преимущественно аккумулятивными геоморфологическими формациями. От центра к периферии его слагают озерная, аллювиально-пролювиальная и пролювиальная геоморфологическая формации. Последняя обычно по неотектоническому уступу граничит с формациями среднегорья и высокогорья горного обрамления. Формационный ряд крупных межгорных котловин включает также наложенную формацию песчаных эоловых равнин, образующуюся за счет перевала песков озерной формации.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ 22-17-00140.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров Б.В. и др. (1970). Западно-Сибирская равнина. М.: Наука. 279 с.
- Архипов С.А., Волков И.А., Волкова В.С. (1965). Основные проблемы палеогеографии четвертичного периода юга Западной Сибири. В сб.: *Основные проблемы изучения четвертичного периода*. М.: Наука. С. 218–228.
- Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим. (1976). Под ред. К.Е. Иванова, С.М. Новикова. Л.: Гидрометеоиздат. 448 с.
- Бутыловский В.В. (1993). Палеогеография последнего оледенения и голоцен Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томск. ун-та. 252 с.
- Географические и инженерно-геологические условия Степного Алтая. (1988). Под ред. И.М. Гаджиева. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 97 с.
- Геоморфологическая карта СССР. Масштаб 1:7 500 000. (1967). Под ред. Г.С. Ганешиной. М.: Всесоюзный аэрогеологический трест Министерства геологии СССР. 4 л.
- Геоморфологические формации Сибири. (1978). Под ред. В.А. Николаева. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 162 с.
- Гросвальд М.Г. (1965). Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука. 167 с.
- Девяткин Е.В. (1981). Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука. 196 с.
- Зольников И.Д. (2021). О стратиграфическом значении низких террас сузунской толщи Верхнего Приобья режимом. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. № 10s. С. 7–17. <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-7-17>
- Кузнецов Ю.А. (1964). Главные типы магматических формаций. М.: Недра. 387 с.
- Мамедов Г.М., Новиков И.С. (2015). Геоморфология Джунгарской равнины и ее горного обрамления. *Геоморфология*. № 1. С. 88–100. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2015-1-88-100>
- Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения. (1981). Под ред. Н.Л. Добрецова. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 90 с.
- Новиков И.С. (2021). Изменение глобального базиса денудации в позднем мезозое и кайнозое и его влияние на формирование геоморфологической структуры в районах с разным неотектоническим режимом. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. № 10s. С. 68–84. <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-69-85>
- Новиков И.С. (2001). Кайнозойская сдвиговая структура Алтая. *Геология и геофизика*. Т. 42. № 9. С. 1377–1388.
- Новиков И.С. (2003) Морфотектоника Алтая. *Геоморфология*. № 3. С. 10–25. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2003-3-10-25>
- Новиков И.С., Мамедов Г.М. (2018). Карты транспортной проницаемости на геоморфологической основе (методика и реализация на примере территории северного Синьцзяна). *Вестник Академии военных наук*. № 2(63). С. 146–160.
- Новиков И.С., Назаров Д.В., Михаревич М.В. и др. (2023). К проблеме воздействия Азасского ледникового щита на формирование подпрудных озер в неоплейстоцене Тувы на примере Верхнекарельского палеоозера. *Геология и геофизика*. Т. 64. № 5. С. 720–734. <https://doi.org/10.15372/GiG2022146>
- Сваричевская З.А. (1961). Древний плен Казахстана. Л.: Изд-во ЛГУ. 295 с.
- Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И. (2023). Кайнозойский вулканализм Тувы. Кызыл: ТувИКО-ПР. 90 с.
- Флоренсов Н.А. (1964). О некоторых общих понятиях в геоморфологии. *Геология и геофизика*. № 10. С. 78–89.
- Флоренсов Н.А. (1971). О геоморфологических формациях. *Геоморфология*. № 2. С. 3–10.
- Шатский Н.С. (1965). Фации и формации. М.: Наука. 232 с.
- Astahov V.I. (2006). Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia. *Boreas*. V. 35. P. 607–621. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01167.x>
- Haq B.U., Al-Qahtani A.M. (2005). Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*. № 10. P. 127–160. <https://doi.org/10.2113/geoarabia1002127>

GEOMORPHOLOGICAL FORMATIONS OF THE SOUTH OF WESTERN SIBERIA AND ADJACENT TERRITORIES¹

I. S. Novikov^{a, #}

^a Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

[#] E-mail: novikov@igm.nsc.ru

Within the south of Western Siberia and adjacent territories, 23 types of Land systems (parageneses of genetically homogeneous surfaces/land units) have been identified, belonging to three physiographic zones: flat, foothill and mountain, as well as one type of extrazonal formations. The use of formation analysis has made it possible to identify genetic relationships between large spatially separated geomorphological

elements, considering them as formational series. For the first time, a catafluvial geomorphological formation has been identified for the south of Western Siberia, and its place among other geomorphological formations in the region has been shown. A connection has been established between the ancient drainage troughs of Western Siberia, transit erosion valleys and catafluvial events (superfloods).

Keywords: geomorphological zoning, land systems, formation analysis, Western Siberia, Altai-Sayan Mountain region

ACKNOWLEDGMENTS

The research was supported by RSF 22-17-00140.

REFERENCES

- Arkhipov S.A., Vdovin V.V., Mizerov B.V. et al. (1970). *Zapadno-Sibirskaya ravnina (West Siberian Plain)*. M.: Nauka (Publ.). 279 p. (in Russ.)
- Arkhipov S.A., Volkov I.A., Volkova V.S. (1965). The main problems of paleogeography of the Quaternary period in the south of Western Siberia. In: *Osnovnye problemy izucheniya chetvertichnogo perioda*. M.: Nauka (Publ.). P. 218–228. (in Russ.)
- Astahov V.I. (2006). Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia. *Boreas*. V. 35. P. 607–621. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01167.x>
- Butvilkovsky V.V. (1993). Paleogeografiya poslednego oledeneniya i golotsena Altaya: sobtiino-katastroficheskaya model' (Paleogeography of the last glaciation and Holocene of Altai: an event-catastrophic model). Tomsk: Tomsk Universitet (Publ.). 252 p. (in Russ.)
- Devyatkin E.V. (1981). *Kainozoi vnutrenney Azii (Cenozoic Inner Asia)*. M.: Nauka (Publ.). 196 p. (in Russ.)
- Dobretsov N.L. (Eds.). (1981). *Metamorficheskie formatsii i metamorfogennye mestorozhdeniya* (Metamorphic formations and metamorphogenic deposits). Novosibirsk: IGIG SO AN USSR (Publ.). 90 p. (in Russ.)
- Florensov N.A. (1964). On some general concepts in geomorphology. *Geologiya i geofizika*. № 10. P. 78–89. (in Russ.)
- Florensov N.A. (1971). On geomorphological formations. *Geomorfologiya*. № 2 P. 3–10. (in Russ.)
- Gadzhiev I.M. (Ed.). (1988). *Geograficheskie i inzhenerno-geologicheskie usloviya Stepnogo* (Geographical and engineering-geological conditions of Steppe Altai). Novosibirsk: Nauka. Sibirskoe otdelenie (Publ.). 97 p. (in Russ.)
- Ganeshin G.S. (Ed.). (1967). *Geomorfologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1:7500000* (Geomorphological map of the USSR. Scale 1:7500000). M.: Vsesoyuznyi aero-geologicheskii trest Ministerstva geologii SSSR (Publ.). 4 p. (in Russ.)
- Groswald M.G. (1965). *Razvitiye rel'efa Sayano-Tuvinskogo nagon'ya* (Development of the relief of the Sayano-Tuva highlands). M.: Nauka (Publ.). 167 p. (in Russ.)
- Haq B.U., Al-Qahtani A.M. (2005). Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*. № 10. P. 127–160. <https://doi.org/10.2113/geoarabia1002127>
- Ivanov K.E., Novikov S.M. (Eds.). (1976). *Bolota Zapadnoi Sibiri, ikh stroenie i gidrologicheskii rezhim* (Swamps of Western Siberia, their structure and hydrological regime). L.: Gidrometeoizdat (Publ.). 448 p. (in Russ.)
- Kuznetsov Yu.A. (1964). *Glavnye tipy magmaticheskikh formatsii* (Main types of magmatic formations). M.: Nedra (Publ.). 387 p. (in Russ.)
- Mamedov G.M., Novikov I.S. (2015). Geomorphology of the Dzhungar Plain and its mountain frame. *Geomorfologiya*. № 1. P. 88–100. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2015-1-88-100>
- Nikolaev V.A. (Ed.). (1978). *Geomorfologicheskie formatsii Sibiri* (Geomorphological formations of Siberia). Novosibirsk: IGIG SO AN USSR (Publ.). 162 p. (in Russ.)
- Novikov I.S. (2001). Cenozoic Strike-slip Tectonics in Altai. *Geologiya i geofizika*. Iss. 42. № 9. P. 1311–1321. (in Russ.)
- Novikov I.S. (2003). Morphotectonics of Altai. *Geomorfologiya*. № 3. P. 10–25. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2003-3-10-25>
- Novikov I.S. (2021). Changes in the global basis of denudation in the Late Mesozoic and Cenozoic and its influence on the formation of geomorphological structure in areas with different neotectonic regimes *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. № 10s. P. 68–84. (in Russ.) <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-69-85>
- Novikov I.S., Mamedov G.M. (2018). Maps of transport permeability on a geomorphological basis (methodology and implementation using the example of the territory of northern Xinjiang). *Vestnik Akademii voennykh nauk*. № 2(63). P. 146–160. (in Russ.)
- Novikov I.S., Nazarov D.V., Mikharevich M.V. et al. (2023). The Azas Ice Sheet and Its Role in the Formation of Late Pleistocene Ice-Dammed Lakes in Southern Siberia: Case Study of Upper Kharal Paleolake. *Geologiya i geofizika*. Iss. 64. № 5. P. 595–606. (in Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2022146>
- Shatsky N.S. (1965). *Fatsii i formatsii* (Facies and formations). M.: Nauka (Publ.). 232 p. (in Russ.)
- Sugorakova A.M., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I. (2023). *Kainozoiskii vulkanizm Tuvy* (Cenozoic volcanism of Tuva). Kyzyl: TuviKOPR (Publ.). 90 p. (in Russ.)
- Svarichevskaya Z.A. (1961). *Drevnii peneplen Kazakhstana* (Ancient peneplain of Kazakhstan). Leningrad: LGU (Publ.). 295 p.
- Zolnikov I.D. (2021). On the stratigraphic significance of the low terraces of the Suzun strata of the Upper Ob region under the regime. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. № 10s P. 7–17. (in Russ.) <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-7-17>

¹ For citation: Novikov I.S. (2024). Geomorphological formations of the south of Western Siberia and adjacent territories. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 26–41. (in Russ). <https://doi.org/10.31857/S2949178924040037>; <https://elibrary.ru/FHAENX>

КАТАФЛЮВИАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ
СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

УДК 551.89→551.435.1(235.222)

О ВРЕМЕНИ СУПЕРПАВОДКОВОГО СОБЫТИЯ В ДОЛИНЕ р. БИИ (АЛТАЙ)
ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЕЕ ВЫСОКОЙ ТЕРРАСЫ
У СЕЛА КАРАБИНКА[#]

© 2024 г. Г. Г. Русанов^{1,*}, Е. В. Деев^{2,3,**}, А. В. Шпанский^{4,***}

¹ОСП “Горно-Алтайская экспедиция” АО “Сибирское ПГО”, с. Малоенисейское, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

⁴Томский государственный университет, Томск, Россия,

*E-mail: rusgennadij@mail.ru

**E-mail: deelev1@yandex.ru

***E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

Поступила в редакцию 28.05.2023 г.

После доработки 15.06.2024 г.

Принята к публикации 25.09.2024 г.

Изучен новый разрез высокой (бийской) террасы р. Бии в районе с. Карабинка. В разрезе выделено две толщи отложений – флювиальная (нижняя) и субаэральная (верхняя), которые хорошо коррелируются с известными разрезами бийской террасы в районах г. Бийска и пос. Старая Ажинка. В результате проведенных корреляций отложений, определения их возрастов радиоуглеродным методом и методом оптически стимулированной люминесценции (OSL) установлено, что флювиальная толща бийской террасы сформирована гигантским гляциальным паводком, который прошел по долине Бии около 50–45 тыс. л. н., т.е. в первой половине межледниковой стадии МИС 3. После этого начал формироваться субаэральный покров верхней части террасы. В боковых притоках р. Бии, блокированных крупными паводковыми прирусловыми валами, долгосреднее время, вплоть до 14.5 тыс. л. н., находились подпрудные озера. Хорошая сходимость данных радиоуглеродного и OSL определения возрастов говорит о том, что при соответствующем контроле полноты засветки зерен кварца, суперпаводковые пески являются пригодными для определения возрастов крупных гидрологических событий. Определения возраста флювиальной толщи бийской террасы имеет важнейшее значение, так как она представляет собой региональный стратиграфический маркер, позволяющий коррелировать верхненеоплейстоценовые отложения Горного Алтая и Предалтайской равнины.

Ключевые слова: верхний неоплейстоцен, гигантский гляциальный паводок, OSL-датирование, ¹⁴C-датирование, бийская терраса, Бия, Горный Алтай, Предалтайская равнина

DOI: 10.31857/S2949178924040044, **EDN:** FGYQDI

ВВЕДЕНИЕ

В магистральных речных долинах Горного Алтая (Катунь, Бия) и р. Обь на Предалтайской равнине (рис. 1) широко развиты комплексы террас. Генезис и возраст самих террас, равно как и слагающих их толщ, являются предметом многолетней дискуссии.

Различными исследователями в долине Верхней Оби выделялось от IV до V надпойменных террас (Москвитин, 1960; Щукина, 1960; Адамен-

ко, 1967; Архипов, 1971). Были предприняты попытки увязать уровни надпойменных террас Оби с таковыми в пределах долин Катуни (Рагозин, 1948) и Бии (Живаго, 1949). В составе отложений террасового комплекса были выделены осадки, соответствующие ледниковым и межледниковым горизонтам Горного Алтая (Щукина, 1960), западно-сибирской и альпийской геохронологических шкал (Малолетко, 1972; Адаменко, 1974). К примеру, при проведении среднемасштабных геолого-съемочных работ был выделен комплекс из пяти надпойменных террас (Адаменко, 1974). Отложения V, бийской (60–80 м), надпойменной террасы были разделены на средненеоплейстоценовые монастырскую и большереченскую свиты, отложения остальных террас отнесены к позднему неоплейстоцену. В свою очередь, А.М. Малолетко (1972) соотнес возраст отложений террас с под-

[#]Ссылка для цитирования: Русанов Г.Г., Деев Е.В., Шпанский А.В. (2024). О времени суперпаводкового события в долине р. Бии (Алтай) по материалам изучения отложений ее высокой террасы у села Карабинка. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 42–57. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040044>; <https://elibrary.ru/FGYQDI>

разделениями западно-сибирской геохронологической шкалы. В координатах морских изотопных стадий (МИС) его представления выглядят следующими образом: отложения V террасы соответствуют МИС 5, IV – МИС 4, III – МИС 3, II и I – МИС 2.

С.А. Архипов (1971) придерживался мнения о присутствии в пределах Верхней Оби четырех надпойменных террас, каждая из которых имеет двучленное строение. Верхний ярус сложен “холодным”, перигляциальным аллювием, нижний – отложениями “теплого”, межледникового аллювия. Климатическую природу террас (IV и III) он увязывал с оледенениями среднего (МИС 8) и верхнего (МИС 4) неоплейстоцена (II и I террасы). Позднее, он отнес отложения всех четырех террас к эпохе оледенения МИС 2 (Архипов, 1973).

В.А. Панычев (1979), в свою очередь, считал, что в магистральных долинах рек Предалтайской равнины и Горного Алтая присутствует две цикловые террасы. Аллювий более древней террасы сформировался в результате межледниково-ледникового цикла средненеоплейстоценовой седиментации (“теплый” и “перигляциальный” аллювий соответственно). Нечетко выраженные уровни IV (бийской), V и VI террас, по его мнению, представляют собой эрозионные или эрозионно-аккумулятивные уровни, выработанные в перигляциальных отложениях, которые коррелируются с террасами долин Катуны (высокие террасы) и Бии, вырезанными по флювиогляциальным отложениям с увеличением количества террасовидных уровней. В средненеоплейстоценовую толщу вложен

аналогично устроенный поздненеоплейстоценовый аллювий, по которому вырезаны позднеледниковые эрозионно-аккумулятивные поверхности, рассматриваемые в качестве I–III террас. В долинах Бии и Катуны количество таких уровней, сформированных по флювиогляциальным отложениям, возрастает. В пределах последней они соответствуют средним и низким террасам.

Принципиально иную трактовку получил генезис и возраст террас региона с появлением концепции гигантских гляциальных паводков (Бутвиловский, 1985, 1993). Высокие и средние террасы Катуны стали интерпретироваться как эрозионные, вырезанные по суперпаводковым отложениям иинской и сальджарской толщ, либо, частично, как прирусловые бары гигантского водного потока (Парначев, 1999; Зольников, 2008; Деев и др., 2015; Зольников и др., 2015; Carling et al., 2002; 2009; Deev et al., 2019). Ключевыми вопросами, касающимися геологии суперпаводковых отложений, являются их количество и возраст. Ряд исследователей разделяет точку зрения, что серии суперпаводковых событий происходили во время МИС 2–3 (Бутвиловский, 1993; Carling et al., 2002; 2009; Reuther et al., 2006) и даже в голоцене (Рудой, Земцов, 2010). Согласно другим авторам (Зольников и др., 2016; Панин и др., 2021; Deev et al., 2019), основные суперпаводковые события закончились в Горном Алтае до рубежа 80–90 тыс. л. н., более поздние паводки, связанные с прорывами разнотипных озерных подпруд, были менее полноводными.

И.Д. Зольников (2009), коррелируя суперпаводковые события в долинах Катуны и Оби пришел к выводу, что седиментационные циклы высоких III–V террас Оби начинаются не с аллювия межледниковых, а с отложений гляциальных суперпаводков, представленных монастырской и бийской толщами, которые коррелируются соответственно с иинской, слагающей цоколь высоких эрозионных террас, и сальджарской, формирующей цоколь средних эрозионных террас Катуны. Их перекрывают делювиально-пролювиальные шлейфы и субаэральный лёссово-почвенный комплекс. Пески, перекрывающие уровни I–IV нпт, имеют эоловый генезис. Собственно, речная аккумуляция в долине Оби не превышала уровень II террасы.

Следы гляциальных мегапаводков были обнаружены и в пределах долины Бии (Барышников, 1976, 1992), а возможный возраст гигантского селевого потока оценен в 37.5 тыс. л. н. (Baryshnikov et al., 2016). Присутствие отложений гигантского гляциального паводка в основании разреза V (бийской) террасы было показано Г.Г. Русановым (2007).



Рис. 1. Обзорная карта района исследований. В качестве подложки использована карта из <https://yandex.ru/maps>.

Fig. 1. Overview map of the study area based on <https://yandex.ru/maps>.

Таким образом, до сих пор остаются нерешенными вопросы возраста генезиса отложений, слагающих террасы в зоне сочленения Горного Алтая и Предалтайской равнины. В этой работе мы попытались решить эти вопросы на примере отложений бийской террасы.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассматриваемый район находится на стыке Предалтайской равнины, Горного Алтая, южных отрогов Салаира и расположенного восточней хребта Бийская гряда (рис. 1). Согласно данным геологической съемки (Бабин и др., 2007; Государственная... 2007; Федак и др., 2018; Русанов,

Карабицина, 2018; Русанов, Колпакова, 2021) в восточной части рассматриваемой территории под покровом лёссоидов еловской свиты (четвертая ступень верхнего звена неоплейстоцена – первая половина голоцена) мощностью до 20 м широко развиты верхненеопротерозойско-палеозойские осадочные, вулканогенно-осадочные магматические и метаморфические комплексы (рис. 2). На них наложена Неня-Чумышская впадина, выполненная нижнеюрскими терригенными угленосными и меловыми терригенными породами мощностью до 1500 м. Во впадине и в зоне ее сочленения с долиной р. Бии также присутствуют отдельные поля развития нижненеогеновых терри-

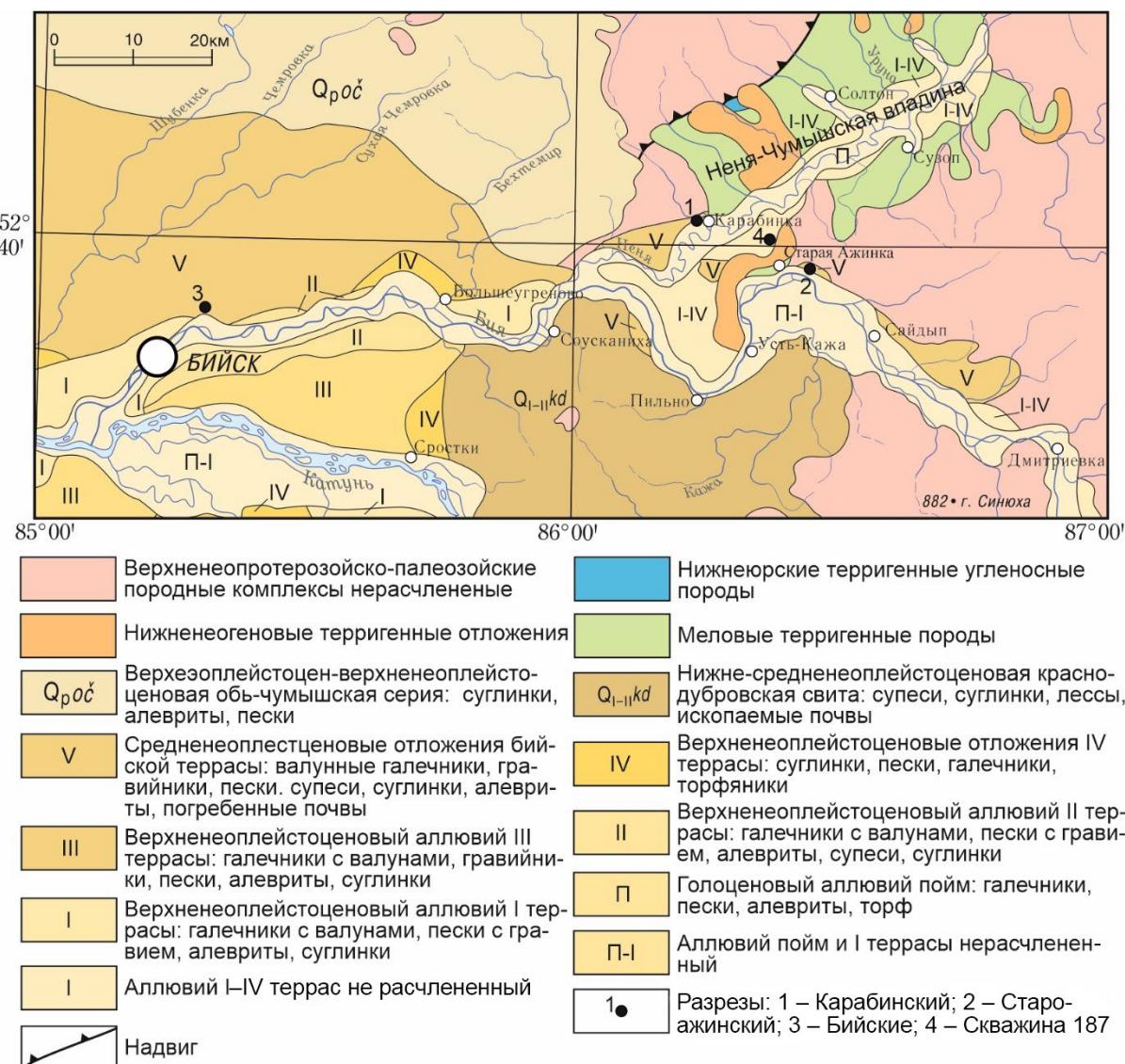


Рис. 2. Геологическое строение района исследований со снятыми четвертичными отложениями в пределах Салаира, Байской гряды и Неня-Чумышской впадины; выполнена на основе (Государственная... 2007), с учетом (Русанов, Карабицина, 2018; Русанов, Колпакова, 2021) и авторскими изменениями.

Fig. 2. Geology of the study area in Salair, the Biya Range and the Nenya-Chumysh Depression without Quaternary deposits modified after (Babin, 2007; Ruslanov, Karabitsina, 2018; Ruslanov, Kolpakova, 2021).

генных отложений. В составе комплекса четвертичных отложений обособляются: верхнеэоплейстоцен-верхненеоплейстоценовая обь-чумышская серия – толща нерасчлененных аллювиальных, озерно-аллювиальных, озерных, озерно-болотных, лёссовых, эоловых, делювиально-пролювиальных отложений мощностью 100–200 м, нижне-средненеоплейстоценовая краснодубровская свита, состоящая из переслаивания лёссов, лёссовидных суглинков и супесей и пролювиальных глин мощностью до первых десятков метров, а также средненеоплейстоцен-голоценовые отложения пойм рек Бии, Катуни и Оби и их пяти надпойменных террас мощностью до 120 м. Отложения интересующей нас V (бийской террасы) высотой около 60–80 м датированы второй частью среднего звена – первой ступенью верхнего звена неоплейстоцена.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Оплившая стенка строительного карьера у с. Карабинка изучена в зачистках. В стенках зачисток обособлены слои с учетом цвета, гранулометрии, слоистости, специфики минерального состава, отдельности отложений. Для обломков псефитовой размерности определялись степень окатанности и петрографический состав. Изменены мощности слоев, выявлены постседиментационные деформации. Минералогический анализ шлихов песков выполнен в Центральной аналитической лаборатории ФГБУ “Институт Карпинского” (Санкт-Петербург).

Определения остатков млекопитающих выполнены А.В. Шпанским. Радиоуглеродное датирование двух костных фрагментов выполнено методом ускорительной масс-спектрометрии в ЦКП Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН (Москва) и в AMS лаборатории Аризонского университета (США).



Рис. 3. Фрагмент стенки заброшенного карьера, вскрывшего бийскую террасу около с. Карабинка.

Fig. 3. Wall fragment of an abandoned quarry that exposed the Biya terrace near Karabinka village.

Калибровка возрастов проведена с использованием программы OxCal 4.4 (<https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>) и калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020).

OSL-датирование трех образцов песков выполнено в лаборатории оптически стимулированной люминесценции ФГБУ “Институт Карпинского”. Трубы с образцами песков диаметром 5 см и длиной 30 см вскрывались в помещении с красным светодиодным освещением. После мокрого просеивания образцы были выдержаны в 10% HCl в течение 20 мин, 10% H₂O₂ – 120 мин и в 10% HF – 15 мин. После чего зерна кварца были выделены с помощью сепарирования в тяжелой жидкости, плотностью 2.58 г/см³ и выдержаны в 38% HF 70 минут и еще 40 минут в 10% HCl. Для определения палеодозы высушенные образцы были измерены на автоматизированной системе ТЛ/OSL-датирования Risø TL/OSL Reader DA-20 C/D с источником Sr90/Y90 (мощность дозы 0.0908 Гр/с) с использованием стандартного SAR-протокола (Murray, Wintle, 2003). Измерения современной активности радионуклидов рядов ²³⁸U, ²²⁶Ra, ²³²Th и ⁴⁰K были выполнены на сверхнизкофоновом спектрометре гамма-излучения на основе кристалла из чистого германия CANBERRA BE3825. Перед измерением образцы были загерметизированы воском и выдержаны в течение как минимум 23 дней для установления радиоактивного равновесия ²²⁶Ra с продуктами его распада. Мощности дозы были рассчитаны стандартным способом (Durcan et al., 2015).

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Карабинский разрез. На выходе из Неня-Чумышской впадины в долину р. Бии (рис. 2), в правом борту долины реки Неня, у с. Карабинка, в расчистках изучена стенка карьера (рис. 3) высотой 17 м (52.692543° с.ш.; 86.230650° в.д.). Сверху вниз исследованный разрез вскрытой мощностью 16.7 м представлен следующим набором слоев (рис. 4).

Слой 1. Алевриты глинистые (суглинки пылеватые) белесого цвета неслоистые карбонатизированные плотные пористые лёссовидные со столбчатой отдельностью. В нижней части на глубине 1 м обнаружены плечевая и большая берцовая кости суслика *Spermophilus* sp. Их сохранность предполагает поздненеоплейстоцен-голоценовый возраст. Мощность 1.5 м.

Слой 2. Глины алевритистые (суглинки пылеватые) светло-серые с желтым оттенком, неслоистые плотные карбонатизированные пористые лёссовидные со столбчатой отдельностью. В нижней части присутствуют крепкие карбонатные кон-

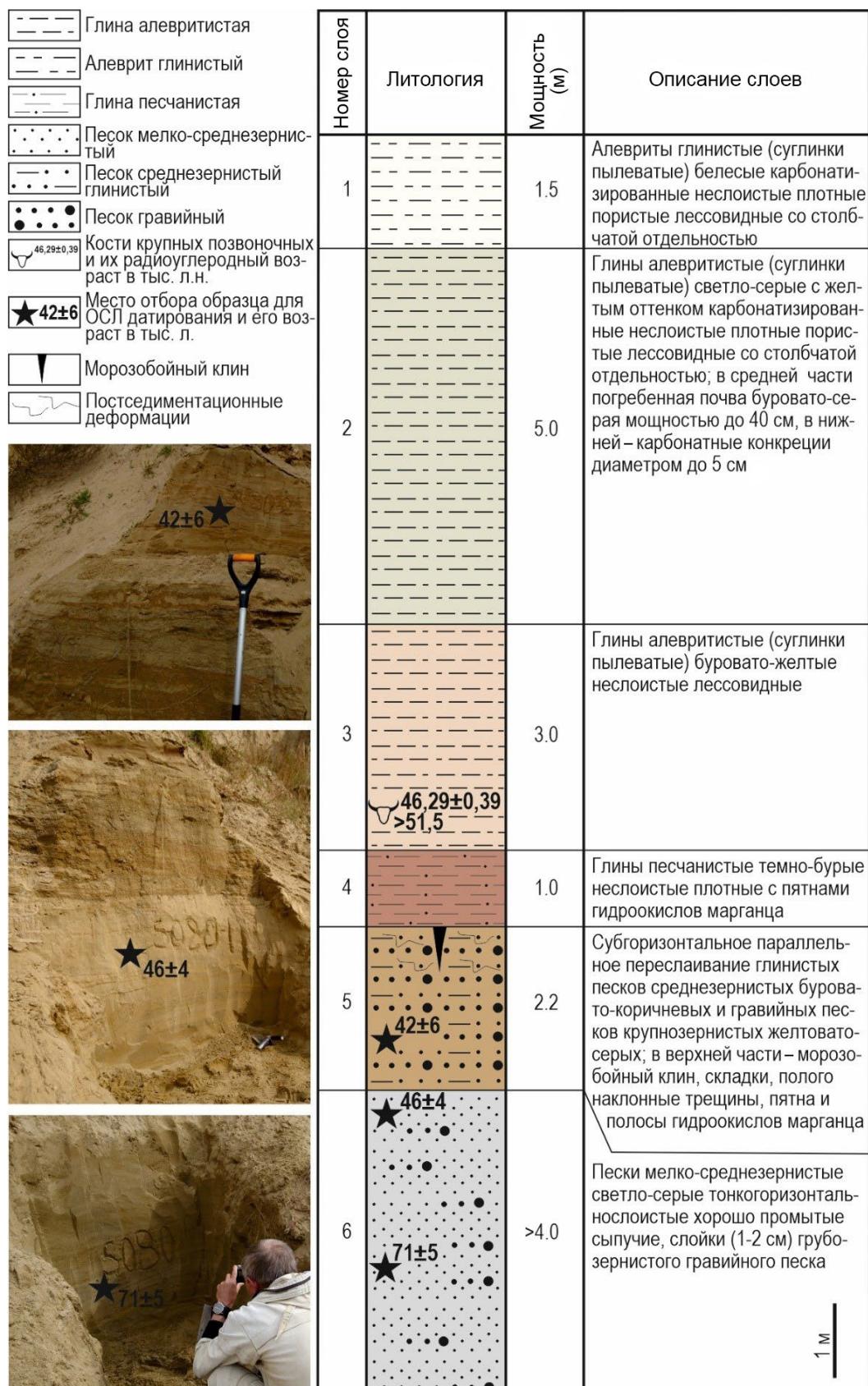


Рис. 4. Литологическая колонка Карабинского разреза. На врезках показаны места отбора проб на ОСЛ-датирование.

Fig. 4. Lithological chart of the Karabinka section. Insets show sampling locations for OSL dating.

кремии различной формы размером от 1 до 5 см. В средней части слоя выделяется слабовыраженный прослой погребенной почвы буровато-серого цвета мощностью до 40 см. Мощность 5.0 м.

Слой 3. Глины алевритистые (суглинки пылеватые) буровато-желтые неслоистые лёссовидные. В слое обнаружены левая большая берцовая кость суслика *Spermophilus* sp., фрагмент ребра мамонта *Mammuthus* sp. и фрагмент большой берцовой кости бизона *Bison* sp. Сохранность остатков позволяет соотнести их со средним – поздним неоплейстоценом. Мощность 3.0 м.

Слой 4. Глины песчанистые темно-бурые неслоистые очень плотные с многочисленными черными пятнами гидроокислов марганца. Мощность 1.0 м.

Слой 5. Субгоризонтальное переслаивание глинистых песков буровато-коричневых среднезернистых и гравийных песков желтовато-серых крупнозернистых. Гравий диаметром до 3 мм хорошо окатан, представлен кварцем. Толщина прослоев от 1 до 10 см. Внутри этих прослоев видна тонкая (первые мм) горизонтальная параллельная слойчатость. Верхнюю часть слоя разбивает морозобойный (?) субвертикальный клин длиной 70 см и шириной в верхней части 15 см, заполненный темно-бурым песчанистой глиной слоя 4. В верхней части слоя, до глубины 1,2 м, наблюдаются многочисленные черные пятна гидроокислов марганца. Иногда кровля прослоев пропитана черными окислами марганца, образуя протяженные полосы толщиной до 1.5 см. В интервале 1–2 м от кровли наблюдаются многочисленные деформации отложений в виде складок и полого наклонных трещин толщиной 1–2 см, заполненных буровато-коричневыми глинистыми песками. Мощность слоя 2.2 м.

Слой 6. Пески мелко-среднезернистые светло-серые тонкогоризонтальнослоистые, хорошо промытые рыхлые и сыпучие. Встречаются тонкие (1–2 см) слойки гравийного грубозернистого песка. Гравий диаметром до 3 мм хорошо окатан, представлен кварцем и зелеными терригенными породами. Видимая мощность 4.0 м.

Таким образом, в разрезе выделяются две толщи: флювиальная (слои 5 и 6) и субаэральная (слои 1–4).

По результатам минералогического анализа шлихов, отобранных из песков слоя 6, доминируют минералы высокоустойчивые и промежуточные к длительной транспортировке: магнетит (51.4%), ильменит (22.7%), эпидот (11.2%), мартит (9.4%), альмандин, (2.3%), амфибол (1.7%). В долях процента присутствуют циркон (0.7%), апатит (0.3%), лейкоксен (0.3%), встречаются единичные знаки

золота. Кроме того, в единичных знаках содержатся киноварь, пирит, муассанит, рутил, анатаз, ставролит, ромбические пироксены, гроссуляр, турмалин и сфен – минералы не характерные для бассейна р. Нени. В легкой фракции доминирует высокоустойчивый кварц (79.0%); в резко подчиненном количестве содержатся плагиоклаз (16.0%) и полевые шпаты (4.0%), а также кальцит (1.0%), являющийся аутигенным.

Из слоя 6 отобрано два образца песков, для которых получены следующие OSL-возрасты (рис. 4, табл. 1): в нижней части на глубине 15 м – 71 ± 5 тыс. л. (RGI-0655), на глубине 13 м – 46 ± 4 тыс. л. (RGI-0656). Образец песка из слоя 5, отобранный на глубине 12 м от поверхности, имеет OSL-возраст 42 ± 6 тыс. л. (RGI-0651). Как видно, две из трех датировок 46 ± 4 и 42 ± 6 тыс. л. хорошо согласуются между собой. Существенно более древняя дата в 71 ± 5 тыс. л. может быть связана с неполнотой засветки зерен кварца во время последней транспортировки и должна рассматриваться как максимально возможный нижний возрастной предел отложений слоя 6.

Для костных фрагментов, обнаруженных в слое 3, получены две радиоуглеродные даты (рис. 4, табл. 2). Фрагмент ребра мамонта имеет возраст более 51500 лет (IGANAMS-10045), а фрагмент кости бизона – 43930 ± 310 л. н. (IGANAMS-10046), или 46290 ± 390 кал. л. н. Остатки млекопитающих в субаэральных отложениях слоев 1 и 3 указывают на существование открытых сухих пространств во время их накопления.

Результаты радиоуглеродного и OSL-датирования демонстрируют хорошую сходимость. Они показывают, что накопление отложений слоев 5–3 проходило на протяжении временного интервала, соответствующего стадии МИС 3. Присутствие деформаций в кровле слоя 5 может указывать на локальный перерыв в осадконакоплении. Деформации, вероятно, связаны с мерзлотными и солифлюкционными процессами в начале стадии МИС 3 или в холодную подстадию МИС 3б. Слой 2 может соответствовать времени последнего поздненеоплейстоценового оледенения, а слой 1 – первой половине или оптимуму голоценена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Строение бийской террасы в Карабинском разрезе хорошо коррелируется с ранее изученными разрезами террасы как вверх, так и вниз по течению р. Бии. Выше по долине бийская терраса наиболее полно вскрыта боковой эрозией у правого борта долины Бии (Староажинский разрез, рис. 2), в 3 км выше с. Старая Ажинка (Русанов, 2007). Отсюда и вверх по течению до скалы Боль-

Таблица 1. Результаты OSL-датирования
Table 1. Optically stimulated luminescence (OSL) data

№	№ лаб.	№ полевой	Минерал	Влажность, %	Фракция, мкм	Кол-во навесок	Активность радионуклидов, Бк/кг			Мощность дозы, гр/тыс. л.	Палеодоза, гр	Возраст, тыс. л.	
							^{238}U	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K			
1	RGI-0655	5080	Q	12	90-250	8	12±2	12.1±0.3	13.4±0.3	413±19	1.69±0.8	119±7	71±5
2	RGI-0656	5080-1	Q	11	90-250	9	11±2	12.2±0.3	13.5±0.3	415±19	1.63±0.08	75±6	46±4
3	RGI-0651	5080-2	Q	11	90-250	8	14±2	14.4±0.3	16.2±0.3	422±20	1.74±0.09	78±16	42±6

Примечания. Q – кварц; значение влажности принималось за 75% от величины водонасыщения образца.

шой Камень она прослеживается в виде узкого, плохо выраженного фрагмента. Эрозионный уступ крутой, в верхней и нижней частях субвертикальный. Внизу, подмываемый во время паводков, уступ осыпается и обваливается крупными блоками. Отложения бийской террасы залегают на эродированном палеозойском цоколе высотой до 4 м над урезом реки. Общая высота террасы, как формы рельефа, с учетом цоколя – 64 м. В ее строении выделяются три толщи, отличающиеся по литологии, генезису и возрасту (рис. 5, (а)).

Верхняя толща (рис. 5, (а)). Староажинского разреза мощностью до 10 м – эоловые желтовато-серые пористые карбонатные лёссовидные супеси и суглинки со столбчатой отдельностью еловской свиты. Они сплошным чехлом различной мощности покрывают не только все террасы, кроме первой, в долине нижнего течения Бии, но и склоны долин, водоразделы в низкогорно-предгорной части Алтая и в настоящее время датируются четвертой ступенью верхнего звена неоплейстоцена – первой половиной голоценена (Русанов, Колпакова, 2021). В верхней части толщи, на рассматриваемом участке бийской террасы, до глубины 1.2 м собрано большое количество костей млекопитающих, принадлежащих *Citellus citellus* L., *Martes* sp., *Gulo* sp., *Equus caballus* L., *Bos taurus*, *Alces alces* L. Видовой состав и сохранность остатков предполагает позднеголоценовый возраст. Верхнюю толщу Староажинского разреза мы коррелируем со слоями 1 и 2 Карабинского разреза.

Средняя толща Староажинского разреза мощностью 20 м (рис. 5, (а)) состоит из переслаивания буровато-серых алевритов и супесей с прослойками и линзами (0.05–1 м) песков, гравия и гальки. Гравий и галька однообразного состава – кремнистые породы и кварц средне- и плохоокатанные. Слоистость толщи линзовидная, волнистая, в отдельных пачках мелкая косая односторонняя. В низах толщи обнаружены два неопределенных обломка крупных костей (рис. 5, (б)), по которым Л.А. Орлова определила их радиоуглеродный возраст, составляющий более 45 000 лет (СОАН-4003) (Русанов, 2007).

Строение средней толщи и однообразный состав обломков свидетельствуют, что р. Бия не принимала участия в ее формировании. Это аллювиальные и пролювиальные отложения речек и ручьев, стекавших с севера, с отрогов хребта Бийская Грива (рис. 1), и разгружавшихся в долине Бии. Вероятно, в это время сток Бии был гораздо ниже современного, русло проходило у противоположного (левого) борта долины, ширина которой на данном участке 8 км. Поэтому

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного датирования

Table 2. Radiocarbon dating results

Лабораторный номер	Место отбора	Образец / материал	Возраст, л. н.	Калиброванный возраст ($\mu \pm \sigma$), л. н.
IGAN _{AMS} -10045	Слой 3	Фрагмент ребра мамонта / коллаген	>51 500	
IGAN _{AMS} -10046	Слой 3	Фрагмент кости бизона / коллаген	43 930±310	46 290±390

река не успевала перерабатывать поступающий материал. Резкий неровный эрозионный контакт с подстилающей толщей указывает на перерыв в осадконакоплении и резкую смену условий седиментации.

Несмотря на фациальные различия, среднюю толщу Староажинского разреза мы коррелируем со слоями 3 и 4 Карабинского разреза. В пользу этого говорят: 1) наличие несогласия в основании слоя 4 Карабинского разреза и средней толщи Староажинского разреза; 2) близкие радиоуглеродные возрасты из основания коррелируемых толщ, характеризующие первую половину последнего межледникового (МИС 3).

Нижняя толща Староажинского разреза (рис. 5) мощностью 30 м состоит из трех пачек, образующих единое по возрасту и генезису, но фациально разнородное тело (Русанов, 2007). Верхняя пачка имеет мощность 14 м. Ее кровля слабо размыта. Пачка представлена ритмичным субгоризонтальным переслаиванием крупно-, средне- и мелкозернистых полимиктовых песков, алевритов сего цвета и буровато-серых песчанистых глин. В последних четко выражена горизонтальная тонкослоистая текстура. Мощность ритмов от первых сантиметров в верхах пачки возрастает до 1–1.5 м в ее основании. Каждый ритм начинается с прослоя песка, чем больше мощность ритма, тем крупнее песок. Пески сменяются прослоями алевритов. Местами в песках и алевритах наблюдается мелкая косая слоистость. Завершается ритм песчанистой глиной. Мощность глинистых прослоев с 2–3 см в низах горизонта уменьшается вверх по разрезу до первых миллиметров. В песчаных прослоях встречаются шарообразные карбонатные конкреции диаметром до 0.5 см или в виде округлых лепешек толщиной в первые миллиметры и диаметром до 10 см.

Средняя пачка нижней толщи (см. рис. 5) мощностью 8 м состоит из серых грубо-крупнозернистых и гравийных полимиктовых песков с редкими гальками размером до 6 см. Галька и гравий пестрого петрографического состава и различной окатанности. Полностью отсутствует материал алевропелитовой фракции.

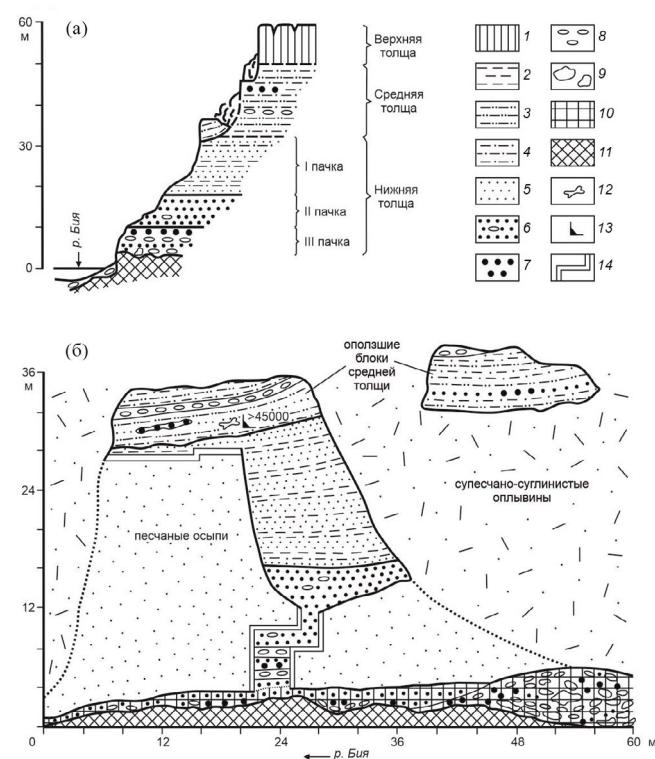


Рис. 5. Разрезы бийской террасы выше с. Старая Ажинка, по (Русанов, 2007) с изменениями.

(а) – разрез бийской террасы выше с. Старая Ажинка; (б) – фрагмент обнажения нижней части разреза бийской террасы в 3 км выше с. Старая Ажинка. 1 – покровные суглинки и супеси; 2 – глины; 3 – супеси; 4 – алевриты; 5 – разнозернистые пески; 6 – грубо- и крупнозернистые пески с галькой; 7 – гравийники; 8 – галечники; 9 – валуны и глыбы; 10 – участок развития травертинов; 11 – коренные породы; 12 – ископаемые кости; 13 – места отбора проб на радиоуглеродное определение возраста; 14 – участки зачисток.

Fig. 5. Biya terrace sections upstream of Staraya Azhinka village modified from (Rusanov, 2007).

(а) – the main section; (б) – outcrop fragment in the lower part of the section of the Biya terrace 3 km upstream of Staraya Azhinka village. 1 – aeolian clayey and silty sand; 2 – clay; 3 – silty sand; 4 – silt; 5 – fine to coarse sand; 6 – coarse sand with pebbles; 7 – fine pebble; 8 – pebble; 9 – cobble and boulders; 10 – travertine; 11 – bedrock; 12 – fossil bone; 13 – sampling locations for radiocarbon dating; 14 – stripping area.

Нижняя пачка (см. рис. 5) мощностью 5–8 м, залегающая на палеозойском цоколе, представлена грубо-крупнозернистыми, реже мелко-среднезернистыми серыми и желтовато-серыми полимиктовыми песками с рассеянной в них галькой и мелкими валунами, с частыми линзами и линзовидными прослоями гравия, галечника и валунника с глыбами до 1 м. Мощность линз и прослоев от первых десятков сантиметров до 2–3 м, а в эрозионных «карманах» цоколя до 6 м. Текстура крупнослойистая с чередующимися косыми и горизонтальными пачками. Косые пачки имеют наклон как вниз, так и вверх по долине. Дальнеприносной материал представлен хорошо и идеально окатанными гравием, галькой и мелкими валунами разнообразных пород, среди которых часто встречаются гнейсовидные граниты, гнейсы, плагиогнейсы, развитые в верхнем и среднем течении Бии. Местные обломки от дресвяной до глыбовой размерности плохо, либо совсем не окатаны и представлены породами, слагающими цоколь.

Отложения низов пачки крепко сцементированы желтовато-серым кальцитовым травертиновым цементом, образуя тела песчаников (рис. 6), гравелитов и конгломератов (рис. 6, (в)) мощностью 0.5–6.0 м и протяженностью от первых метров до 100 м (см. рис. 5, (б); 6). Местами в них наблюдаются пустоты, в которых поверхности галек и валунов покрыты кристаллическими щетками и дружами (рис. 6, (г)) белого кальцита (Русанов, 2007; Русанов и др., 2013). Травертиновый цемент придает отложениям древний облик, что часто вводило исследователей в заблуждение относительно их возраста. Так их рассматривали как морену ранненеоплейстоценового оледенения (Кузьмин, 1929), как юрские конгломераты (Нешумеева, Бессоненко, 1955; Парвицкая, 1948).

Фациальная архитектура и структурно-текстурные признаки отложений нижней толщи позволили соотнести ее формирование с гигантским гляциальным паводком, прокатившимся по долине р. Бии (Русанов, 2007). В свою очередь, мы сопоставляем отложения верхней и средней пачек нижней толщи Староажинского разреза со слоями 5 и 6 Карабинского разреза.

Явное двучленное строение имеют разрезы бийской террасы в районе г. Бийска (рис. 2). В верхней половине 60-метровой террасы залегает субаэральная толща преимущественно навеянного генезиса общей мощностью 26 м, представленная палевыми и светло-коричневыми алевритами, основная часть которых неслоистая. Среди алевритов находятся пять погребенных палеопочв (Зольников и др., 2021). Эта толща хорошо коррелируется со слоями 1–4 Карабинского разреза и верхней и

средней толщами Староажинского разреза. В бийских разрезах она датируется по палинологическим данным, фауне млекопитающих, моллюсков и остракод поздним неоплейстоценом (Адаменко и др., 1962; Адаменко, 1974). Палеонтологические остатки отражают открытые лугово-степные ландшафты, существовавшие в условиях довольно сухого климата (Свиточ и др., 1978; Шпанский, 2018). Полученные нами новые радиоуглеродные возрасты в Карабинском разрезе, а также возраст костных остатков из Староажинского разреза, относящиеся к низам этой субаэральной толщи свидетельствует, что ее накопление началось в эпоху межледниковых, соответствующего МИС 3.

Нижняя часть разреза бийской террасы в районе г. Бийска, согласно (Зольников и др., 2021), представлена «флювиальной» толщей видимой мощностью 22 м. В ее состав входят (сверху вниз): светло-серый с желтым оттенком неслоистый алевритовый песок (мощностью 1.5 м), светло-серые с рыжеватым оттенком субгоризонтально параллельно-слоистые крупно-среднезернистые хорошо промытые пески (2.8 м), светло-серые средне-крупнозернистые пески (7.3 м), серые крупнозернистые пески в нижней части – с гравием и галькой (видимая мощность более 10.4 м), сверху вниз параллельная горизонтальная слоистость песков переходит в косую. По данным (Свиточ и др., 1978; Панычев, 1979) ниже в разрезе «флювиальной» толщи могут присутствовать косослоистые гравийные пески с галькой и валунами, слой хорошо окатанных валунников и глыб размерами до 1.5 м в поперечнике. Согласно (Зольников, 2009; Зольников и др., 2021), «флювиальная» толща может представлять собой фациальный набор, характерный для отложений гигантских гляциальных паводков, которые сходили с гор Алтая, через долину Катуни, на Превалтайскую равнину.

Следовательно, нижние части Староажинского (нижняя толща), Карабинского (слои 5 и 6), а также бийских (флювиальная толща) разрезов могут представлять собой единое осадочное тело, сформированное гигантским гляциальным паводком. Этот паводок, судя по результатам OSL-датирования песков из слоев 5 и 6 Карабинского разреза, мог пройти по долине р. Бии 40–50 тыс. л. н. С учетом имеющихся радиоуглеродных возрастов из основания перекрывающих паводковые отложения проловиальных и эловых образований следует рассматривать интервал 45–0 тыс. л. н.

Изученные разрезы суперпаводковых отложений расположены в местах резкого расширения долины Бии (рис. 2). Так, ширина долины Бии в районе с. Старая Ажинка достигает 8 км,

в районе с. Карабинка в нее открывается широкая Неня-Чумышская впадина, бийские разрезы расположены после выхода Бии из гор на Предалтайскую равнину. В таких местах резко падают скорость суперпаводкового потока и его несущая способность, что приводит к быстрому накоплению отложений существенной мощности. Отметим, что преимущественно песчаный состав отложений гигантских гляциальных паводков характерен и для расширений долины р. Катуни в ее средней и нижней части (Зольников, Мистрюков, 2008; Дев и др., 2012).

Ранее на присутствие следов гигантского селевого потока с возрастом около 37.5 тыс. л. н. указывалось в (Baryshnikov et al., 2016). Скорости такого потока были оценены в 7–7.5 м/с. Предполагалось, что он возник при разрушении моренной дамбы Телецкого озера и сформировал в верховьях Бии паводковую террасу (бар) высотой

до 90–120 м. В результате прохождения потока по верхней части долины Бии отложениями паводка были заблокированы долины ряда притоков, где установилась озерная седиментация. Из отложений таких озер получена серия радиоуглеродных возрастов (Барышников, 2012; Русанов, Орлова, 2013): долина р. Учурги (рис. 1) – $16\,190 \pm 90$ л. н. (СОАН-3851), или $19\,550 \pm 140$ кал. л. н.; долина р. Лебедь – $13\,750 \pm 70$ л. н. (СОАН-576), или $16\,670 \pm 140$ кал. л. н.; долина р. Тулой – $13\,220 \pm 100$ л. н. (СОАН-3368), или $15\,880 \pm 150$ кал. л. н., и $12\,465 \pm 75$ л. н. (СОАН-3369), или $14\,640 \pm 210$ кал. л. н.; руч. Турачак – $14\,980 \pm 70$ л. н. (СОАН-1863), или $18\,350 \pm 150$ кал. л. н.; р. Пыжа – $16\,120 \pm 80$ л. н. (СОАН-1864), или $19\,440 \pm 110$ кал. л. н., и $15\,270 \pm 60$ л. н. (СОАН-2017), или $18\,500 \pm 140$ кал. л. н.

Перспективной для поиска подобных озерных отложений является долина нижнего и среднего течения р. Нени, представляющая собой расши-

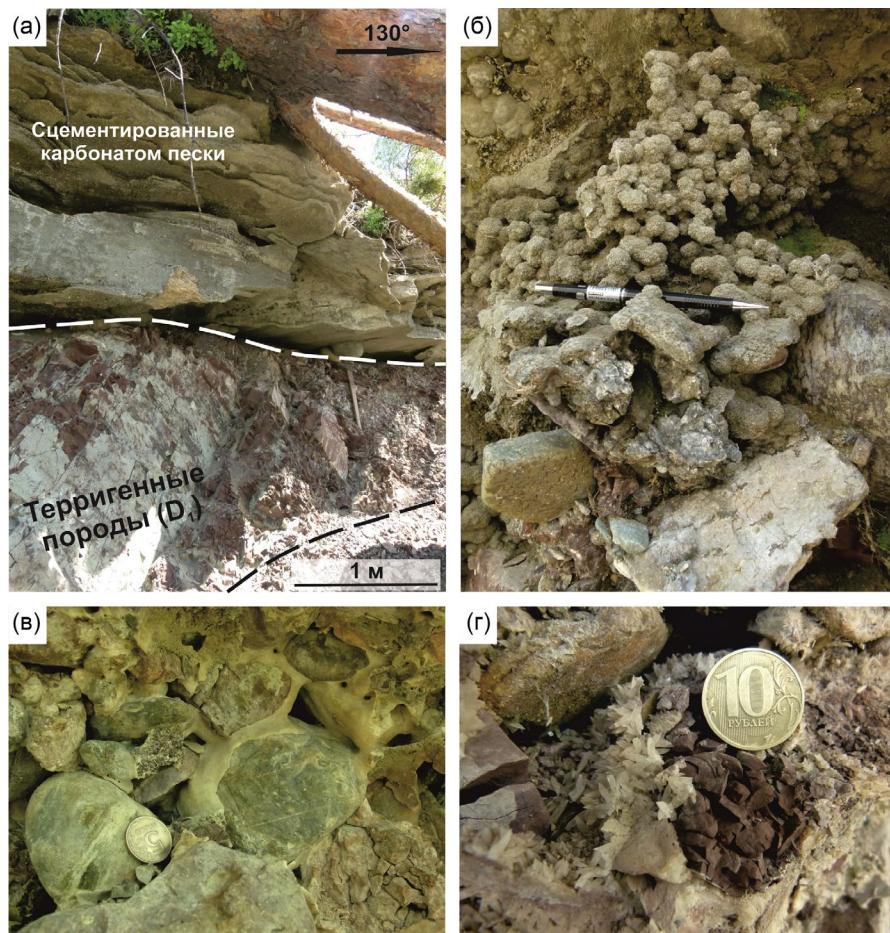


Рис. 6. Травертины Староажинского разреза.

(а) – сцементированные карбонатом пески, залегающие на коренных породах палеозоя; (б) – гроздевидные песчано-карбонатные агрегаты; (в) – травертиновые корки, покрывающие поверхности аллювиальных валунов и галек; (г) – друзовые агрегаты кальцита в свободном пространстве между гальками.

Fig. 6. Travertines of the Staraya Azhinka section.

(a) – sand with travertine cement covering Paleozoic bedrock; (b) – grape-like sand-carbonate aggregates; (c) – travertine crusts covering the surfaces of alluvial cobbles and pebbles; (d) – druse aggregates of calcite in free space between pebbles.

рение шириной от 4 до 7–8 км и протяженностью более 40 км (рис. 2). По мнению А.М. Малолетко (1963), в образовании этого расширения решающую роль сыграло подпруживающее влияние некоего четвертичного поднятия палеозойского фундамента в приусьевой части р. Нени. Отметим, что гидрогеологическими и поисковыми скважинами, пробуренными здесь в последние годы, в том числе и Горно-Алтайской экспедицией (Мусаев и др., 2010), такое поднятие не установлено. Напротив, коренное днище впадины имеет вогнутый поперечный профиль. Однако еще в 1945 г. А.С. Кириллов и В.Ф. Сенцова (1945) образование неестественно широкой современной долины р. Нени объясняли подпруживающим влиянием Бии. Нам представляется, что Неня-Чумышская впадина на выходе в долину Бии на длительное время была блокирована мощной толщей паводковых отложений, аналогичных тем, что описаны в Карабинском и Староажинском разрезах. Это подпруживание должно было привести к образованию крупного озера, в котором могла сформироваться мощная озерная толща.

В 12 км к восток-юго-востоку от Карабинского разреза, в верхней части длинного пологого склона Неня-Чумышской впадины, на высоте 42 м над ее днищем, в мае 2009 г. Горно-Алтайской экспедицией была пробурена скважина № 157 (52.665556° с.ш., 86.404444° в.д.). Скважиной под толщиной мощностью 6 м покровных лессовидных суглинков с карбонатными конкрециями в средней части вскрыт разрез озерных отложений мощностью 32 м (Мусаев и др., 2010). В их составе чередуются слои глин, алевритов и песков, мощности которых варьируют от 0.9 до 4.3 м. В свою очередь, под озерными отложениями с резким эрозионным контактом вскрыты предположительно верхнемиоценовые красно-бурые глины павлодарской свиты мощностью 10 м, залегающие с перерывом и несогласием на нижнемеловых отложениях илекской свиты. В 9.8 м выше подошвы озерных отложений, по растительному детриту, отобранному из алевритов получена радиоуглеродная датировка 15185 ± 200 лет (СОАН-7908) (Русанов, Орлова 2013). Ее калиброванный возраст составляет 18500 ± 190 л. н. Полученный возраст хорошо коррелируется с этапом озерной седиментации в долинах боковых притоков верхнего течения Бии в интервале 19.5–14.5 тыс. л. н.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования высокой (бийской) террасы р. Бии в Карабинском разрезе, вместе с вновь полученными OSL- и ^{14}C -возрастами, с привлечением ранее опубликованных данных,

в том числе авторских, приводят нас к следующим выводам.

1. В Карабинском разрезе в явном виде выделяются две толщи отложений – флювиальная (нижняя) и субаэральная (верхняя). Они хорошо коррелируются с известными разрезами бийской террасы в районах г. Бийска и пос. Старая Ажинка.

2. Флювиальная толща бийской террасы сформирована гигантским гляциальным паводком, который прошел по долине Бии около 50–45 тыс. л. н., т.е. в первой половине межледниковой стадии МИС 3. После чего начал формировать субаэральный покров верхней части террасы.

3. В боковых притоках р. Бии, блокированных крупными паводковыми прирусловыми валами, долгое время вплоть до 19.5–14.5 тыс. л. н., находились подпрудные озера.

4. Хорошая сходимость данных радиоуглеродного и OSL-определения возрастов говорит о том, что при соответствующем контроле полноты за светки зерен кварца, суперпаводковые пески являются пригодными для определения возрастов крупных гидрологических событий.

5. Определения возраста флювиальной толщи бийской террасы имеют важнейшее стратиграфическое значение, так как суперпаводковые отложения, накопившиеся практически мгновенно, представляют собой важнейший региональный маркер, позволяющий коррелировать верхненеоплейстоценовые отложения Горного Алтая и Предалтайской равнины.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования травертинов и радиоуглеродное датирование выполнены в рамках государственного задания ИНГГ СО РАН (проект FWZZ-2022-0001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко О.М. (1967). Основные закономерности геологического развития Кулундинской впадины. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т. 39 с.
- Адаменко О.М. (1974). Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 168 с.
- Адаменко О.М., Казаков П.Е., Канопа В.В. (1962). О возрасте бийской террасы. *Вестник Зап.-Сибирского и Новосибирского геологического управления*. № 3. С. 32–38.
- Архипов С.А. (1971). Четвертичный период в Западной Сибири. М.: Наука. 331 с.
- Архипов С.А. (1973). Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби. В сб.: *Плейстоцен Сибири и смежных областей*. М.: Наука. С. 7–21.

- Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А. и др. (2007). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45 – Новокузнецк. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 665 с.
- Барышников Г.Я. (1976). Морфология и рыхлые отложения долины реки Бия. В сб.: *Вопросы геоморфологии Алтайского края*. Л.: ГО СССР. С. 14–17.
- Барышников Г.Я. (1992). Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск: ТГУ. 182 с.
- Барышников Г.Я. (2012). Рельеф переходных зон горных стран. Барнаул: Изд-во Алтайск. госуниверситета. 499 с.
- Бутвиловский В.В. (1985). Катастрофические сбросы вод ледниково-подпрудных озер Юго-Восточного Алтая и их следы в рельефе. *Геоморфология*. № 1. С. 65–74.
- Бутвиловский В.В. (1993). Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: ТГУ. 253 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2007). Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45 – Новокузнецк. Под. ред. Г.А. Бабина. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 3 л.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П. и др. (2012). Неотектоника и палеосейсмичность долины нижней Катуны (Горный Алтай). *Геология и геофизика*. Т. 53. № 9. С. 1154–1168.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Лобова Е.Ю. (2015). Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай). *Геология и геофизика*. Т. 56. № 9. С. 1601–1620. <https://doi.org/10.15372/GiG20150903>
- Живаго А.В. (1949). Опыт применения шлихового метода при морфологическом анализе долины р. Бии (Алтай). *Труды Института географии АН СССР*. Вып. 39. С. 115–122.
- Зольников И.Д. (2008). Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая. *Геология и геофизика*. Т. 49. № 9. С. 906–918.
- Зольников И.Д. (2009). Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины. *Бюлл. комиссии по изуч. четвертич. периода*. № 69. С. 59–70.
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В. и др. (2015). Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь (Горный Алтай). *Геология и геофизика*. Т. 56. № 8. С. 1483–1495. <https://doi.org/10.15372/GiG20150807>
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А. и др. (2016). Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины Верхней Катуны (Горный Алтай) и прилегающей территории. *Геология и геофизика*. Т. 57. № 6. С. 1194–1197. <https://doi.org/10.15372/GiG20160606>
- Зольников И.Д., Курбанов Р.Н., Деев Е.В. и др. (2021). Бийская терраса – аналог суперпаводковой сальджарской толщи Горного Алтая на Предалтайской равнине. В сб.: *Пути эволюционной географии: Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (г. Москва, 22–25 ноября 2021 г.)*. М.: Институт географии РАН. С. 789–791.
- Зольников И.Д., Мицрюков А.А. (2008). Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуны. Новосибирск: Параллель. 184 с.
- Кириллов А.С., Сенцова В.Ф. (1945). Геология области сопряжения Салаира, центральной части Ненинско-Чумышской впадины и западной окраины Горной Шории. В сб.: *Отчет о работах Солтонской геолого-съемочной партии в южной части листа N-45-XXVII в 1944 г.* Новосибирск. 131 с.
- Кузьмин А.М. (1929). Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. *Известия Западно-Сибирского отдела Геологического комитета*. Т. 8. Вып. 2. 62 с.
- Малолетко А.М. (1963). Неотектоника предалтайской части Западной Сибири. В сб.: *Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края*. Новосибирск. С. 19–22.
- Малолетко А.М. (1972). Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Изд-во Томск. ун-та. 227 с.
- Москвитин А.И. (1960). Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири. *Труды ГИН АН СССР*. Вып. 2. С. 11–36.
- Мусаев А.М., Первухин О.В., Божуха А.П. и др. (2010). Поисковые работы на бурый уголь в пределах Шабуровской площади (Алтайский край). В сб.: *Отчет по работам за 2007–2010 гг. Малоенисейское*. Т. I. 224 с. Гос. рег. № 84-07-15/1.
- Нешумеева К.Д., Бессоненко В.В. (1955). Отчет Бийской партии за 1954 г. по геологической съемке масштаба 1:200000 северной части листа N-45-XXXIII. Новосибирск. 248 с.
- Панин А.В., Барышников Г.Я., Деев Е.В. и др. (2021). Геоморфологические и седиментологические данные к уточнению возраста алтайских мегапаводков. В сб.: *Пути эволюционной географии: Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (г. Москва, 22–25 ноября 2021 г.)*. М.: Институт географии РАН. С. 822–825.
- Панычев В.А. (1979). Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 103 с.
- Парвицкая Н.И. (1948). Отчет Тогульской геологической партии за 1947 год. Новосибирск. 118 с.
- Парначев С.В. (1999). Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). Томск: ИПФ ТПУ. 137 с.
- Рагозин Л.А. (1948). О соотношении террас Центрально-Горного Алтая и предгорий в системе р. Катунь. В сб.: *Труды II Всесоюзного географического съезда*. Т. 2. С. 188–192.

- Рудой А.Н., Земцов В.А. (2010). Новые данные моделирования гидравлических характеристик поздне-четвертичных диллювиальных потоков из Чуйского и Курайского ледниково-подпрудных озёр на Алтае. *Лед и снег*. № 1. С. 111–118.
- Русанов Г.Г. (2007). Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. Бийск: ГОУ ВПО БПГУ. 164 с.
- Русанов Г.Г., Орлова Л.А. (2013). Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины: каталог. Бийск: ФГБОУ ВПО “АГАО”. 291 с.
- Русанов Г.Г., Деев Е.В., Ряполова Ю.М. и др. (2013). Палеогидротермальная активность разломов Горного Алтая по результатам датирования травертинов. В сб.: *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. № 4(16). С. 53–64.
- Русанов Г.Г., Карабицна Е.А. (2018). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Алтайская серия. Лист N-45-XXXIII (Красногорское). Карта четвертичных образований. М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ. 1 л.
- Русанов Г.Г., Колпакова Е.А. (2021). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Кузбасская серия. Лист N-45-XXVII (Солтон). Карта палеоген-четвертичных образований. СПб.: картфабрика ВСЕГЕИ. 1 л.
- Свирч А.А., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н. и др. (1978). Разрез новейших отложений Алтая (опорные разрезы новейших отложений). М.: Изд-во Моск. ун-та. 208 с.
- Федак С.И., Гусев А.И., Туркин Ю.А. и др. (2018). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Горно-Алтайская. Лист N-45-XXXIII (Красногорское). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ. 140 с.
- Шпанский А.В. (2018). Четвертичные крупные млекопитающие Западно-Сибирской равнины: условия обитания и стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Томск. ТомГУ. 313 с.
- Щукина Е.Н. (1960). Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. *Труды ГИН АН СССР*. Вып. 26. С. 127–164.
- Baryshnikov G., Panin A., Adamiec G. (2015). Geochronology of the late Pleistocene catastrophic Biya debris flow and the Lake Teletskoye formation, Altai Region, Southern Siberia. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1780–1794. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1062733>
- Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S. et al. (2002). Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and introduction to flood deposit sedimentology. Martini I.P., Baker V.R., Garzon G. (Eds.). In: *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples, Special Publication 32 of the IAS*. Oxford: Blackwell Science. P. 17–35. <https://doi.org/10.1002/9781444304299.ch2>
- Carling P.A., Martini I.P., Herget J. et al. (2009). Megaflood sedimentary fill: Altai mountains, Siberia. Burr D.M., Carling P.A., Baker V.R. (Eds.). In: *Megaflooding on Earth & Mars*. CUP. P. 243–264. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511635632.013>
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A. et al. (2019). Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence. *Quat. Sci. Rev.* V. 203. P. 68–89. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.009>
- Durcan J.A., King G.E., Duller G.A.T. (2015). DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quat. Geochronology*. V. 28. P. 54–61. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012>
- Murray A.S., Wintle A.G. (2003). The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*. V. 37. P. 377–381. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2)
- Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. Iss. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Reuther A.U., Herget J., Ivy-Ochs S. et al. (2006). Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ ^{10}Be . *Geology*. V. 34. P. 913–916. <https://doi.org/10.1130/G22755A.1>

DETERMINING THE AGE OF THE MEGAFLOOD EVENT IN THE BIYA RIVER VALLEY (ALTAI) THROUGH THE STUDY OF HIGH TERRACE DEPOSITS NEAR KARABINKA VILLAGE¹

G. G. Rusanov^{a, #}, E. V. Deev^{b,c, ##}, and A. V. Shpansky^{d, ###}

^a Gorno-Altaisk Expedition of the JSC “Siberian PGO”, Maloeniseyskoe, Russia

^b Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

^c Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk, Russia

^d National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

[#] E-mail: rusgennadij@mail.ru

^{##} E-mail: deelev1@yandex.ru

^{###} E-mail: shpansky@gff.tsu.ru

We studied a new section of the high (Biya) terrace on the Biya River near Karabinka village. The two identified sedimentary units – fluvial (lower) and subaerial (upper) – correlate well with known sections of the Biya terrace in the vicinities of Biysk city and Staraya Azhinka village. Results of deposits correlation, radiocarbon and optically simulated luminescence (OSL) dating reveal that the fluvial unit of the Biya terrace was accumulated by an enormous glacier-dammed lake outburst megaflood that traveled along the Biya River valley *ca.* 50–45 ka, during the first half of the interglacial MIS 3 stage. This was followed by the formation of the subaerial cover of the upper part of the terrace. For a long time up to 14.5 ka, dammed lakes existed in the tributaries of the Biya River that were blocked by giant bars. The good convergence of results of radiocarbon and OSL dating indicates that under proper control of the bleaching degree of quartz grains megaflood sands are usable for determination of the ages of large hydrological events. Dating the fluvial unit of the Biya terrace is important since it represents a regional stratigraphic marker that enables the correlation of Upper Pleistocene deposits of the Gorny Altai and the Fore-Altai Plain.

Keywords: Upper Pleistocene, megaflood, OSL dating, ^{14}C dating, terrace, Biya River, Gorny Altai, Fore-Altai Plain

ACKNOWLEDGMENTS

Studies of travertines and radiocarbon dating were carried out within the framework of the state assignment of the IPGG SB RAS (project FWZZ-2022-0001).

REFERENCES

- Adamenko O.M. (1967). *Osnovnye zakonomernosti geologicheskogo razvitiya Kulundinskoi vpadiny* (Main regularities of the geological development of the Kulunda Basin). PhD thesis. Novosibirsk: Novosibirsk. Gos. Un-t (Publ.). 39 p. (in Russ.)
- Adamenko O.M. (1974). *Mezozoi i kainozoi Stepnogo Altaya* (Mesozoic and Cenozoic of the Steppe Altai). Novosibirsk: Nauka. Sib. Otdelenie (Publ.). 168 p. (in Russ.)
- Adamenko O.M., Kazakov P.E., Kanopa V.V. (1962). On the age of the Biysk terrace. *Vestnik Zapadno-Sibirsksogo i Novosibirskogo geologicheskogo upravleniya*. № 3. P. 32–38. (in Russ.)
- Arkhipov S.A. (1971). *Chetvertichnyi period v Zapadnoi Sibiri* (Quaternary period in Western Siberia). Moscow: Nauka (Publ.). 331 p. (in Russ.)
- Arkhipov S.A. (1973). Stratigraphy and geochronology of terraces and buried valleys in the Upper Ob Basin. In: *Pleistotsen Sibiri i smezhnykh oblastei*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 7–21. (in Russ.)
- Babin G.A. (Ed.). (2007). *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii*. (2007). Masshtab 1:1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Altaye-Sayanskaya. List N-45 – Novokuznetsk (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third generation). Altai-Sayan series. Sheet N-45 – Novokuznetsk). Sankt-Peterburg: Kartfabrika VSEGEI (Publ.). 3 p. (in Russ.)
- Babin G.A., Gusev N.I., Yuriev A.A. et al. (2007). *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii*. Masshtab 1:1 000 000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Altaye-Sayanskaya. List N-45 – Novokuznetsk. Ob"yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000, 3rd Series: Altai-Sayan series. Sheet N-45 – Novokuznetsk. Explanatory note). Sankt-Peterburg: Kartfabrika VSEGEI (Publ.) 665 p. (in Russ.)
- Baryshnikov G.Y. (1976). Morphology and loose deposits of the Biya river valley. In: *Questions of geomorphology of the Altai Territory*. Leningrad: Geograficheskoe obshchestvo SSSR (Publ.). P. 14–17. (in Russ.)
- Baryshnikov G.Y. (1992). *Razvitiye rel'efa perekhodnykh zon gornykh stran v kainozoe (na primere Gornogo Altaya)* (Development of the relief of transitional zones of mountainous countries in the Cenozoic (on the example of Gorny Altai)). Tomsk: TGU (Publ.). 182 p. (in Russ.)
- Baryshnikov G.Y. (2012). *Rel'ef perekhodnykh zon gornykh stran* (Relief of transitional zones of mountainous regions). Barnaul: Altaiskii gosudarstvennyi universitet (Publ.) 499 p. (in Russ.)
- Baryshnikov G., Panin A., Adamiec G. (2016). Geochronology of the late Pleistocene catastrophic Biya debris flow and the Lake Teletskoye formation, Altai Region, Southern Siberia. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1780–1794. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1062733>
- Butvilkovsky V.V. (1985). Catastrophic discharges of waters of ice-dammed lakes of the South-Eastern Altai and their traces in the relief. *Geomorfologiya*. № 1. P. 65–74. (in Russ.)
- Butvilkovskii V.V. (1993). *Paleogeografiya poslednego oledeneniya i golotsena Altaya: sobytiino-katastroficheskaya model'* (The Late Glacial and Holocene paleogeography of Altai: an event-catastrophic model). Tomsk: TGU (Publ.). 253 p. (in Russ.)
- Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S. et al. (2002). Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and introduction to flood deposit sedimentology. Martini I.P., Baker V.R., Garzon G. (Eds.). In: *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples, Special Publication 32 of the IAS*. Oxford: Blackwell Science. P. 17–35. <https://doi.org/10.1002/9781444304299.ch2>

¹For citation: Rusanov G.G., Deev E.V., Shpansky A.V. (2024). Determining the age of the megaflood event in the Biya River valley (Altai) through the study of high terrace deposits near Karabinka village. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 42–57. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924040044>; <https://elibrary.ru/FGYQDI>

- Carling P.A., Martini I.P., Herget J. et al. (2009). Megaflood sedimentary fill: Altai mountains, Siberia. Burr D.M., Carling P.A., Baker V.R. (Eds.). In: *Megaflooding on Earth & Mars*. CUP. P. 243–264.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511635632.013>
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A. et al. (2019). Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence. *Quat. Sci. Rev.* V. 203. P. 68–89.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.009>
- Deev E.V., Zolnikov I.D., Bortodovsky A.P. et al. (2012). Neotectonics and paleoseismicity of the lower Katun' valley (Gorny Altai). *Russian Geology and Geophysics*. V. 53. P. 883–894.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.07.004>
- Deev E.V., Zolnikov I.D., Lobova E.Yu. (2015). Late Pleistocene–Holocene coseismic deformations in the Malyi Yaloman River valley (Gorny Altai). *Russian Geology and Geophysics*. V. 56. P. 1256–1272.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.08.003>
- Durcan J.A., King G.E., Duller G.A.T. (2015). DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quat. Geochronology*. V. 28. P. 54–61.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012>
- Fedak S.I., Gusev A.I., Turkin Yu.A. et al. (2018). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Gorno-Altayskaya. List N-45-KHKHIII (Krasnogorskoe). Ob"yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second edition. Gorny Altai series. Sheet N-45-XXXIII (Krasnogorsk). Explanatory note). Moscow: Moskovskii filial FGBU "VSEGEI" (Publ.) 140 p. (in Russ.)
- Kirillov A.S., Sentsova V.F. (1945). Geology of the area of conjugation of the Salair, the central part of the Neninsk-Chumysh Basin and the western of Gornaya Shoria. *Otchet o rabotakh Soltorskoi geologo-s'emochnoi partii v yuzhnoi chasti lista N-45-XXVII v 1944 g.* Novosibirsk. 131 p. (in Russ.)
- Kuzmin A.M. (1929). Materials for the dismemberment of the ice age in the Kuznetsk-Altai region. *Izvestiya Zapadno-Sibirskogo otdela Geologicheskogo komiteta*. V. 8. Iss. 2. 62 p. (in Russ.)
- Maloletko A.M. (1963). Neotectonics of the Pre-Altai part of Western Siberia. In: *Novye dannye po geologii i poleznyim iskopaemym Altaiskogo kraja*. Novosibirsk. P. 19–22. (in Russ.)
- Maloletko A.M. (1972). Paleogeografiya predaltaiskoi chasti Zapadnoi Sibiri v mezozoye i kainozoe (Paleogeography of the Pre-Altai part of Western Siberia in the Mesozoic and Cenozoic). Tomsk: TGU (Publ.). 227 p. (in Russ.)
- Moskvitin A.I. (1960). Experience in applying a unified stratigraphic scheme to the Quaternary deposits of Western Siberia. *Trudy GIN AN SSSR*. V. 2. P. 11–36. (in Russ.)
- Murray A.S., Wintle A.G. (2003). The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*. V. 37. P. 377–381
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2)
- Musaev A.M., Pervukhin O.V., Bozhukha A.P. et al. (2010). *Otchet po rabotam za 2007–2010 gg. Maloeniseiskoe. Otchet po rabotam za 2007–2010 gg. Tom 1. (Exploration for brown coal within the Shaburovskaya area (Altai Territory). Report on work for 2007–2010. Vol. 1). Maloeniseiskoe.* 224 p. (in Russ.)
- Neshumaeva K.D., Bessonenko V.V. (1955). *Otchet Biiskoi partii za 1954 g. po geologicheskoi s'ezhennye masshtaba 1:200000 severnoi chasti lista N-45-XXXIII (Report of the Biisk party for 1954 on the geological survey at a scale of 1:200000 of the northern part of sheet N-45-XXXIII).* Novosibirsk. 248 p. (in Russ.)
- Panin A.V., Baryshnikov G.Y., Deev E.V. et al. (2021). Geomorphological and sedimentological data to refining the chronology of the Altai megafloods. In: *Puti evolyutsionnoi geografii: Materialy II Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii, posvyashchennoi pamyati professora A.A. Velichko (g. Moskva, 22–25 noyabrya 2021 g.)*. Moscow: II Institut geografii RAN (Publ.). P. 822–825. (in Russ.)
- Panychev V.A. (1979). *Radiougerodnaya khronologiya alluvial'nykh otlozhenii Predaltaiskoi ravniny (Radiocarbon chronology of alluvial deposits of the Pre-Altai Plain).* Novosibirsk: Nauka. (Publ.). 103 p. (in Russ.)
- Parnachev S.V. (1999). *Geologiya vysokikh altaiskikh terras (Yalomano-Katunskaya zona) (Geology of high terraces in the Altai (Yaloman-Katun' Zone).* Tomsk: IPF TPU (Publ.). 137 p. (in Russ.)
- Parvitskaya N.I. (1948). *Otchet Togul'skoi geologicheskoi partii za 1947 god (Report of the Togul Geological Party for 1947).* Novosibirsk. 118 p. (in Russ.)
- Ragozin L.A. (1948). About the ratio of terraces of the Central Altai and foothills in the Katun River system. *Trudy II Vsesoyuznogo geograficheskogo s'ezda*. V. 2. P. 188–192. (in Russ.)
- Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. Iss. 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Reuther A.U., Herget J., Ivy-Ochs S. et al. (2006). Constraining the timing of the most recent catastrophic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ ^{10}Be . *Geology*. V. 34. P. 913–916.
<https://doi.org/10.1130/G22755A.1>
- Rudoy A.N., Zemtsov V.A. (2010). New data on modeling the hydraulic characteristics of late Quaternary diluvial flows from the Chuya and Kurai ice-dammed lakes in Altai. *Led i sneg*. № 1. P. 111–118. (in Russ.)
- Rusanov G.G. (2007). *Ozera i paleogeografiya Severnogo Altaya v pozdnem neopleystotsene i golotsene (Lakes and paleogeography of Northern Altai in the Late Pleistocene and Holocene).* Biysk: GOU VPO BPGU (Publ.). 164 p. (in Russ.)
- Rusanov G.G., Karabitsina E.A. (2018). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:200 000 (izdanie vtoroe). Altaiskaya seriya. List N-45-XXXIII (Krasnogorskoye). Karta chetvertichnykh obrazovaniy (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200 000 (second edition). Altai series. Sheet N-45-

- XXXIII (Krasnogorsk). Map of Quaternary deposits. Moscow: Moskovskii filial FGBU "VSEGEI" (Publ.) 1 p. (in Russ.)
- Rusanov G.G., Kolpakova E.A. (2021). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:200 000 (izdanie vtoroe). Kuzbasskaya seriya. List N-45-XXVII (Solton). Karta paleogen-chetvertichnykh obrazovanii (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200 000 (second edition). Kuzbass series. Sheet N-45-XXVII (Salton). Map of Paleogene-Quaternary deposits). St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI (Publ.). 1 p. (in Russ.)
- Rusanov G.G., Orlova L.A. (2013). Radiouglеродные датировки (SOAN) Горного Алтая и Предалтайской равнины: каталог (Radiocarbon dating (SOAN) of the Altai Mountains and the Pre-Altai Plain: a catalogue). Biysk: FGBOU VPO AGAO (Publ.). 291 p. (in Russ.)
- Rusanov G.G., Deev E.V., Ryapolova Y.M. et al. (2013). Paleohydrothermal activity of faults in the Gorny Altai based on travertine dating. In: *Geology and Mineral Resources of Siberia*. V. 4(16). P. 53–64. (in Russ.)
- Schukina E.N. (1960). Patterns of distribution of Quaternary deposits and their stratigraphy in the territory of Altai. *Trudy GIN AN SSSR*. V. 26. Moscow: AN SSSR (Publ.). P. 127–164. (in Russ.)
- Shpansky A.V. (2018). Chetvertichnye krupnye mlekopitayushchie Zapadno-Sibirskoi ravniny: usloviya obitaniya i stratigraficheskoe znachenie (Quaternary large mammals of the West Siberian Plain: habitat conditions and stratigraphic significance). Doctor of science thesis. Tomsk. 313 p. (in Russ.)
- Svitoch A.A., Boyarskaya T.D., Voskresenskaya T.N. et al. (1978). Razrez noveishikh otlozhenii Altaya (opornye razrezy noveishikh otlozhenii) (Section of the latest deposits of Altai (reference sections of the latest deposits)). Moscow: MGU (Publ.). 208 p. (in Russ.)
- Zhivago A.V. (1949). Experience in the application of the schlich method in the morphological analysis of the Biya Valley (Altai). *Trudy Instituta Geografi AN SSSR*. V. 39. P. 115–122. (in Russ.)
- Zolnikov I.D. (2008). Stratotypes of quaternary deposits of the Yaloman-Katun' zone (Gorny Altai). *Russian Geology and Geophysics*. V. 49. P. 682–691. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.09.021>
- Zolnikov I.D. (2009). Neopleistocene glacial megafloods in Gorny Altai and their relationship with the evolution of sediments and relief of the West Siberian Plain. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 69. P. 59–70. (in Russ.)
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kotler S.A. et al. (2016). New results of OSL dating of Quaternary sediments in the Upper Katun' valley (Gorny Altai) and adjacent area. *Russian Geology and Geophysics*. V. 57. P. 933–943. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.09.022>
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Nazarov D.V. et al. (2015). Comparative analysis of megaflood deposits and alluvium of the Chuya and Katun' river valleys (Gorny Altai). *Russian Geology and Geophysics*. V. 56. P. 1162–1172. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.07.007>
- Zolnikov I.D., Kurbanov R.N., Deev E.V. et al. (2021). Biya terrace as an analogue of the superflood Saldzhar strata of Altai mountains. In: *Puti evolyutsionnoi geografii: Materialy II Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii, posvyashchennoi pamyati professora A.A. Velichko (g. Moskva, 22–25 noyabrya 2021 g.)*. Moscow: Institut geografii RAN (Publ.). P. 789–791. (in Russ.)
- Zolnikov I.D., Mistryukov A.A. (2008). Chetvertichnye otlozheniya i rel'ef dolin Chui i Katuni (Quaternary sediments and terrain in the Chuya and Katun valleys). Novosibirsk: Parallel (Publ.). 184 p. (in Russ.)

===== КАТАФЛЮВИАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ
СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ =====

УДК 551.89→551.435.1(282.251.2)

СУПЕРПАВОДКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ДОЛИНЕ СРЕДНЕГО ЕНИСЕЯ[#]

© 2024 г. И. Д. Зольников^{1,2,*}, Е. А. Филатов¹, И. С. Новиков¹,
А. В. Шпанский^{1,3}, А. М. Клементьев⁴, А. А. Анойкин⁵, А. В. Выборнов^{1,5},
Н. В. Глушкова^{1,2}, А. Т. Джуманов^{1,3}, Е. А. Бордюгова^{1,2}, Д. Е. Рогозин^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Томский государственный университет, Томск, Россия

⁴Институт земной коры, Иркутск, Россия

⁵Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

*E-mail: zol@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 31.10.2024 г.

После доработки 23.04.2024 г.

Принята к публикации 25.09.2024 г.

В результате полевых исследований последних лет в долине Среднего Енисея установлено отсутствие высоких террас аллювиального и перигляциального происхождения, традиционно являвшихся основой четвертичной стратиграфии Минусинских котловин. Отложения, ранее относившиеся к аллювию высоких террас, являются суперпаводковыми. В статье приведена литофациальная характеристика субаэральных и суперпаводковых отложений, а также особенностей их пространственных взаимоотношений. В Северо-Минусинской котловине анализ опорных разрезов Куртакского района, детально изученных предыдущими исследователями, позволил определить стратиграфическое положение суперпаводковых толщ по залеганию между субаэральными пачками с палеопочвами, возраст которых известен. Приведена геохронометрическая, палеонтологическая, геоархеологическая характеристика последовательности изученных геологических тел. На основе систематизации уже известных материалов и обобщения новых полевых данных установлено наличие в долине Среднего Енисея отложений трех суперпаводковых толщ: разлогской (Π_4 rz), чанинской (Π_2 chn), дивнинской (Π_4 dv).

Ключевые слова: суперпаводки, Средний Енисей, палеография, высокие террасы

DOI: 10.31857/S2949178924040053, **EDN:** FGUOTI

ВВЕДЕНИЕ

Согласно географическому районированию, под Средним Енисеем понимается отрезок его долины, выходящий из гор у г. Саяногорска и пересекающий Минусинские котловины, а затем проходящий через Красноярский кряж на юг Западно-Сибирской равнины, вплоть до слияния Енисея с р. Ангарой (рис. 1). На протяжении XX в. четвертичная история этого района рассматривалась в рамках парадигмы “лестницы террас”, согласно которой в неоген-четвертичное время, на фоне восходящих неотектонических движений и периодических подпруживаний долины северными ледниками, осуществлялось последовательное формирование аллювиальных террас от верхних,

более древних, к более молодым, нижним. По поводу числа надпойменных террас (нпт) и их возраста мнения различных исследователей существенно расходились (Архипов, 1971; Ендринский, 1982; Горшков, 1986; Ямских, 1993; Дроздов и др., 2005). Очень часто в литературе к разным нпт относили отложения, обнажающиеся в бортах долины Енисея на одном гипсометрическом уровне, и, наоборот, к одной террасе – отложения, вскрытые на высотах, отличающихся друг от друга на десятки метров по высоте от уреза воды. Тем не менее представление о циклоклиматических региональных террасах, т.е. о синхронности по всей Сибири формирования террас каждого палеоклиматического этапа, постулировалось как одно из базовых положений четвертичной стратиграфии региона (Архипов, 1971; Равский, 1972; Кинд, 1974; Цейтлин, 1979). Соответственно, в региональной стратиграфической схеме (Решения, 1983) для района Минусинских котловин было выделено 8 нпт до высоты 135 м над тем уровнем

[#]Ссылка для цитирования: Зольников И.Д., Филатов Е.А., Новиков И.С. и др. (2024). Суперпаводковые отложения в долине Среднего Енисея. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 58–77. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040053>; <https://elibrary.ru/FGUOTI>

Енисея, который существовал перед началом затопления Красноярского водохранилища в 1967 г.: пойменная терраса (2–6 м над Енисеем); I нпт (4–8 м) – Бузуновская; II нпт (12–15 м) – Ладейская; III нпт (15–25 м) – Красноярская; IV нпт (25–35 м) – Березовская; V нпт (35–60 м) – Лагерная; VI нпт (60–80 м) – Собакинская; VII (80–120 м) – Торгашинская; VIII нпт (120–135 м) – Худоноговская. На пологих волнистых водораздельных равнинах по обе стороны от Енисея, на высотах до 220 м над руслом, некоторыми исследователями выделяется Бадалыкская IX нпт, отложения которой чаще известны под названием “водораздельных” или “покровных” галечников, относимых, как правило, к миоцену или даже к олигоцену и обычно не связываемых по времени формирования с существованием Енисейской долины.

К концу XX в. начало складываться мнение о том, что террасовая стратиграфия долины Енисея должна быть пересмотрена (Горшков, 1986). Так, появились утверждения, что в рамках зырянского надгоризонта позднего неоплейстоцена флювиальные отложения формировались на нескольких разновысотных геоморфологических уровнях (Ендрехинский, 1982). Развивались представления о высоких подъемах уровней основных рек Сибири, включая Енисей, сопровождавшихся интенсивными размывами, образованием широких ложбин и аккумуляцией на разновысотных поверхностях (Ямских, 1993). В связи с этим особо отметим, что долина Среднего Енисея имеет четковидную форму, что обусловлено тектоническим строением территории. Это отражается в современном рельефе как череда котловин, разделенных горными перемычками. Таким образом, даже исходные

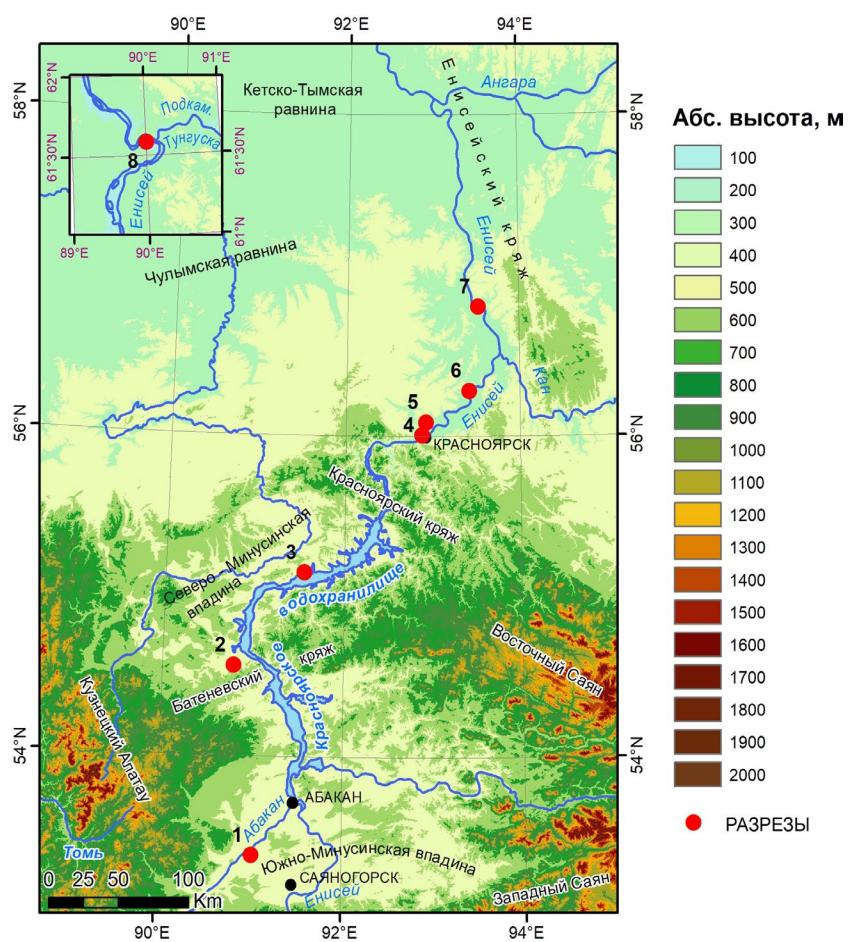


Рис. 1. Территория исследований.

1 – карьер в Южно-Минусинской котловине; 2 – скважина № 21; 3 – Куртак; 4 – береговой обрыв у городской больницы г. Красноярска; 5 – разрез низкой террасы в карьере у дер. Коркино; 6 – береговой разрез у дер. Барабаново; 7 – береговой разрез у дер. Береговая Таскино; 8 – скважина у пос. Бор.

Fig. 1. Study area.

1 – quarry in the South Minusinsk Depression; 2 – well-21; 3 – Kurtak; 4 – coastal cliff near the Krasnoyarsk city hospital; 5 – quarry in the low terrace near the Korkino Village; 6 – coastal section near the Barabanovo Village; 7 – coastal section near the Beregovaya Taskino Village; 8 – well near the Bor Village.

геолого-геоморфологические условия не способствовали однородной деятельности реки на рассматриваемой территории.

Наряду с концепцией формирования лестницы террас, в XXI в. начали активно развиваться представления о гляциальных суперпаводках, проходивших по долине Верхнего и Среднего Енисея при прорывах ледниковых плотин, перегораживавших выход из Дархадской межгорной котловины (Komatsu et. al., 2009; Krivonogov et al., 2012; Аржанникова и др., 2014; Зольников и др., 2021; Arzhannikov et al., 2023). Суперпаводковые отложения хорошо охарактеризованы в долине Верхнего Енисея, включая Кызыльское расширение (ширина долины 5 км и более), где на площадках террас (высоты, в среднем, до 30–50 м, максимальная – 100 м) широко распространены глыбовники (“сады камней”), охватывающие сотни км², и макрогряды гигантской ряби течения, сложенные грубообломочным материалом и нередко превышающие 1 км по протяженности (Аржанникова и др., 2014; Зольников и др., 2021). Имеющиеся на сегодняшний день данные космогенного радионуклидного датирования по 10Be поверхностей глыб и валунов (Arzhannikov et al., 2023) позволяют предположить три основных этапа суперпаводковой активности в долине Верхнего Енисея, два из которых ориентировочно соответствуют середине и концу позднего неоплейстоцена, а один – примерно завершению среднего неоплейстоцена. Всю суперпаводковую толщу, слагающую террасы Верхнего Енисея, без разделения на геологические тела, соответствующие отдельным прорывным событиям, было предложено выделить как верхнеенисейскую (Зольников и др., 2021). В Южно-Минусинской котловине эта толща превышает по мощности 40 м, участвуя в строении гигантского конуса выноса шириной около 50 км, сложенного валунно-галечниками с крупными глыбами, грязекаменными мицитами и параллельно слоистыми песками. Вместе с тем взаимоотношения суперпаводковых отложений с отложениями иного генезиса в долине Среднего Енисея пока не охарактеризованы. Более того, геологические свидетельства суперпаводков ниже по течению Енисея от Южно-Минусинской котловины в научной литературе пока не обсуждались, хотя геологическое строение четвертичных отложений левобережья Среднего Енисея хорошо изучено, особенно в Куртакском и Красноярском расширениях долины. Однако при создании местной стратиграфической схемы накопилось большое количество противоречий, что подчеркивалось ее авторами (Дроздов и др., 2005). Разрешению накопившихся противоречий на основе

диагностики, а также анализа стратиграфического и геохронологического положения суперпаводковых толщ в структуре четвертичных отложений Среднего Енисея и посвящена предлагаемая статья.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ СУПЕРПАВОДКОВ СРЕДНЕГО ЕНИСЕЯ

Долина Среднего Енисея в целом имеет субмеридиональное простирание. Она начинается с выхода реки из ущелья, пересекающего неотектоническое поднятие Западного Саяна, далее пересекает стабильные в неотектоническом отношении блоки Южно-Минусинской, Северо-Минусинской и Чулымской впадин, разделенные субширотными приподнятыми неотектоническими поднятиями Красноярского и Батеневского кряжей, для которых характерен низкогорный рельеф (рис. 1). Чулымская равнина, днища Северо-Минусинской и Южно-Минусинской котловин представляют собой слабоизмененный пенеплен – предельную денудационную равнину, выработанную в период тектонического покоя в позднем мелу–раннем–среднем палеогене (Новиков, 2021).

Южно-Минусинскую котловину Средний Енисей пересекает посередине. Рельеф днища котловины представлен слабо измененной денудационной равниной, выработанной в породах среднего и позднего палеозоя. Абсолютные высоты равнин 300–500 м. Долина Среднего Енисея имеет ящикообразный поперечный профиль. Она врезана в денудационную равнину на 70–80 м, ширина аккумулятивного днища изменяется слабо и составляет 4–6 км.

Северо-Минусинская котловина имеет уплощенное днище, представленное пенепленом, сформированным на слабодислоцированных, литефицированных и неметаморфизованных отложениях среднего–позднего палеозоя и юры. Она имеет структурный рельеф. Более устойчивые к денудации породы среднего и позднего палеозоя образуют уровень с отметками 420–520 м, менее устойчивые юрские породы – 320–350 м. Долина Среднего Енисея имеет здесь ящикообразный поперечный профиль и четковидное в плане строение. Ширина аккумулятивного днища на суженных участках составляет 2–3 км на суженных участках и до 7 км – в расширениях. Высота восточного борта долины, подрезающего отроги Восточного Саяна, составляет 250–400 м, западного, граничащего с днищем межгорной котловины, – 150–200 м.

В пределах рассматриваемой территории Чулымская равнина имеет плоскую, слабонаклонную на север, поверхность, выработанную в юрских

и раннемеловых слабодислоцированных и слабо литифицированных осадочных породах. Абсолютные отметки равнины снижаются с юга на север с 350 до 250 м.

Таким образом долина Енисея является четко-образной и имеет ящикообразный профиль. В котловинах ширина аккумулятивного днища колеблется от 5 до 20 км. На выходе из Западного Саяна и в местах пересечения Батеневского и Красноярского кряжей ширина днища долины достигает 600–1800 м. Высота бортов долины в Западном Саяне на выходе из гор составляет 300–400 м, в районе пересечения Батеневского кряжа – 300–500 м, а при пересечении Красноярского кряжа – 200–250 м. На всех участках, независимо от ширины, долина врезана в равнину на 120–130 м.

В Северо-Минусинской впадине и на Чулымской равнине долина прижата к отрогам Восточного Саяна и Енисейского кряжа и ее морфология в значительной мере контролируется более мелкими неотектоническими структурами этих активизированных блоков. По существу, она в этих районах приурочена к системе неотектонических микрогорстов и микрограбенов, ограничивающих с запада Восточный Саян и Енисейский кряж. Вдоль долины Среднего Енисея морфологически устойчиво прослеживаются только первая и вторая нпт, которые расширяются в пределах микрограбенов и сужаются при пересечении долиной микрогорстов. Аналогично нпт ведут себя и при пересечении неотектонических горстов более высокого порядка, образующих отроги Восточного Саяна – Красноярского и Батеневского кряжей. Эти террасы являются аккумулятивными и имеют классический набор фаций аллювия (русловая, пойменная, старичная). Морфологически выраженных аккумулятивных аллювиальных террас выше второй в долине Среднего Енисея не наблюдается.

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ КУРТАКСКОГО РАЙОНА

Наиболее полно и детально четвертичные отложения долины Среднего Енисея охарактеризованы в многочисленных разрезах Куртакского района Северо-Минусинской котловины (Дроздов и др., 2005), обнаженных за счет абразии на левом берегу Красноярского водохранилища на протяжении более 30 км. Уровень воды находится в среднем на 50 м (многолетние колебания обычно не превышают +10 м) выше уреза затопленного Енисея (время заполнения водохранилища 1967–1970 гг.), а сама береговая линия за счет озерной абразии отступила

за полвека на расстояние до 400 м. Нами эти обнажения изучены в полевом сезоне 2023 г.

Охарактеризуем разновидности отложений, слагающие эти разрезы. В нижних частях обрывов вскрываются коричневые алевриты, местами тонко параллельно слоистые. Это наиболее древние субаэральные образования, представленные преимущественно лёссами и делювием. Их диагностика обычно не затруднений, ни дискуссий не вызывает. Выше по разрезу субаэральные алевриты опесчаниваются до алевропесков, из-за чего приобретают более светлый палевый цвет и называются нами “опесчаненными лёссами” (рис. 2, (а)). Палеопочвенные образования района существенно различаются (Чеха, 1990). Выделяются следующие разновидности: 1) автохтонные автоморфные и гидроморфные палеопочки, слабо преобразованные постгенетическими процессами и не перемещенные с места формирования; 2) маломощные эфемерные палеопочки, не имеющие сформировавшегося зрелого почвенного профиля; 3) педолиты – гумусовые линзы и маломощные прослои, деформированные постгенетическими, как правило солифлюкционными, процессами, но не испытавшие дальнего перемещения от места образования; 4) педоседименты – аллохтонный гумусовый материал, т.е. пятна и полосы гумуса, “перемешанные” с алевритовым и алевропесчанным материалом в ходе вязко-пластичного или жидкко-пластичного течения (рис. 2, (б)).

Кроме субаэральных образований, в разрезах присутствуют отложения, генезис которых является предметом обсуждения. Прежде всего, большой интерес представляют специфические грубообломочные образования, которые предшественниками определялись как “грубообломочная пестроцветная толща” мощностью до 1.5 м (Дроздов и др., 2005). Отложения представлены параллельно- и линзовидно-слоистым хорошо промытым щебнегалечным материалом с дресвяно-песчанным заполнением (рис. 2, (в)). Во фракциях более 1 мм доминируют остроугольные обломки (щебень и дресва) местного петрографического состава (зеленоцветные песчаники и алевролиты каменноугольного возраста). До 15% крупных обломков составляют хорошо окатанные гравий и галька разнообразного петрографического состава (гранитоиды, карбонаты, роговики, туфы, серые и коричневые терригенные породы и др.), что свидетельствует о дальности и многообразии источников сноса, а также о достаточно длительной переработке в водном потоке. Подчеркнем, что на расстоянии десятков километров от берега водохранилища на левобережье кровля палеозойского фундамента сложена однородными зелено-

цветными терригенными породами, что исключает привнос материала со стороны водораздела.

В современных береговых обнажениях эти грубообломочные отложения залегают линзами и слоями до 1.5 м толщиной на кровле зеленоцветных пород палеозойского фундамента, являясь продуктами размыва и флювиального переотложения механической коры выветривания. Здесь же отметим, что с учетом геологических описаний как до затопления, так и после (Горшков, 1966; Куртакский... 1990 (а, б, в); Дроздов и др., 2005) на протяжении 12 км вдоль береговых обрывов Куртакского района четко зафиксированы изменения гипсометрического положения подошвы щебнегалечных отложений, залегающих непосредственно на кровле палеозойских пород от уровня 10 м до уровня 120 м над урезом воды затопленного Енисея. Таким образом грубообломочная пестроцветная толща облекает то опускающуюся, то вздымющуюся вдоль Енисея кровлю палеозойского

фундамента в диапазоне около сотни метров по высоте. При этом в нижних частях Куртакских разрезов (описанных до заполнения водохранилища) грубообломочные отложения достигали мощности 10 м (Горшков, 1966), по сравнению с мощностью 0.5–1.5 м на более высоких гипсометрических отметках современных береговых обрывов (Дроздов и др., 2005).

Вышеописанные дресвяно-щебнегалечные отложения, не только залегают на кровле фундамента в виде самостоятельного “базального” слоя, но и нередко в виде прослоев и линз переслаиваются вместе с хорошо промытыми песками, алевропесками, алевритами (рис. 2, (г)), совокупно с ними достигая видимой мощности более 10 м. При изучении Бережековского разреза Куртакского района до заполнения Красноярского водохранилища (Горшков, 1966) на цоколе палеозойских пород были описаны снизу вверх: щебнегалечники, мощностью 5–10 м, которые перекры-

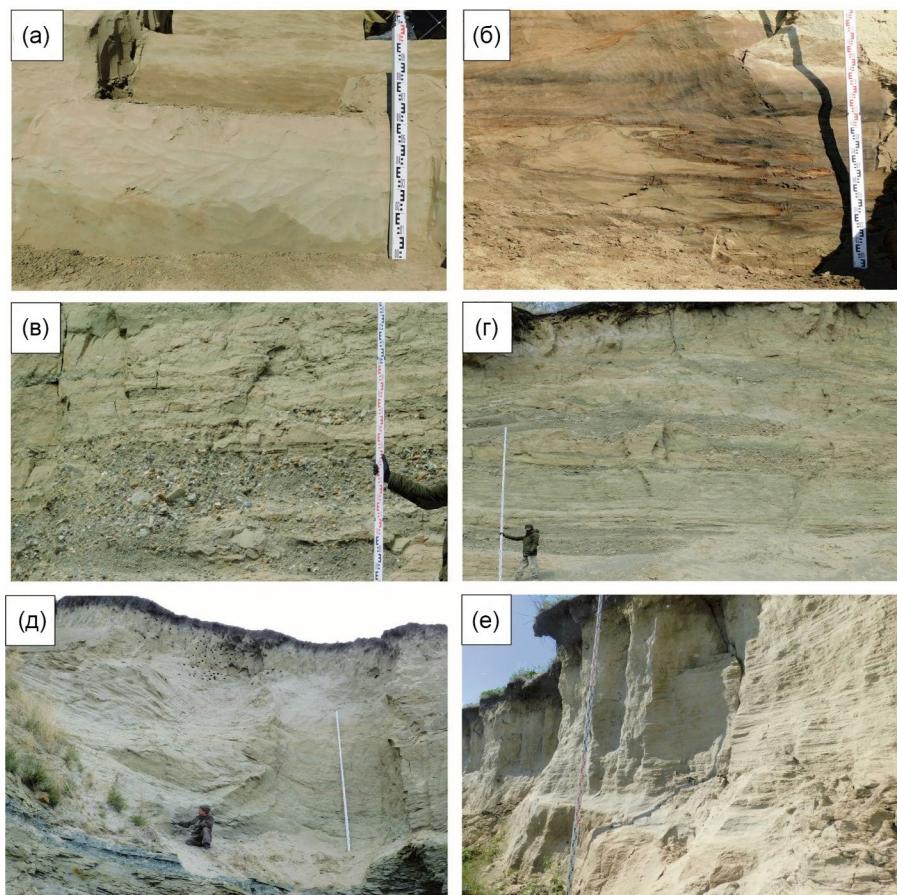


Рис. 2. Фотографии отложений: (а) – опесчаненные лёссовидные отложения; (б) – гумусированные пятнисто-полосчатые миктиты; (в) – пестроцветная грубообломочная толща, сложенная дресвяно-щебнегалечным материалом с алевропеском; (г) – параллельное переслаивание щебнегалечников, дресвянников, песков, алевропесков; (д) – облекающее залегание параллельно слойстых песков; (е) – параллельно слойстые алевропески.

Fig. 2. Photographs of deposits: (a) – sandy loess-like deposits; (b) – spotted-banded humus-rich mictites; (b) – variegated gravel; (c) – parallel-bedded of from angular to rounded pebbles, angular fine pebbles, sands, and silty sands; (d) – enveloping occurrence of parallel-bedded sands; (e) – parallel-bedded silty sands.

ты параллельно переслаивающимися песками и алевритами, мощностью до 40 м; при этом в песках и алевритах отмечаются линзы и прослои грубообломочного материала. Отметим, что в первоисточнике (Горшков, 1966) приведен разрез протяженностью 1.1 км вдоль берега Енисея. Фациальная изменчивость на разрезе отсутствует так же, как и геологические тела, которые можно было бы проинтерпретировать как стариичные или пойменные фации аллювия.

Монотонную 40-метровую толщу параллельно слоистых песков и алевритов с прослойями грубообломочного материала С.П. Горшков диагностировал как аллювий IV нпт. При этом как на старых топографических картах, так и на современной цифровой модели рельефа геоморфологически выраженная терраса здесь отсутствует. Современный рельеф самим С.П. Горшковым до заполнения водохранилища был описан как система пологосклонных увалов, поверхности которых снижаются в сторону русла Енисея.

В верхней части разрезов присутствуют пачки параллельно-слоистых хорошо промытых и хорошо сортированных песков, алевропесков, алевритов с редкими гальками и щебнями. В тех случаях, когда стенка обнажения простирается поперечно или под значительным углом к Енисею, становится видно, что песчаные тела имеют облекающее залегание, а их слоистость, параллельная подошве, наклонна (рис. 2, (д)). Пачки таких отложений

встречаются в современных береговых разрезах на разных гипсометрических уровнях. Чем выше они залегают, тем в их гранулометрическом составе меньше песчаной фракции и больше алевритовой. Поэтому на больших гипсометрических высотах происходит постепенный переход от песков к алевропескам, а затем к песчаным алевритам. При этом их сортированность и промытость настолько велики, что даже при существенном содержании алевритовой фракции эти алевропески и алевриты воспринимаются по внешнему литологическому облику как мелкозернистый песок (рис. 2, (е)). При простирации стенки обнажения вдоль Енисея параллельная слоистость ориентирована в видимом сечении субгоризонтально, однако при поперечных сечениях в обнажениях, как правило проявлена наклонная слоистость до углов 40–50° в сторону Енисея.

При полевых работах 2023 гг. в долине Среднего Енисея было отобрано более 200 образцов на гранулометрический анализ. Приведем примеры типовых гранулометрических кривых для рассматриваемых разновидностей отложений (рис. 3). Среди субаэральных образований классическим примером типичного лёсса является коричневый алеврит. На рис. 3, (а) видно, что его гранулометрическая кривая (1) имеет четко выраженный унимодальный характер с пиком на размере 0.05 мм, а основной объем частиц (более 80%) находится в интервале пылеватой (алевритовой) фракции:

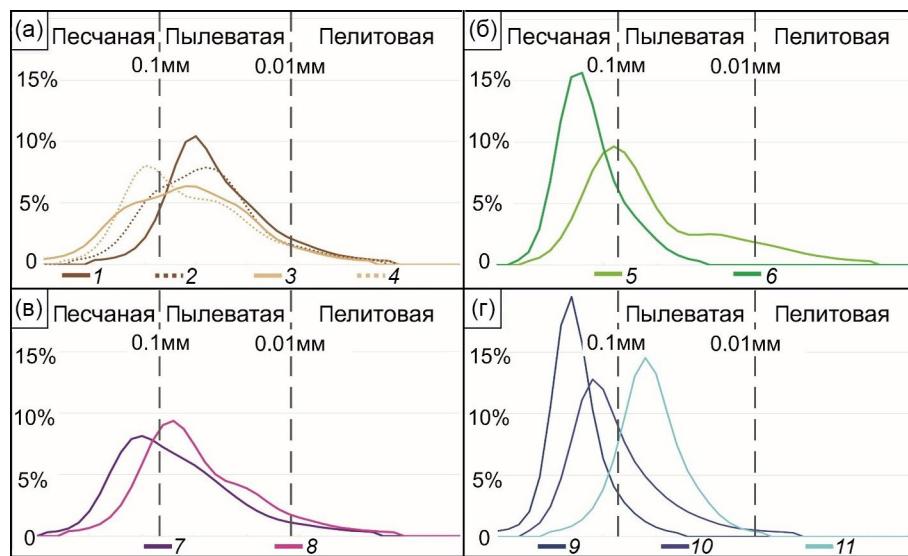


Рис. 3. Гранулометрический состав отложений.

1 – коричневый лёсс; 2 – коричневый делювий; 3 – палевый лёсс; 4 – палевый делювий; 5 – пойменный аллювий; 6 – русловый аллювий; 7 – мелкозем из “пестроцветных” отложений; 8 – мелкозем из грязевых мицитов; парагенезис хорошо сортированных и промытых отложений: 9 – пески; 10 – алевропески; 11 – алевриты.

Fig. 3. Grain size composition of sediments.

1 – brown loess; 2 – brown alluvial fan deposits; 3 – fawn loess; 4 – fawn alluvial fan deposits; 5 – floodplain alluvium; 6 – channel alluvium; 7 – fine size fraction from “variegated” deposits; 8 – fine size fraction from mud mictites; paragenesis of well-sorted and washed sediments: 9 – sand; 10 – silty sand; 11 – silt.

0.1–0.01 мм. Гранулометрическая кривая (2) типичного коричневого делювия, залегающего в парагенезисе с коричневым лёссям, также показана на рис. 3, (а). Содержание алевритовой фракции в делювии около 70%, значительное количество частиц по сравнению с коричневым лёссям смещено в крупнопылеватую и песчаную фракции, за счет чего кривая становится менее симметричной. Также не симметричны кривые палевого лёсса (3 на рис. 3, (а); содержание алевритовой фракции около 60%) и палевого делювия (4 на рис. 3, (а); содержание алевритовой фракции около 50%), у которой максимум находится на границе между песчаной и пылеватой фракциями (0.1 мм). Таким образом, данными гранулометрического состава подтверждается полевое описание: коричневые лёссы и делювий являются типичными алевритами, а палевые более опесчанены.

На рис. 3, (б) показаны для сравнения гранулометрические кривые аллювиальных отложений из разреза низкой нпт у дер. Коркино севернее водохранилища: кривая 5 – алевропесок пойменной фации (песчаной фракции около 50%, алевритовой 40%, пелитовой 10%; максимум на значении 0.1 мм, т.е. на границе между песчаной и пылеватой фракциями); кривая 6 – хорошо сортированный песок русловой фации (песчаной фракции около 85%, пылеватой 15%, пелитовой нет; кривая унимодальная симметричная высокая). На рис. 3, (в) показана гранулометрическая кривая (7) мелкозема из пестроцветной толщи, представленной переслаиванием песка и алевропеска с прослойями щебне-дресвяно-галечного материала. По гранулометрическому типу это алевропесок (песчаной фракции около 45%, пылеватой 50%, пелитовой 5%) с максимумом, смещенным в интервал песчаной фракции. Также на рис. 3, (в) показана гранулометрическая кривая (8) образца из грязевых мицитов (песчаной фракции около 25%, пылеватой 65%, пелитовой 10%). Ярко выражены несимметричность и малая высота кривой; пик хотя и находится в интервале значений песчаной фракции, содержание алевритового материала преобладает. Для данной разновидности отложений характерны разные составы в зависимости от того, какие отложения были исходными для перемешивания.

На кривых 9, 10, 11 рис. 3, (г) показаны хорошо сортированные пески, алевропески, алевриты, залегающие в непосредственном парагенезисе и фациально замещающие друг друга по латерали в пределах слоев или пачек. Чрезвычайно важным является факт сходства кривых для песков: 9 на рис. 3, (г) и 5 на рис. 3, (б). Форма кривой у алевропеска (10 на рис. 3, (г)) и алеврита (11 на рис. 3, (г)) тоже очень похожи. Отличие состоит лишь в том,

что от песка к алевриту максимум смещается из песчаной фракции в пылеватую соответственно с увеличением содержания пылеватой фракции. При этом кривые остаются унимодальными симметричными и высокими. На наш взгляд, это не только подтверждает полевую диагностику, но и свидетельствует о сходстве условий осадконакопления отложений, представленных кривыми 9, 10, 11 на рис. 3, (г) с обстановкой формирования руслового аллювия (кривая 6 на рис. 3, (б)), т.е. с обстановкой водного потока. Фациальные замещения между флювиальными песками, алевропесками и алевритами нами неоднократно фиксировались при прослеживании на многие десятки метров в сплошных расчистках вдоль подошв и кровель слоев.

РАЗРЕЗЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУРТАКСКОГО РАЙОНА

Охарактеризованные выше разновидности четвертичных отложений легли в основу литологической легенды при составлении разрезов. Особенности геологического строения разрезов Куртакского района показаны на наиболее представительных из них (рис. 4). Разновидности четвертичных отложений, описанные выше, оказались чрезмерно детальными для характеристики обнажений, простирающихся на десятки и сотни метров вдоль обрывов. При использовании детальных литотипов геологические тела, с прослеженными границами выглядят существенно неоднородными. Поэтому те из них, которые фиксировались в парагенезе и обладали взаимными фациальными переходами, были объединены в более генерализованные пачки и толщи. Коричневые лёссы и делювий представляют собой типичные субаэральные отложения. На рис. 4, (а, б, г) они занимают нижнюю часть разреза и включают в себя автохтонные автоморфные и гидроморфные палеопочвы с сохранившимся почвенным профилем. Обращает на себя внимание тот факт, что залегание палеопочв, которые из-за темного цвета гумуса являются маркерами, нередко наклонны, т.е. облекающие по отношению к палеосклону. Верхний (куртакский) палеопедокомплекс, отчетливо фиксирующийся в разрезах (а, б, г) на рис. 4, в большинстве случаев представлен несколькими эфемерными палеопочвами и педолитами. Поэтому он выделен в отдельный тип и показан серым цветом.

В опесчаненный субаэральный тип выделены палевые лёссы и делювий, наблюдаемые в верхних частях всех разрезов, приведенных на рис. 4. В следующий генерализованный литотип объединены хорошо сортированные пески, алевропески, алевриты, обладающие в разной степени

выраженной параллельной слоистостью. Для них характерны частые фациальные замещения друг на друга. В изученных разрезах парагенезис флювиальных отложений слагает три разновозрастные толщи, располагающихся друг над другом и разделенные субаэральными толщами. Особенно четко это фиксируется в Бережековском разрезе (см. рис. 4, (а)). Подчеркнем, что смена коричневых алевритовых типичных лёссов и делювия на опесчаненные генетические аналоги происходит над кровлей нижней из трех флювиальных пачек. Предшествовавшими исследователями эти флювиальные отложения трактовались как “аллювий высоких террас”, “перигляциальный аллювий”, “ложковый аллювий” (Дроздов и др., 2005). Однако на разрезах видно, что подошвы флювиальных толщ залегают не субгоризонтально и не в виде русловых врезов, а облекающие, что не типично для аллювия. Более того, на рис. 4, (б и г)

изображены разрезы, в которых отчетливо фиксируется тот факт, что верхняя флювиальная толща воздымается от нижней части разреза почти до самой бровки обрывов (до подошвы маломощного верхнего субаэрального покрова). При этом наблюдается несколько типов контактов с подстилающими отложениями.

Как правило, флювиальные отложения ложатся на подстилающие отложения с размывом и четко выраженным структурным несогласием, что видно на рис. 4, (а, б, г) по срезанию палеопочв и других геологических границ. Вместе с тем местами в подошве флювиальных отложений отсутствует размыв, и их подошва ложится облекающе на палеопочвы. Кроме того, нередко верхняя часть субаэральных толщ преобразована в миктит с пятнисто-полосчатыми текстурами грязевого жидкотекущего течения. В таких миктитах присутствуют лито-фациальные разности от

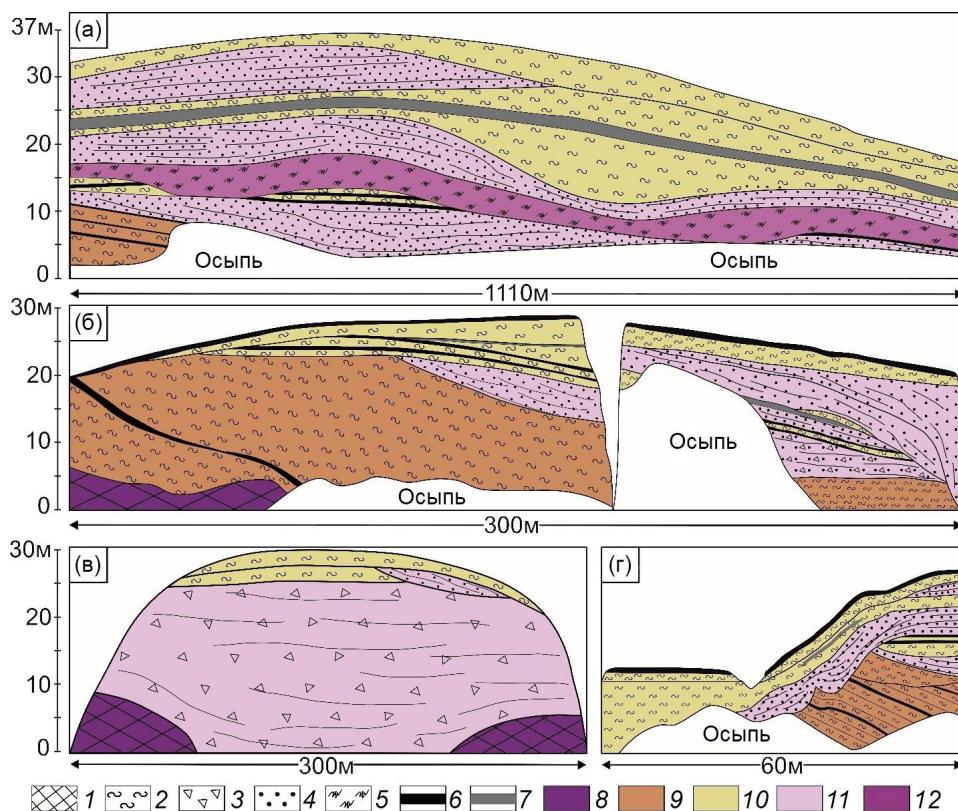


Рис. 4. Разрезы Куртакского района: (а) – Бережеково 1–4; (б) – Чанинская гора 1–2; (в) – Разлог-4; (г) – Бережеково-5.

1 – палеозойские породы; 2 – алевриты; 3 – грубообломочная толща с щебнем и дресвой; 4 – песок; 5 – гумусированные грязевые миктиты; 6 – автоморфные палеопочвы; 7 – эфемерные палеопочвы и педолиты куртакского педокомплекса; 8 – дочетвертичные образования; 9 – коричневые субаэральные отложения; 10 – палевые опесчаненные субаэральные отложения; 11 – суперпаводковые отложения; 12 – миктиты грязевого течения.

Fig. 4. Sections of the Kurtak region: (а) – Berezheko 1–4; (б) – Chaninskaya Mountain 1–2; (в) – Razlog-4; (г) – Berezheko-5.

1 – Paleozoic rock; 2 – silt; 3 – coarse gravel; 4 – sand; 5 – humus-rich mud myctites; 6 – automorphic buried soil; 7 – ephemeral buried soils and pedolites of Kurtaksky pedocomplex; 8 – pre-Quaternary formations; 9 – brown subaerial deposits; 10 – pale sandy subaerial deposits; 11 – megaflood deposits; 12 – mud flow myctites.

отторженцев с диффузионными взаимопроникающими контактами (см. рис. 2, (б)) до перемешанной однородной несортированной смеси (кривая 8 на рис. 3, (в)). Эти неслоистые пески и алевропески включены в состав флювиальных толщ, за исключением средней флювиальной тощи, на нижнем контакте которой в результате интенсивного переотложения достаточно мощной последовательности палеопочв, грязевые миктиты, насыщенные аллохтонным гумусом, приобрели контрастно выраженный серый цвет, что позволило выделить их в отдельное геологическое тело (см. рис. 4, (а)).

На рис. 4, (г) показан разрез, почти полностью сложенный грубообломочной толщей, постепенно переходящей в параллельное переслаивание песков и алевропесков с линзами дресвяно-щебнисто-галечного материала. Особо подчеркнем, что этот разрез (Разлог-4) совершенно однотипен разрезу, описанному под современным разрезом Бережеково 1–4 в период до заполнения Красноярского водохранилища (Горшков, 1966). По нашему мнению, это указывает на то, что грубообломочные отложения и перекрывающие их хорошо сортированные флювиальные отложения с грязевыми миктитами являются фациями гляциального суперпаводка. Приведем доводы, почему иные генетические трактовки представляются нам менее адекватными.

Прежде всего, изложенный фактический материал со всей очевидностью демонстрирует, что вышеописанные отложения не имеют признаков нормального межледникового аллювия. Что касается перигляциального аллювия, который должен был формироваться при подпруживании речных долин северными ледниками, то Тургайская ложбина стока, ограничивающая возможность подпруживания долин Западно-Сибирских рек с отметкой 130 м над уровнем Мирового океана (Архипов, 1971), не позволяет допускать возможность существования перигляциального аллювия или подпрудных озер в интервале abs. отметок 200–280 м, где локализованы Куртакские разрезы.

Особо отметим, что в разрезах Куртакского района, гранулометрический состав описываемых отложений уменьшается вверх по разрезу от подошвы к кровле, начинаясь грубообломочным базальным слоем, продолжаясь переслаиванием песков и алевропесков с линзами щебнегалечников и завершаясь параллельно слоистыми алевритами с линзами песков и редкими крупными обломками и грязекаменными миктитами. Кроме того, совершенно очевидно, что базальные грубообломочные отложения и алевропески с дресвяно-щебнегалечными прослойками, как правило, не залегают на ровной субгоризонтальной поверхности,

характерной для подошвы аллювиальных свит, но наклонно облекают кровлю палеозойского фундамента и другие подстилающие толщи. Специфической особенностью этой литоседиментационной последовательности является аномально большая видимая мощность (до 80 м на Куртакском участке с учетом затопленных разрезов), что не укладывается в аллювиальную парадигму. Изложенная аргументация обосновывает наше мнение о суперпаводковом (катафлювиальном) происхождении отложений, генезис которых ранее определялся как аллювиальный. Геологическое строение разрезов Куртакского района указывает на то, что выше уровня водохранилища вообще отсутствуют аллювиальные отложения Енисея, т.к. в разрезах распространены субаэральные отложения, находящиеся уже за пределами Енисейской долины, хотя и граничащие с ней.

В разрезе Бережеково 1–4 (см. рис. 4, (а)) прослежены все три суперпаводковые толщи: разлогская (Π_4 гг), чанинская (Π_2 chn), дивнинская (Π_4 dv), возраст которых достаточно уверенно определяется на основе информации по разделяющим их в разрезах субаэральным отложениям с палеопочвами, имеющим геохронометрическую, палеонтологическую, геоархеологическую характеристики (Дроздов и др., 2005; Zander et al, 2003; Архипов и др., 1992; Куртакский... 1990, вып. 1-3). На рис. 5 приведен сводный разрез четвертичных отложений Куртакского района, составленный по авторским данным и публикациям предшественников. Еще раз подчеркнем, что стратиграфическая основа местной схемы заложена исследовательским коллективом, который под руководством Н.И. Дроздова четверть века занимался комплексным междисциплинарным изучением разрезов Куртакского района.

Для определения возраста отложений использовались только те палеонтологические остатки, которые были найдены в положении *in situ*. Большинство таких местонахождений палеофауны локализовано в разрезах Бережеково 1–5. Аналогичный подход реализован и для археологических местонахождений (находки каменных артефактов). Опубликованные данные, как правило, позволяют определить положение местонахождений в разрезе с точностью до стратиграфической привязки к той или иной толще, но без детальной топографической локализации, которую на сегодняшний день обеспечивают навигаторы и БПЛА. Поэтому мы вынесли археологические, палеонтологические и геохронометрические данные, опубликованные в обобщении (Дроздов и др., 2005) на сводный разрез. Здесь и далее сведения о возрасте отложений, археологические и палеонтологические данные

по куртакскому району приводятся в соответствии с этой монографией (при этом данные радиоуглеродного метода даются некалиброванными по первоисточнику).

Самыми древними являются эоплейстоценовые субаэральные отложения (лёссы, делювий, гидроморфные палеопочвы), в основании разреза Бережеково-5 (рис. 4, (г)), где установлена обратная намагниченность и обнаружены остатки мелких млекопитающих, относящиеся к раздольинскому (аналог таманского) фаунистическому комплексу. Поскольку предшественники не дали этой толще местного названия, то нами она поименована дроздовской по одноименному урочищу (названному в честь Н.И. Дроздова), расположенному у пос. Куртак, где находится молодежный летний лагерь полевого стационара Красноярского государственного педагогического университета им. В.П. Астафьева. Дроздовская толща перекрывается нижне-неоплейстоценовой субаэральной верхнегорской толщей, где найдены остатки млекопитающих, для которых определена принадлежность к вяткинскому фаунистическому комплексу. Еще выше залегает средненеоплейстоценовая субаэральная верхнекаменская толща, представленная лёссами, делювием и тремя палеопочвами, из которой собраны палеонтологические остатки, отнесенные к хазарскому фаунистическому комплексу. Из этих же отложений известна единичная термолюминесцентная дата 349 ± 73 тыс. л. Здесь же найдены артефакты по типологии, определенные предыдущими исследователями как раннепалеолитические. Вышеперечисленные дроздовская, верхнегорская, верхнекаменская толщи, с совокупным возрастом от эоплейстоцена до среднего неоплейстоцена представлены лёссами и лёссовидными отложениями, для которых общим является коричневый цвет из-за доминирования пылеватой фракции.

Выше залегает разлогская толща самого древнего из региональных мегапаводков. В ней найдены артефакты, предположительно отнесенные к раннему палеолиту, а также остатки фауны средне-, нижненеоплейстоценового, эоплейстоценового возраста, что свидетельствует о переотложении палеонтологического и археологического материала. Для песчаных отложений этой толщи известна термолюминесцентная дата 202 ± 17 тыс. л. н., что позволяет отнести ее по возрасту ко второй половине среднего неоплейстоцена (время тазовского оледенения). Такая стратиграфическая позиция подтверждается возрастом каменоложской палеопочвы, залегающей непосредственно на кровле разлогской толщи, который определен на основе палеопедологической диагностики, а также термолюминесцентных дат 118 ± 17 тыс. л. н. и

130 ± 10 тыс. л. н. К сожалению, представительные типологические палеолитические артефакты в положении *in situ*, из каменоложской палеопочвы не известны. Палеонтологические остатки определены как принадлежащие к мамонтовому (“верхне-палеолитическому”) фаунистическому комплексу (с возрастом от конца среднего неоплейстоцена до позднего неоплейстоцена). В кровле каменоложской палеопочвы встречаются криогенные клинья. Таким образом, по возрасту каменоложская палеопочва сопоставляется с первым межледником-вым верхнего неоплейстоцена.

Непосредственно на каменоложской хорошо развитой полнопрофильной поликомпонентной черноземной палеопочве, отделенный от нее маломощным (обычно 0.5–1 м толщиной) прослойем субаэрального алеврита, залегает сухоложский педокомплекс, представленный четырьмя сближенными палеопочвами со слабо дифференцированными профилями и маломощными гумусовыми горизонтами, отнесенными по результатам палеопедологической диагностики к раннемуруркинскому времени (эпоха первого оледенения позднего неоплейстоцена). В ней так же, как и в нижележащей каменоложской палеопочве установлены палеонтологические остатки, отнесенные к мамонтовому фаунистическому комплексу. Термолюминесцентные даты уже не единичны; они укладываются в интервал 72–76 тыс. л. н., что позволило предшественникам соотнести возраст сухоложского педокомплекса с МИС 4.

Выше залегает суперпаводковая чанинская толща, представленная парагенезисом отложений грязекаменного и водокаменного селей (рис. 4, (а)). Сероцветная толща грязевых мицитов трактовалась предшественниками (Дроздов и др., 2005) как “дочанинские продукты переотложения раннемуруркинских и казанцевских почв”. В этих отложениях имеются находки переотложенной фауны возраста более древнего, чем вмещающие отложения. Термолюминесцентные даты близки к средним значениям около 60–57 тыс. л. н. На основе имеющихся данных возраст чанинской толщи определяется нами как позднемуруркинский – конец второй ступени верхнего неоплейстоцена (конец эпохи первого поздненеоплейстоценового оледенения).

Геохронометрически наиболее охарактеризованным является куртакский педокомплекс, представленный многочисленными эфемерными палеопочвами и педолитами (криотурбированными палеопочвами) переслоенными с лёссовидными отложениями. Опубликовано более ста радиоуглеродных дат, значения которых укладываются в интервал от 47 до 25 тыс. л. н. Кроме того, для

куртакского педокомплекса получена представительная серия термолюминесцентных датировок с усредненными значениями в интервале 50–26 тыс. л. н. В этих отложениях известны палеонтологические находки, относящиеся к мамонтовому комплексу фауны и артефакты, определенные как верхнепалеолитические. Куртакский палеопедокомплекс перекрывает нижнетрифоновскими палевыми и светло-коричневыми лёссами, возраст которых по радиоуглеродным данным находится в интервале 24–22 тыс. л. н., а по термолюминесцентным в интервале 25–23 тыс. л. н. Известны находки остатков мамонтового фаунистического комплекса и артефактов ранней поры позднего палеолита. Время формирования нижнетрифоновских слоев относится к последнему ледниковому максимуму.

Нижнетрифоновские субаэральные отложения перекрываются катафлювиальной дивнинской толщей с термолюминесцентными датами около 22–20 тыс. л. н. В дивнинских хорошо сортированных песках встречаются разрозненные остатки фауны, переотложенной из нижележащих отложений. Возраст этих песков оценивается как конец последнего ледникового максимума. Завершает разрез неоплейстоценена относительно маломощный (первые метры) верхнетрифоновский лёсс, из которого получена серия радиоуглеродных и термолюминесцентных дат в интервале 17–14 тыс. л. н. В этих отложениях известны находки артефактов финальной поры верхнего палеолита и остатков фауны мамонтового комплекса. Возраст определяется как послеледниковые – переход к голоцену.

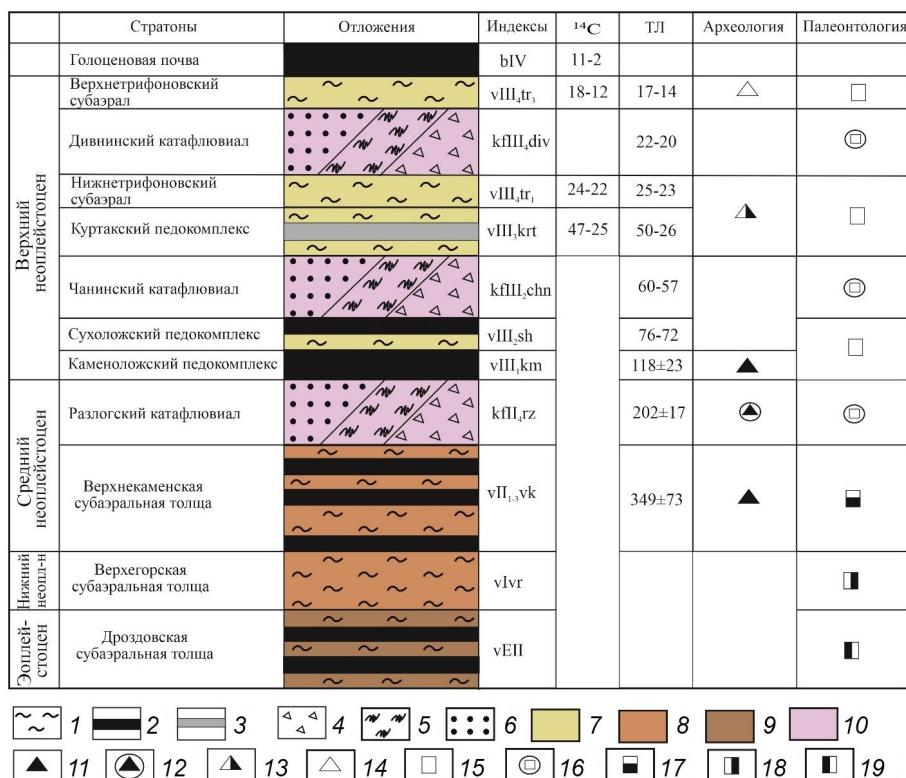


Рис. 5. Последовательность формирования четвертичных отложений Куртакского района.

1 – субаэральные отложения; 2 – автоморфные палеопочвы; 3 – эфемерные палеопочвы и педолиты; 4 – грубообломочные отложения; 5 – мицтиты; 6 – флювиальные отложения; 7 – палевые опесчаненные лёссы; 8 – типичные коричневые лёссы; 9 – эоплейстоценовый субаэральный комплекс; 10 – суперпаводковые (катафлювиальные) отложения; 11 – археологические объекты раннего палеолита; 12 – археологические объекты раннего палеолита сомнительного происхождения; 13 – археологические объекты раннего верхнего палеолита; 14 – археологические объекты позднего верхнего палеолита; 15 – мамонтовый фаунистический комплекс; 16 – переотложенные фаунистические остатки более древние, чем вмещающие отложения; 17 – хазарский фаунистический комплекс; 18 – вяткинский фаунистический комплекс; 19 – раздолинский фаунистический комплекс.

Fig. 5. Summary section of Quaternary deposits of the Kurtak region.

1 – subaerial deposits; 2 – automorphic buried soils; 3 – ephemeral buried soils and pedolites; 4 – gravels; 5 – mictites; 6 – fluvial deposits; 7 – fawn sandy loess; 8 – typical brown loess; 9 – the Eopleistocene subaerial complex; 10 – megaflood deposits; 11 – Early Paleolithic archaeological site; 12 – Early Paleolithic archaeological sites of dubious origin; 13 – early Upper Paleolithic archaeological sites; 14 – late Upper Paleolithic archaeological sites; 15 – mammoth faunal complex; 16 – redeposited faunal remains that are older than the host sediments; 17 – Khazar faunal complex; 18 – Vyatka faunal complex; 19 – Razdolninsky faunal complex.

РАЗРЕЗЫ СУПЕРПАВОДКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ЕНИСЕЯ

Анализ обобщающей региональной литературы по Среднему Енисею привел нас к выводу о том, что суперпаводковые отложения неоднократно описывались предшественниками, но их происхождение интерпретировалось иначе. Поэтому целесообразно привести хотя бы некоторые разрезы, опубликованные ранее, которые иллюстрируют, что суперпаводковые отложения встречаются не только в Куртакском районе (рис. 6). Например, авторы среднемасштабной геологической карты 1963 г. (Херасков, Анисимова, 1963) считали, что территория Южно-Минусинской котловины сложена валунно-галечниками, песками и нерасчлененными красно-бурыми песчаными глинами с галькой и щебнем “древней долины реки Енисей”, возраст которой определялся ими как позднечетвертичный, исходя из геоморфологического положения ее поверхности, близкой к гипсометрическим уровням площадок III и II нпт Енисея. Мощность этих отложений в Приенисейской части более 40 м (там же); при этом в разрезах близких к Енисею доминируют валунно-галечники, а в районе Абакана более существенную роль играют

пески, и мощность толщи снижается до 5–15 м. На геологической карте 2019 года издания эта толща показана как “аллювий прадолины Енисея”, а ее возраст переопределен по палинологическим данным с позднечетвертичного на эоплейстоценовый (Шаталина и др., 2019).

В этой связи показателен карьер в Южно-Минусинской котловине с координатами 53.380399° с. ш., 91.032862° в.д. (разрез № 1; рис. 1, 6, 7). Вскрытый здесь разрез верхнеенисейской толщи позволяет сделать вывод о ее трехчленном строении (Зольников и др., 2024). Нижняя пачка мощностью 8 м сложена преимущественно косослоистыми валунниками с галькой и отдельными окатанными глыбами. В прикровельной части валунников отмечаются прерывистые прослои и линзы песка, а также опесчаненность собственно валунников.

Средняя пачка сложена валунно-галечниками с доминирующей параллельной субгоризонтальной слоистостью, мощностью 7 м. Отметим, что кровля нижних валунников не всегда находится на одном гипсометрическом уровне, но участками снижается фактически до кровли палеозойских пород; при этом мощность перекрывающей пачки

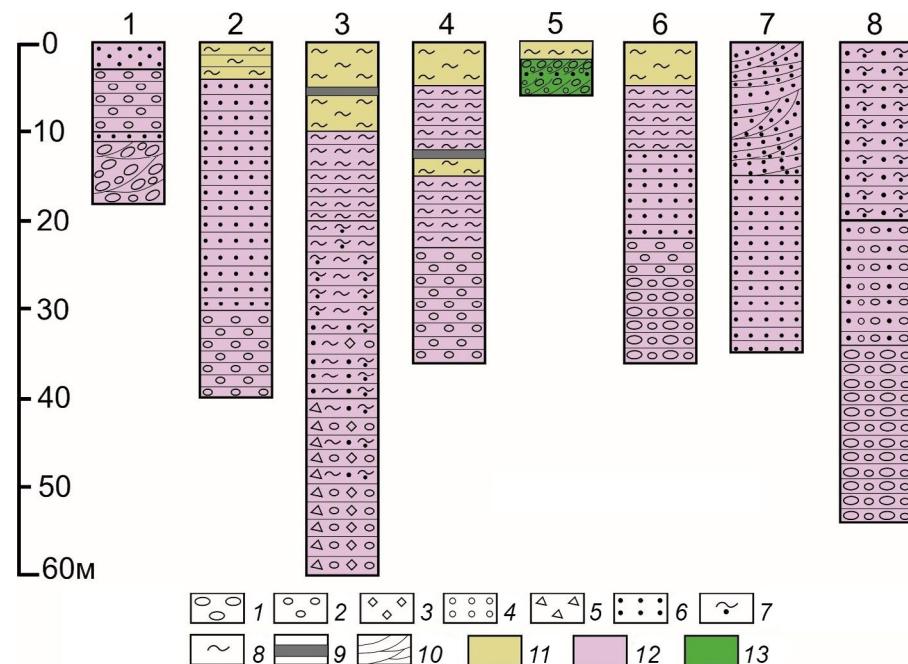


Рис. 6. Колонки разрезов, обсуждаемых в тексте.

Рис. 3. Ключевые разрезы, обсуждаемые в тексте:
 1 – валуны; 2 – гальки; 3 – щебень; 4 – гравий; 5 – дресва; 6 – песок; 7 – алевропесок; 8 – алеврит; 9 – палеопочва; 10 – слоистость; 11 – субаэральные отложения; 12 – суперпаводковые отложения; 13 – аллювий. Номера разрезов расшифрованы в тексте и даны в условных обозначениях к рис. 1.

Fig. 6. Columns of sections discussed in the text.

Fig. 6. Columns of sections discussed in the text.
 1 – boulder; 2 – pebble; 3 – angular pebble crushed stone; 4 – fine pebble gravel; 5 – angular fine pebble debris; 6 – sand; 7 – silty sand; 8 – silt; 9 – buried soil paleosol; 10 – bedding layering; 11 – subaerial deposits; 12 – superflood megaflood deposits; 13 – alluvium. Section numbers are deciphered in the text and given in the legend to Fig. 1 caption.

валунногалечников компенсационно увеличивается, что было прослежено в других стенках карьера. Особо подчеркнем, что параллельно слоистые валунногалечники ложатся на косослоистые валунники с четко выраженным структурным несогласием.

Верхняя пачка представлена песком мощностью до 3 м. В других участках карьера мощность песка увеличивается до 5–6 м. В нижней части песчаной пачки наблюдаются флювиальные текстуры, а верхняя часть песков перевеяна. На наш взгляд, описанная последовательность флювиальных отложений не укладывается ни в одну из ныне известных генетических интерпретаций, кроме суперпаводковой.

Скважинами, пробуренными в Южно-Минусинской котловине, вскрыта та же флювиальная

толща, мощностью до 40 м, которая геологами-съемщиками была отнесена в 2015 г. к нижне-четвертичному аллювию VII пнп (Секретарев и др., 2015). В соответствии с описанием по опорной скважине № 21 с координатами 54.561094° с. ш., 90.786721° в. д. (разрез № 2; рис. 1, 6, 7) приподошвенная часть этой толщи представлена галечниками мощностью 10 м, выше которых залегают параллельно слоистые пески мощностью до 25 м, завершающиеся волнисто параллельно тонко слоистым алевритом мощностью 5 м. Такая многометровая пачка параллельно-слоистых песков и алевритов не укладывается в аллювиальную парадигму, так же, как и наличие базальной пачки галечников в пределах котловины, где процессы аккумуляции должны доминировать над процессами размыва и переотложения грубообломочного материала.

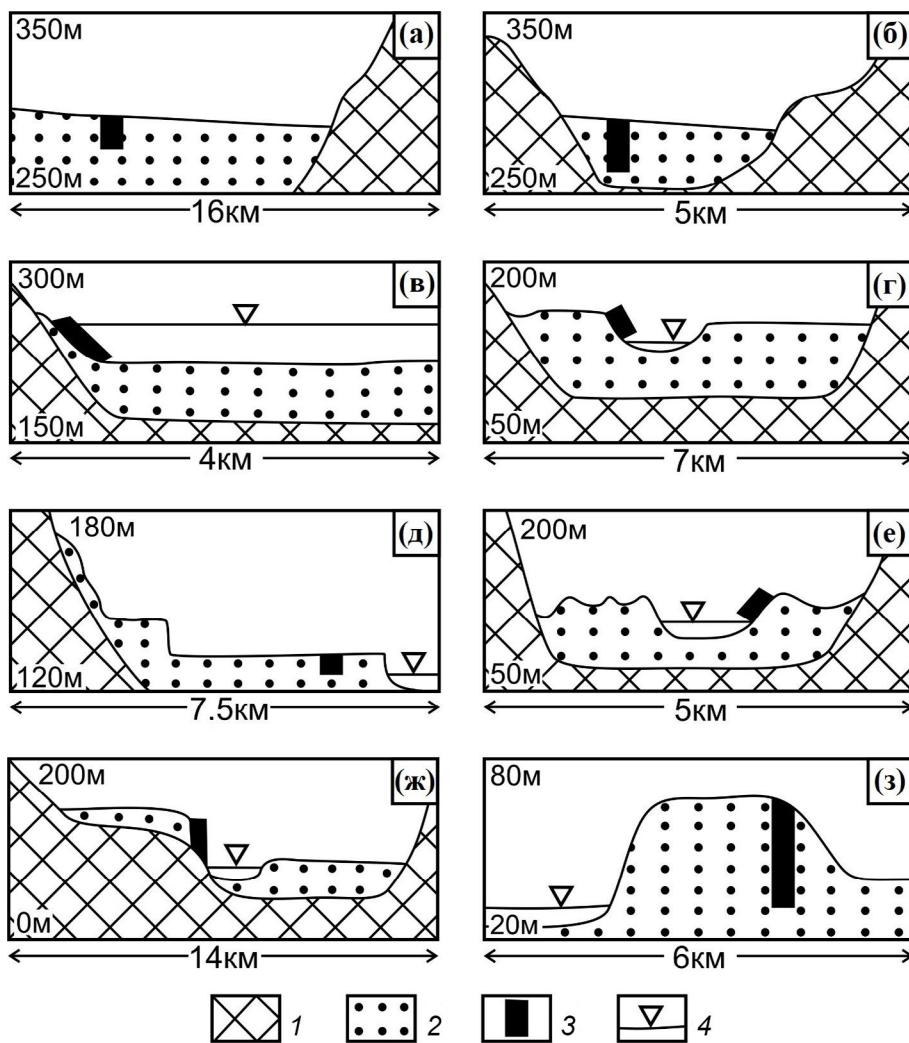


Рис. 7. Геоморфологические профили в участках разрезов, приведенных на рис. 6.
1 – дочетвертичные породы; 2 – четвертичные отложения; 3 – положение разрезов; 4 – урез воды в Енисее и Красноярском водохранилище.

Fig. 7. Geomorphological profiles in sections of the sections shown on the Fig. 6.

1 – pre-Quaternary rocks; 2 – Quaternary sediments; 3 – location of sections; 4 – water level in the Yenisei River and Krasnoyarsk reservoir.

Чрезвычайно интересен, упоминавшийся выше, разрез у поселка Куртак описанный до заполнения Красноярского водохранилища (Горшков, 1966). Здесь на цоколе палеозойских пород вскрыты: щебне-галечники, мощностью 5–10 м, выше которых залегают параллельно слоистые пески и алевриты, мощностью до 40 м с линзами и прослойками грубообломочного дресвяно-щебне-галечного материала (разрез № 3 на рис. 1, 6, 7). Этот разрез абсолютно аналогичен разрезу Разлог (см. рис. 4, (в)), вскрытому абразионной деятельностью после наполнения водохранилища. На наш взгляд, эти два разреза характеризуют одну и ту же толщу, круто наклонно облекающую кровлю фундамента с диапазоном относительных высот от 0 до 90 м над уровнем затопленного Енисея.

В районе г. Красноярск на левом берегу Енисея в качестве разреза III “лагерной” нпт более полувека назад описаны отложения, обнажающиеся в уступе террасы высотой 30–40 м над уровнем реки и протяженностью 7 км (Горшков, Минервин, 1966). Ниже уровня городской больницы в обнаружении 505 (Горшков, Минервин, 1966, с. 104) с координатами 56.006572° с.ш., 92.870461° в.д. снизу вверх были вскрыты (разрез № 4; рис. 1, 6, 7): галечник мощностью 11 м; параллельно слоистый алеврит мощностью 7 м; алеврит неслоистый лёссовидный мощностью 2 м; палеопочва мощностью до 1 м; алеврит параллельно-слоистый мощностью 7 м; алеврит неслоистый лёссовидный мощностью 4 м. Очевидно, что в разрезе описаны две флювиальных толщи, разделенные субаэральной пачкой. Нижняя толща представлена галечниками и перекрывающими их слоистыми алевритами, а верхняя только слоистыми алевритами. Обращает на себя внимание отсутствие отложений, которые можно было бы принять за русловую фацию верхней флювиальной толщи. При этом верхние слоистые алевриты фактически без размыва ложатся на палеопочву, лишь в некоторых местах вдоль разреза преобразуя ее в оплывневой миктит с педолитами (близко переотложенными гумусовыми прослойками и линзами). Чередование участков с размывами, участков с оплывневым переотложением и участков с налеганием без размыва на нижележащие отложения, характерно как раз для подошвы суперпаводкового циклита. Привлекает интерес и наличие в кровле нижней флювиальной толщи промоин, выполненных не вышележащими покровными отложениями, а все теми же флювиальными отложениями. Такие микроформы рельефа интерпретируются нами как промоины на возвратном потоке воды после суперпаводкового заплеска на борта долины.

В качестве примера приведем разрез типичного аллювия, который описан нами в карьере у деревни Коркино (разрез № 5 на рис. 1, 6, 7). В геоморфологическом отношении карьер приурочен к I нпт, обычно не превышающей 10 м над урезом Енисея (разрез 6 на рис. 7). Из этого же разрезы взяты образцы на гранулометрию, приведенные на рис. 3, (б). Здесь вскрыты хорошо окатанные гравийно-галечники с линзовидной и мульдообразной слоистостью мощностью около 4 м. Гравийно-галечники, представляющие собой типичный русловый аллювий, перекрываются маломощным алевропесчаным покровом, а в их середине прослеживается прослой пойменных песков мощностью 0.1–0.2 м, в которых встречены остракоды.

В районе г. Красноярска С.А. Архипов проследил разрез террасы, высота которой над Енисеем в то время выдерживалась в пределах 35–45 м, местами увеличиваясь до 50 м. Им построен разрез по левому берегу Енисея от Красноярска через Коровий Лог, Глубокий Лог, дер. Коркино и Куваршино до дер. Барабаново на протяжении 25 км (Архипов, 1966, с. 62). С.А. Архипов считал данную террасу III нпт, с высотой цоколя в среднем 15–20 м над Енисеем. Особо им подчеркивалась литофацевальная выдержанность разреза по горизонтали. Описано залегание на палеозойских породах параллельно- и косослоистых галечников до 10–15 м мощностью, которые С.А. Архиповым считались собственно межледниковым аллювием. Выше расположены параллельно-слоистые пески и алевропески, которые он интерпретировал как перигляциальный аллювий лагерной III нпт. В основании песков зафиксирован базальный слой песко-гравийников с галькой мощностью до 1–1.5 м. Сами пески хорошо сортированные промытые с текстурами ряби течения, с мелкой косой, волнистой, параллельной слоистостью варьируют по мощности от 5 до 12 м. Обычно они перекрываются 3–5-метровой пачкой параллельно-слоистого алевропеска. Выше лежит субаэральный алевритовый покров мощностью до 6–8 м. Таким образом, мощность флювиальной песчано-алевритовой толщи в среднем от 12 до 20 м. На наш взгляд, нижележащие галечники мощностью около 10 м также являются неотъемлемой частью, описываемой флювиальной толщи. Возраст отложений III нпт С.А. Архипов считал среднечетвертичным. Примечательно, что у дер. Барабаново, в разрезе с координатами 56.28209° с.ш., 93.4184° в.д. С.А. Архиповым выявлено двучленное строение грубообломочной толщи (разрез № 6; рис. 1, 6, 7), которая разделяется угловым несогласием на примерно равные по мощности нижнюю пачку

валунногалечников и верхнюю пачку галечников (Архипов, 1966).

По всему протяжению внеледниковой зоны вдоль Енисея от Красноярска до устья Подкаменной Тунгуски С.А. Архипов описал II нпт высотой от 18–22 м до 30–35 м, в среднем 22–30 м над рекой (Архипов, 1966). В основании террасы он описывал галечники мощностью 8–12 м, выше которых залегают пески мощностью 12–15 м, венчающиеся 2-метровыми тонкослоистыми алевритами. Он трактовал эти “монотонно-однообразные” параллельно-слоистые пески и алевриты как зырянский перигляциальный аллювий (вторая ступень верхнего неоплейстоцена). На некоторых участках, преимущественно на выступах палеозойского фундамента, им отмечалось, что перигляциальная толща увеличивается по мощности до 40 м, а переслаивающиеся алевропески содержат линзы щебенника с супесчано-суглинистым заполнителем. Такое геологическое строение однотипно строению описанного нами разреза Разлог (см. рис. 4, (в)).

В качестве примера взаимоотношения “сартанского аллювия”, слагающего I нпт и зырянского “перигляциального аллювия”, слагающего II нпт (Архипов, 1966), на правом берегу Енисея напротив деревни Береговая Таскино, в разрезе с координатами 56.805993° с. ш., 93.526682° в. д., описано перекрытие со структурным несогласием наклонно залегающими параллельно слоистыми песками, мощностью до 15 м субгоризонтально залегающих параллельно-слоистых песков мощностью около 20 м (разрез № 7; рис 1, 6, 7). На разрезе С.А. Архипова (Архипов, 1966, с. 66) показано, что нижняя часть “сартанского перигляциального аллювия” сложена галечниками, подошва которых залегает на уровне 10 м ниже уровня Енисея, а кровля воздымается до 5 м выше его уровня. Там же показано, что подошва “перигляциальных” “сартанских” песков, срезая кровлю песков II нпт, полого поднимается с высоты 5 м до высоты около 28 м над Енисеем. Перекрываются пески 2-метровым субаэральным алевритом. На наш взгляд, поведение верхних песков в этом разрезе совершенно однотипно с поведением верхних песков в описанном нами разрезе Чанинской горы Куртакского района (см. рис. 4, (б)).

На наш взгляд, описанная флювиальная толща, достигающая по совокупной мощности галечников и песков 25 м, и с подошвой, меняющей свое положение по высоте на 40 м, вряд ли может интерпретироваться как I нпт, не имеющая к тому же в своем составе отложений пойменной и стадичной фаций. У высоких склонов палеозойского цоколя в состав этой толщи включаются грубо-

бломочные неокатанные отложения (щебенники с глыбами). По геолого-геоморфологическому положению, набору фаций и текстурно-структурным особенностям отложений происхождение описанной толщи, с большой степенью обоснованности, можно связать с суперпаводком конца последнего ледникового максимума (ПЛМ или LGM).

О суперпаводковых отложениях прорывов ледниково-подпрудных бассейнов Алтае-Саянской горной области, сформировавшихся при их прохождении северной палеогляциозоны, свидетельствуют материалы бурения Казачинской экспедиции в пос. Бор и около с. Туруханска. Приведем данные по скважине 9, пробуренной в пос. Бор (разрез № 9; рис. 1, 6, 7), опубликованные в (Архипов, Матвеева, 1964). Здесь сверху вниз описаны (Архипов, Матвеева, 1964, с. 104): “0.0–20.0 м. Параллельное субгоризонтальное переслаивание мелкозернистого песка с толщиной прослоев от 5–10 до 50 см и супеси (алевропеска) с толщиной прослоев 5–15 см. Мощность 20 м; 20.0–33.7 м. Переслаивание мелко-, среднезернистого песка и гравийно-галечника. Мощность 13.7 м. 33.7–53.9 м. Валунно-галечник. Мощность 20.2 м. Залегает на мезозойских отложениях”.

Как мы видим, мощность флювиальной толщи составляет почти 54 м. В районе с. Туруханска бурением был вскрыт сходный разрез общей мощностью до 65 м (там же). С.А. Архиповым и О.В. Матвеевой эти отложения трактовались как аллювий II нпт (высота площадки около 35 м над меженем Енисея), мощность которой более чем в два раза превышает таковую у пойменной террасы. Однако аномальная мощность, отсутствие отложений пойменной фации, а также стадичных осадков, насыщенных органикой, побудили авторов высказаться о специфических условиях формирования этой толщи (Архипов, Матвеева, 1964, с. 104–105): “Многоводность Енисея была, вероятно, связана с таянием в горах зырянских льдов. Огромный поток талых вод принес в долину Енисея грубообломочный материал и сформировал мощные горизонтально слоистые песчаные толщи … они напоминают половодно-ледниковые образования, описанные Г.И. Горецким (1958) на Каме, Волге и Дону”. Таким образом, генезис данной толщи фактически был на удивление точно описан ранее, несмотря на то что в 60-е гг. XX в. представления о гляциальных суперпаводках в регионе еще не были широко известны в России. Вместе с тем вопрос о возрасте отложений, вскрытых скважинами Казачинской экспедиции, в пос. Бор и с. Туруханска пока остается открытым, хотя представляется очевидным, что они вряд ли могут быть древнее позднего неоплейстоцена. Подыто-

живая вышеизложенное отметим, что, по нашему мнению, отложения суперпаводков были неоднократно и широко описаны предшественниками в долине Среднего Енисея, но при невозможности принять их за типичный межледниковый аллювий, диагностировались как перигляциальный аллювий.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализируя полученные результаты, стоит особо подчеркнуть, что в горных долинах и на равнинах литологический состав суперпаводковых отложений существенно различается. В пределах низменностей, где днища и борта долин выстланы рыхлыми отложениями, суперпаводки производят гораздо более интенсивную денудационно-эрэзационную деятельность, чем в горах, формируя переуглубления в днищах долин. При прохождении гигантского потока через равнину, он ассимилирует и неоднократно переоткладывает не только грубообломочный коллювий, как в горах, но в основном аллювиальные пески, которые выполняют днища долин, а также алевриты и алевропески субаэральных покровов, слагающих их борта. В нижней своей части мегапаводковые отложения представлены мощными валунно-галечниками с глыбами. Именно валунно-галечная толща, сформированная суперпаводками на днище и в нижней части долины, принималась большинством исследователей за типичные межледниковые аллювиальные отложения низких и высоких террас. Выше, до уровней 60-80-100 м над уровнем Енисея, валунно-галечники сменяются параллельно слоистыми песками, алевропесками, алевритами, облекающими ложащимися на борта.

Кроме того для равнинного суперпаводкового циклита характерными являются селевые грязекаменные миктиты, которые нередко соседствуют с параллельно слоистыми алевропесками как по горизонтали, так и по вертикали. В отличие от гор, на равнине оплывневые миктиты могут формироваться не только на завершающей стадии суперпаводка, но и на его начальном этапе, при водном заплеске на борта долины. Конкретные пространственные взаимоотношения параллельно слоистых алевропесков и пятнисто-полосчатых миктитов зависят от скорости и динамики потока, его глубины, углов наклона ложа. На периферии заплеска суперпаводковые воды теряют способность к интенсивной эрозионно-денудационной деятельности и зачастую ложатся на субаэральные алевриты без четко выраженного эрозионного размыва. При этом параллельная тонко-мелкая слоистость заплесковых алевропесков становится нечетко-выраженной и заменяется пятнисто-

лосчатыми текстурами, отражающими уже не водно-флювиальное, а жидкогрязевое течение на склонах.

В палеогляциозоне выделение суперпаводковых образований, формировавшихся за счет опорожнения межгорных котловин, осложняется наличием водно-ледниковых отложений северных ледников. Карский ледниковый покров неоднократно подпруживал магистральные долины Западно-Сибирской равнине в четвертичное время. Прорывы его ледниково-подпрудных вод формировали переуглубления до 300 м глубиной. Ранее эти переуглубления считались ложбинами ледникового выпахивания. Однако во многих скважинах четвертичные отложения, выполнившие эти переуглубления, начинаются не с морен, а с морских осадков, которые содержат холоднолюбивую микрофауну (Гуськов, 2009). Представления о формировании глубоких палеоврезов прорывными водами, опорожняющими подпрудных озер при деградации ледников Сибирского Севера и об ингрессионном затоплении их морскими водами, позволяют объяснить наличие одновозрастных морских осадков на разных гипсометрических уровнях, а также южнее области распространения моренных диамиктонов. Сегодня уже ясно, что флювиальные отложения прорыва ледниково-подпрудного озера и осадки морской ингрессии могут залегать в переуглубленных долинах гипсометрически значительно ниже моренных диамиктонов предшествующего оледенения. Вместе с тем возникает проблема выявления в долине Северного Енисея взаимоотношений геологических тел, сформированных прорывами южных (горных) и северных ледниково-подпрудных озер. Ситуация несколько облегчается на периферии палеогляциозоны, где отложения "Дархадских" суперпаводков не только выполняют долину, но и заплесковыми плащами облекают ее борта выше уровня аллювиального морфолитогенеза. Очевидно, что отложения северных прорывов не могут формироваться гипсометрически выше уровней подпрудных озер зырянского, тазовского, самаровского и шайтанского ледников.

Таким образом, и ранее в долине Среднего Енисея наряду с обычным аллювием низких террас выделяли флювиальные отложения совершенно другого типа, которые были описаны как межледниковый аллювий высоких террас, наращивавшийся перигляциальным аллювием, для которого характерна мелкозернистость, пылеватость, отсутствие четкой дифференциации на фации. К этой характеристике мы можем добавить, наличие щебногалечников с флювиальными (водно-потоковыми) текстурами и миктитов с пят-

нисто-полосчатыми текстурами жидкогрязевого течения. Наши исследованиями наличие пери-глациального аллювия в долине Енисея не подтверждается. Имеющиеся данные как авторские, так и опубликованные разными исследователями, позволяют сделать вывод о наличии трех гигантских гляциальных паводков: разлогского (конец среднего неоплейстоцена) и двух позднечетвертичных: чанинского (завершение раннезырянского — муркутинского оледенения) и дивинского (завершение последнего ледникового максимума).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Еще раз подчеркнем, что сравнение результатов наших полевых работ с опубликованными данными позволяет сделать вывод, что основные геологические тела и типы отложений, соответствующие суперпаводковым событиям в долине Среднего Енисея, были уже выделены ранее и описаны еще до наших исследований, но с иной фациально-генетической интерпретацией. В частности, местная стратиграфическая схема, составленная для Минусинских котловин на основе детально и комплексно изученных разрезов Куртакского района (Дроздов и др., 2005), представляет собой достаточно надежную геологическую основу для дальнейшего совершенствования стратиграфических построений в рамках создания обновленной схемы четвертичных отложений Алтая-Саянской горной области. Однако на этапе разработки и апробации этой схемы ее авторы еще не в полной мере были осведомлены о специфике геологического строения суперпаводковых отложений и не имели возможности учесть представления о гляциальных катастрофических потоках в создаваемой модели геологического строения четвертичной толщи района.

Суммируя наши наблюдения, можно зафиксировать тот факт, что на низких относительных высотах над уровнем Енисея в суперпаводковом циклите доминируют параллельно- и косослоистые валунногалечники, в которых встречаются глыбы разной степени окатанности. Выше русла появляются щебне-галечники, которые перекрываются параллельно слоистыми песками. Еще выше на бортах долины преобладают параллельно-слоистые алевропески, алевриты, а также оплывневые пятнисто-полосчатые алевропесчаные с дресвой — микиты. Характерной чертой толщ с описанной литоседиментационной последовательностью является аномально высокая мощность, составляющая многие десятки вплоть до сотни метров. Другой специфической особенностью является не субгоризонтальное залегание подошвы,

а облекающее палеосклон вплоть до очень крутых углов (нередко более 45°).

Немаловажным для решения проблем расчленения и корреляции четвертичных отложений долины Среднего Енисея представляется впервые проведенное разделение верхнеенисейской толщи (Зольников и др., 2021) на три разновозрастных генерации: разлогские (Π_4 гг), чанинские (Π_2 chn), дивинские (Π_4 dv) катафлювиальные отложения. На днище долины эти три геологических тела трудно различимы в связи с тем, что они накладываются друг на друга в виде валунно-галечных пачек, а эрозионные размыты и денудационные перерывы чрезвычайно непросто выявить в грубобломочных флювиальных отложениях. На бортах долины суперпаводковые слои уже разделяются межледниками субаэральными покровами с палеопочвами, в которых нередки находки палеонтологических и археологических объектов, что позволяет более уверенно судить о разных суперпаводковых событиях и определять их место в региональной геологической летописи плейстоцена. Безусловно выявленная периодизация суперпаводковых событий нуждается в дополнительном подтверждении термолюминесцентных дат более совершенным OSL-методом. Кроме того, необходимы трудоемкие работы по отбору более массового археологического и палеонтологического материала *in situ* в эоплейстоценовых, нижне-неоплейстоценовых и средненеоплейстоценовых отложениях, находящихся за пределами датирования новейшими геохронометрическими методами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00140 “Позднечетвертичная история магистральных долин Западной Сибири”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Акулова В.В. и др. (2014). О происхождении песчаных отложений в Южно-Минусинской котловине. *Геология и геофизика*. Т. 55. № 10. С. 1495–1508.
<https://doi.org/10.15372/GiG20141004>
- Архипов С.А. (1966). Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений: террасы Енисея вне-ледниковой зоны Западно-Сибирской низменности. В сб.: *Четвертичный период Сибири*. М.: Наука. С. 50–70.
- Архипов С.А. (1971). Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука. 329 с.
- Архипов С.А., Матвеева О.В. (1964). Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 127 с.

- Архипов С.А., Гнибиденко З.Н., Зыкина В.С. и др. (1992). Геологическое строение и общая стратегия хроностратиграфического изучения Куртакского археологического района. В сб.: *Палеоэкология и расселение древнего человека в Северной Азии и Америке*. Красноярск. С. 10–14.
- Горшков С.П. (1966). О стратиграфии антропогеновых отложений внедниковой зоны Приенисейской Сибири. В сб.: *Четвертичный период Сибири*. М.: Наука. С. 71–81.
- Горшков С.П. (1986). Проблема сопоставления плейстоценовых отложений внедниковой зоны Приенисейской Сибири с событиями в ледниковой зоне. В сб.: *Четвертичные оледенения Средней Сибири*. М.: Наука. С. 95–101.
- Горшков С.П., Минервин А.В. (1966). Условия формирования аккумулятивных образований 30–40-метровой “лагерной” террасы р. Енисей. В сб.: *Четвертичный период Сибири*. М.: Наука. С. 101–108.
- Гуськов С.А. (2009). Средне-позднеплейстоценовые морские трансгрессии на севере Западной Сибири. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. Специальный выпуск. Четвертичный период Западной Сибири: результаты и проблемы новейших исследований*. № 69. С. 40–47.
- Дроздов Н.И., Чеха В.П., Хазартс П. (2005). Геоморфология и четвертичные отложения Куртакского геоархеологического района (Северо-Минусинская впадина). Красноярск: РИО. КГПУ им. В.П. Астафьева. 112 с.
- Ендрихинский А.С. (1982). Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. В сб.: *Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири*. Новосибирск: Наука. С. 6–35.
- Зольников И.Д., Новиков И.С., Деев Е.В. и др. (2021). О фациальном составе и стратиграфическом положении четвертичной верхнеенисейской толщи в Тувинской и Минусинской впадинах. *Геология и геофизика*. Т. 62. № 10. С. 1377–1390.
<https://doi.org/10.15372/GiG2020186>
- Зольников И.Д., Выборнов А.В., Киргинеков Э.Н. и др. (2024). Суперпаводковые отложения верхнего неоплейстоцена Койбальской степи (Минусинская котловина). *Геосферные исследования*. № 1. С. 26–39.
- Кинд Н.В. (1974). Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука. 255 с.
- Куртакский археологический район. Вып. 1. (1990а). Красноярск: ИАЭТ СО РАН. 88 с.
- Куртакский археологический район. Вып. 2. (1990б). Красноярск: ИАЭТ СО РАН. 111 с.
- Куртакский археологический район. Вып. 3. (1990в). Красноярск: ИАЭТ СО РАН. 113 с.
- Михаревич М.В., Шпанский А.В. (2021). Проблемы возрастной и генетической диагностики четвертичных отложений в долине среднего течения р. Енисей (Енисей-Нижнеангарский стратиграфический район и район Минусинских котловин). *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. № 10с. С. 57–68.
<https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-57-68>
- Новиков И.С. (2021). Изменение глобального базиса денудации в позднем мезозое и кайнозое и его влияние на формирование геоморфологической структуры в районах с разным неотектоническим режимом. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. № 10с. С. 68–84.
<https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-68-85>
- Равский Э.И. (1972). Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука. 334 с.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Часть III. Четвертичная система. (1983). Л.: ВСЕГЕИ. 84 с.
- Секретарёв М.Н., Липищанов А.П., Михайленко В.В. и др. (2015). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Изд. второе. Серия Минусинская. Лист N-46-XIII (Сорск). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ. 205 с.
- Херасков Н.Н., Анисимова Н.Д. (1963). Геологическая карта масштаба 1:200 000. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXVI. Объяснительная записка. М.: Гос. Научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр. 96 с.
- Цейтлин С.М. (1979). Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука. 284 с.
- Чеха В.П. (1990). Ископаемые почвы Куртакского археологического района. В сб.: *Куртакский археологический район. Выпуск 3. Новые данные к хроностратиграфии палеолита Куртакского археологического района*. Красноярск: ПО “Сибирь”. С. 19–32.
- Шаталина Т.А., Сосновская О.В., Александровский Ю.С. и др. (2019). Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXVI (Саяногорск). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 224 с.
- Ямских А.Ф. (1993). Осадконакопление террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск: КГПИ. 226 с.
- Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R., Komatsu G. (2023). Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence. *Quat. Int.* V. 643. P. 1–21.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.10.002>
- Komatsu G., Arzhannikov S., Gillespie A., Burk R. et. al. (2009). Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River. *Geomorphology*. V. 104. P. 143–164.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.009>
- Krivonogov S.K., Yi.S., Kashiwaya K. et. al. (2012). Solved and unsolved problems of sedimentation, glaciocation and paleolakes of The Darhad Basin, Northen Mongolia. *Quat. Sci Rev.* V. 56. P. 142–163.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.013>
- Zander A., Frechen M., Zykina V., Boenigk W. (2003). Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia. *Quat. Sci Rev.* V. 22. P. 999–1010.

MEGAFLOODS DEPOSITS IN THE MIDDLE YENISEI RIVER VALLEY¹

I. D. Zolnikov^{a,b,✉}, E. A. Filatov^a, I. S. Novikov^a, A. V. Shpansky^{a,c}, A. M. Klementyev^d,
A. A. Anoikin^e, A. V. Vybornov^{a,e}, N. V. Glushkov^{a,b}, A. T. Dzhumanov^{a,c},
E. A. Bordyugova^{a,b}, and D. E. Rogozin^{a,b}

^a*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk, Russia*

^b*Novosibirsk state university, Novosibirsk, Russia*

^c*Tomsk State University, Tomsk, Russia*

^d*Institute of the Earth's Crust Siberian Branch of the RAS, Irkutsk, Russia*

^e*Institute of Archaeology and Ethnography Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk, Russia*

[✉]*E-mail: zol@igm.nsc.ru*

As a result of recent field studies in the Middle Yenisei Valley, the absence of high terraces of alluvial and periglacial origin, which traditionally formed the basis of the Quaternary stratigraphy of the Minusinsk basins, has been established. Sediments previously attributed to the alluvium of high terraces are super-flood. The article provides lithofacies characteristics of subaerial and megaflood deposits, as well as the features of their relationships in space. Information on paleontological and archaeological objects from stratified locations of the study area, for which geodatabases have been compiled, has been summarized and cartographically visualized. In the North Minusinsk Basin, the analysis of reference sections of the Kurtak region, worked out in detail stratigraphically and published by previous researchers, made it possible to determine the stratigraphic position of megaflood strata based on the occurrence between subaerial packs with paleosols. The geochronometric, paleontological, and geoarchaeological characteristics of the sequence of the studied geological deposits are given. On the basis of systematization of already known materials and generalization of new field data, the presence of deposits of three megaflood strata in the Middle Yenisei Valley was established: Razlog (II₄ rz), Chaninskaya (III₂ chn), Divninskaya (III₄ dv).

Keywords: megaflood, Middle Yenisei Valley, paleography, high terraces

ACKNOWLEDGMENTS

The research was carried out with the financial support of the Russian Science Foundation grant № 22-17-00140 “Late Quaternary history of the main valleys of Western Siberia”.

REFERENCES

- Arkhipov S.A. (1966). The problem of correlation of alluvial and glacial deposits: Yenisei terraces of the non-glacial zone of the West Siberian Lowland. In: *Chetvertichnyi period Sibiri* (The Quaternary period of Siberia). Moscow: Nauka (Publ.). P. 50–70. (in Russ.)
- Arkhipov S.A. (1971). *Chetvertichnyi period v Zapadnoi Sibiri* (The Quaternary period in Western Siberia). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 1971. 329 p. (in Russ.).
- Arkhipov S.A., Gnididenko Z.N., Zykina V.S. et. al. (1992). Geological structure and general strategy for chronostratigraphic study of the Kurtak archaeological region. In: *Paleoekologiya i rasselenie drevnego cheloveka v Serernoi Azii i Amerike*. Krasnoyarsk. 1992. P. 10–14. (in Russ.)
- Arkhipov S.A., Matveeva O.V. (1964). Antropogen yuzhnói okrainy Yeniseiskoi depressii (Anthropogen of the southern margin of the Yenisei depression). Novosibirsk: SO RAN (Publ.). 127 p. (in Russ.)
- Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R., Komatsu G. (2023). Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence. *Quat. Int.* V. 643. P. 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.10.002>
- Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Akulova V.V. et. al. (2014). On the origin of sand deposits in the South Minusinsk basin. *Geologiya i geofizika*. V. 55. № 10. P. 1495–1508. <https://doi.org/10.15372/GIG20141004>. (in Russ.).
- Chekhov V.P. (1990). Fossil soils of the Kurtak archaeological region. In: Kurtak archaeological region. Issue 3. New data on the chronostratigraphy of the Paleolithic of the Kurtak archaeological region. Krasnoyarsk: PA Siberia (Publ.). P. 19–32.
- Drozdov N.I., Chekhov V.P., Khazarts P. (2005). *Geomorfologiya i chetvertichnye otlozheniya Kurtakskogo geoarkheologicheskogo raiona (Severo-Minusinskaya vpadina)* [Geomorphology and quaternary deposits of the Kurtak geoarchaeological region (North Minusinsk depression)] (Publ.). Krasnoyarsk: RIO. KGPU im. V.P. Astaf'yeva. 112 p. (in Russ.)
- Gorshkov S.P. (1966). On the stratigraphy of anthropogenic deposits of the extraglacial zone of the Yenisei Siberia. In: *Chetvertichnyi period Sibiri*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 71–81. (in Russ.)
- Gorshkov S.P. (1986). The problem of comparing Pleistocene deposits of the extraglacial zone of Yenisei Siberia with events in the glacial zone. In: *Chetvertichnye oledeneniya*

¹For citation: Zolnikov I.D., Filatov E.A., Novikov I.S. et al. (2024). Megafloods deposits in the middle Yenisei River valley. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 58–77. (in Russ). <https://doi.org/10.31857/S2949178924040053>; <https://elibrary.ru/FGUOTI>

- Srednei Sibiri.* Moscow: Nauka (Publ.). P. 95–101. (in Russ.)
- Gorshkov S.P., Minervin A.V. (1966). Conditions for the formation of accumulative formations of a 30–40-meter “camp” terrace Yenisey. In: *Chetvertichnyi period Sibiri*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 101–108. (in Russ.).
- Guskov S.A. (2009). Middle-Late Pleistocene marine transgressions in the north of Western Siberia. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda. Spetsial'nyi vypusk. Chetvertichnyi period Zapadnoi Sibiri: rezul'taty i problemy noveishikh issledovanii.* № 69. Moscow: GEOS (Publ.). P. 40–47. (in Russ.)
- Kheraskov N.N., Anisimova N.D. (1963). Geologicheskaya karta masshtaba 1:200 000. Seriya Zapadno-Sayanskaya. List N-46-XXVI. Ob"yasnitel'naya zapiska (Geological map scale 1:200 000. West Sayan series. Sheet N-46-XXVI. Explanatory letter). Moscow: Gos. Nauchno-tehnicheskoe izd-vo literatury po geologii okhrane nedr (Publ.). 96 p. (in Russ.)
- Kind N.V. (1974). Geokhronologiya pozdnego antropogena po izotopnym dannym (Geochronology of the late anthropogen according to isotopic data). Moscow: Nauka (Publ.). 255 p. (in Russ.)
- Komatsu G., Arzhannikov S., Gillespie A., Burk R. et al. (2009). Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River. *Geomorphology*. V. 104. P. 143–164. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.009>
- Krivonogov S.K., Yi.S., Kashiwaya K. et. al. (2012). Solved and unsolved problems of sedimentation, glaciocation and paleolakes of The Darhad Basin, Northern Mongolia. *Quat. Sci. Rev.* V. 56. P. 142–163. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.013>
- Kurtakskiy arkheologicheskiy rayon (Kurtak archaeological region). Iss. 1. (1990 a). Krasnoyarsk: IAET SB RAS (Publ.). 88 p. (in Russ.)
- Kurtakskiy arkheologicheskiy rayon (Kurtak archaeological region). Iss. 2. (1990 б). Krasnoyarsk: IAET SB RAS (Publ.). 111 p. (in Russ.)
- Kurtakskiy arkheologicheskiy rayon (Kurtak archaeological region). Iss. 3. (1990 в). Krasnoyarsk: IAET SB RAS (Publ.). 113 p. (in Russ.)
- Mikharevich M.V., Shpansky A.V. (2021). Problems of age and genetic diagnosis of quaternary deposits in the valley of the middle reaches of the river. Yenisei (Yenisei-Nizhneangarsky stratigraphic area and the area of the Minusinsk basins). *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri.* № 10c. P. 57–68. (in Russ.). <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-57-68>
- Novikov I.S. (2021). Changes in the global denudation basis in the late Mesozoic and Cenozoic and its influence on the formation of the geomorphological structure in areas with different neotectonic regimes. *Geology and mineral resources of Siberia.* № 10c. P. 68–84. <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-69-85>.
- Ravsky E.I. (1972). *Osadkonakoplenie i klimaty Vnutrennei Azii v antropogene* (Sedimentation and climates of Inner Asia in anthropogen). Moscow: Nauka (Publ.). 334 p. (in Russ.)
- Resheniya Vsesoyuznogo stratigraficheskogo soveshchaniya po dokembriyu, paleozoyu i chetvertichnoi sisteme Srednei Sibiri (Novosibirsk, 1979 g.). Chast' III. Chetvertichnaya sistema (Decisions of the All-Union Stratigraphic Meeting on the Precambrian, Paleozoic and Quaternary System of Central Siberia (Novosibirsk, 1979). Part III. The quaternary system). (1983) Leningrad: VSEGEI (Publ.). 84 p. (in Russ.)
- Sekretarev M.N., Lipishanov A.P., Mikhailenko V.V. et. al. (2015). *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Minusinskaya. List N-46-XIII (Sorsk). Ob"yasnitel'naya zapiska* (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second edition. The Minusinskaya series. Sheet N-46-XIII (Sorsk). Explanatory note). Moscow: MT VSEGEI (Publ.). 205 p. (in Russ.)
- Shatalina T.A., Sosnovskaya O.V., Alexandrovsky Yu.S., et.al. (2019). *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Zapadno-Sayanskaya. List N-46-XXVI (Sayanogorsk). Ob"yasnitel'naya zapiska* (State Geological Map of the Russian Federation scale 1:200 000. Second edition. The Western Sayan series. Sheet N-46-XXVI (Sayanogorsk). Explanatory note). St. Petersburg: VSEGEI (Publ.). 224 p. (in Russ.)
- Tseitlin S.M. (1979). *Geologiya paleolita Severnoi Azii* (Geology of the Paleolithic of Northern Asia). Moscow: Nauka (Publ.). 284 p. (in Russ.)
- Yamskikh A.F. (1993). *Osadkonakoplenie terrasoobrazovanie v rechnykh dolinakh Yuzhnoi Sibiri* (Sedimentation and terracing in the river valleys of Southern Siberia). Krasnoyarsk: KSPI (Publ.). 226 p. (in Russ.)
- Yendrikhinsky A.S. (1982). The sequence of the main geological events on the territory of Southern Siberia in the Late Pleistocene and Holocene. In: *Pozdnii pleistotsen i golotsen yuga Vostochnoi Sibiri*. Novosibirsk: Nauka (Publ.). P. 6–35. (in Russ.)
- Zander A., Frechen M., Zykina V., Boenigk W. (2003). Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia. *Quat. Sci. Rev.* V. 22. P. 999–1010.
- Zolnikov I.D., Novikov I.S., Deev E.V. et al. (2021). On the facies composition and stratigraphic position of the Quaternary Upper Yenisei strata in the Tuva and Minusinsk depressions. *Geologiya i geofizika.* V. 62. № 10. P. 1377–1390. (in Russ.). <https://doi.org/10.15372/GiG2020186>
- Zolnikov I.D., Vybornov A.V., Kirginekov E.N. et al. (2024). Super-flood deposits of the Upper Neopleistocene of the Koibal steppe (Minusinsk depression). *Geosphere Research.* № 1. P. 26–39.

===== КАТАФЛЮВИАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ
СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ =====

УДК 551.435.1→551.89(517)

ДАРХАДСКОЕ ПАЛЕООЗЕРО И ДАРХАДСКИЕ ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СУПЕРПАВОДКИ
В КОНТЕКСТЕ КАТАФЛЮВИАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ СЕВЕРНОЙ АЗИИ
В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ[#]

© 2024 г. С. Г. Аржанников^{1,*}, А. В. Аржанникова¹, Р. Брош^{2,3}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Национальный центр научных исследований, Экс-ан-Прованс, Франция

³Европейский центр исследований и преподавания в области геонаук
об окружающей среде, Экс-ан-Прованс, Франция

*E-mail: sarzhan@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 16.01.2024 г.

После доработки 14.04.2024 г.

Принята к публикации 25.09.2024 г.

Одними из экстремальных событий позднего плейстоцена в Северной Азии являются гидросферные катастрофы, связанные с прорывами и спусками ледниково-подпрудных озер. Комплексное изучение и выявление причинно-следственных связей формирования гляциальных суперпаводков (мегапаводков, мегафлодов) и их рельефообразующей роли является одним из важных направлений палеогеографии. В рамках данной проблемы проведен комплекс геоморфологических и геохронологических исследований, направленный на определение причин формирования ледниково-подпрудного Дархадского палеоозера и возраста дархадских гляциальных суперпаводков. Охарактеризованы основные формы рельефа и осадочные толщи от Дархадской впадины до хребта Западный Саян, образованные в зоне динамического влияния суперпаводка. На основе анализа, космоснимков, цифровой модели рельефа, картирования и реконструкции получены новые данные об условиях формирования ледниковой дамбы в долине р. Шишид-Гол. Слияние крупных ледников из долин рек Хара-Бярангийн-Гол и Их-Жамс-Гол ниже устья р. Тэнгисийн-Гол образовало подпор р. Шишид-Гол высотой 300 м. Наличие древних береговых линий, имеющих абр. высоту до 1713 м, в непосредственной близости от вновь выделенной ледниковой плотины свидетельствует о ее доминирующей роли в образовании Дархадского палеоозера. В пределах Дархадской впадины, путем анализа абр. высот максимально высокой береговой линии Дархадского палеоозера, выявлены нисходящие тектонические движения за последние 18–23 тыс. л. с амплитудой 27 м. В результате полевых исследований и датирования по космогенному изотопу (¹⁰Be) получены первые даты по экспонированию валунов в пределах четырех полей гигантской ряби течения (ПГРТ), а также эрратического валуна в пределах бара в долине р. Каа-Хем. Распределение 14 образцов на временной шкале показало три пика дат в интервале 38–18 тыс. л. н. Два из них соответствуют двум суперпаводкам 38–36 тыс. л. и 23–18 тыс. л. и один, промежуточный, связан с прерывистым экспонированием в результате воздействия второго суперпаводка на экспозицию валунов в пределах ГРТ.

Ключевые слова: позднеплейстоценовое оледенение, ледниково-подпрудное озеро, гигантская рябь течения, датирование по космогенному изотопу (¹⁰Be)

DOI: 10.31857/S2949178924040069, **EDN:** FGTNSC

1. ВВЕДЕНИЕ

Очередное планетарное похолодание в позднем плейстоцене создало условия для оледенения и выдвижения ледников на значительных территориях, как в полярных областях, так и в горных поясах.

У краевых частей ледниковых щитов, а также в горных долинах или впадинах, блокированных ледниками, формировались ледниково-подпрудные озера различных размеров с объемами, составляющими тысячи, десятки тысяч и даже сотни тысяч км³ воды (Clarke et al., 2004; Margold et al., 2011; Norris et al., 2021). При климатических вариациях, по сейсмическим причинам или в силу физических свойств льда происходило разрушение ледниковых плотин. Это приводило к спуску ледниково-подпрудных озер и образованию гляциальных суперпаводков, или мегапаводков,

[#]Ссылка для цитирования: Аржанников С.Г., Аржанникова А.В., Брош Р. (2024). Дархадское палеоозеро и дархадские гляциальные суперпаводки в контексте катафлювиальных событий Северной Азии в позднем плейстоцене *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 78–110. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040069>; <https://elibrary.ru/FGTNSC>

мегафлодов (megafloods). Расход воды в некоторых случаях оценивается в миллионы м³/с (O'Connor and Costa, 2004; Baker et al., 1993; Komatsu et al., 2009), а глубина потоков могла достигать 400–500 м (Rudoy, 2002). Распространяясь на большие территории, они воздействовали на ландшафты и принимали активное участие в формировании рельефа. Иногда суперпаводки перемещали столь огромные массы воды, что теоретически могли влиять на климат в планетарном масштабе (Clark et al., 2001; Kleiven et al., 2008). Сброс воды из ледниково-подпрудных озер стал причиной образования специфичных форм рельефа эрозионного и аккумулятивного генезиса (Baker, 1973; Baker et al., 1985, 1993; Martini et al., 2002; Komatsu et al., 2009; Margold et al., 2018; Benito, Thorndycraft, 2020). Среди эрозионных форм рельефа выделяются: каньоны, водоворотные котлы, водопады, висячие долины и долины прорыва – спиллвеи. К аккумулятивному рельефу относятся гигантская рябь течения, огромные аккумулятивные гряды – бары, прирусловые валы и покровы, сложенные отложениями заплесков.

На сегодняшний день известны три крупных палеоозера, ответственных за образование гляциальных суперпаводков в горах Южной Си-

бири (рис. 1). Это Чуйско-Курайское на Алтае (Rudoy, Baker, 1993; Baker et al., 1993; Rudoy, 2002; Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников, Деев, 2013; Бричева и др., 2023; Зольников и др., 2023а, 2023б), Дархадское в Северной Монголии (Взаимодействие... 1987; Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009; Batbaatar, Gillespie, 2016; Arzhannikov et al., 2023) и Витимское в Забайкалье (Еникеев, 2009; Margold et al., 2018). Изучение комплекса эрозионно-аккумулятивных форм позволило определить условия формирования озер, их размеры, расходы воды прорывных паводков и продолжительность разгрузки, периодичность прорывов и, частично, возраст.

Эрозионно-аккумулятивный комплекс, сформированный при гляциальном суперпаводке при разгрузке Дархадского палеоозера, наиболее полно представлен в долине р. Енисей (Шишид-Гол, Кызыл-Хем, Кая-Хем, Улт-Хем, а также в долине р. Бий-Хем) в Северной Монголии, Республике Тыва, Республике Хакасия и на юге Красноярского края (Южная Сибирь) (Komatsu et al., 2009; Аржанникова и др., 2014; Komatsu et al., 2016; Зольников и др., 2021; Arzhannikov et al., 2023). Ряд статей посвящен изучению Дархадского палеоозера, условиям его образования и возра-

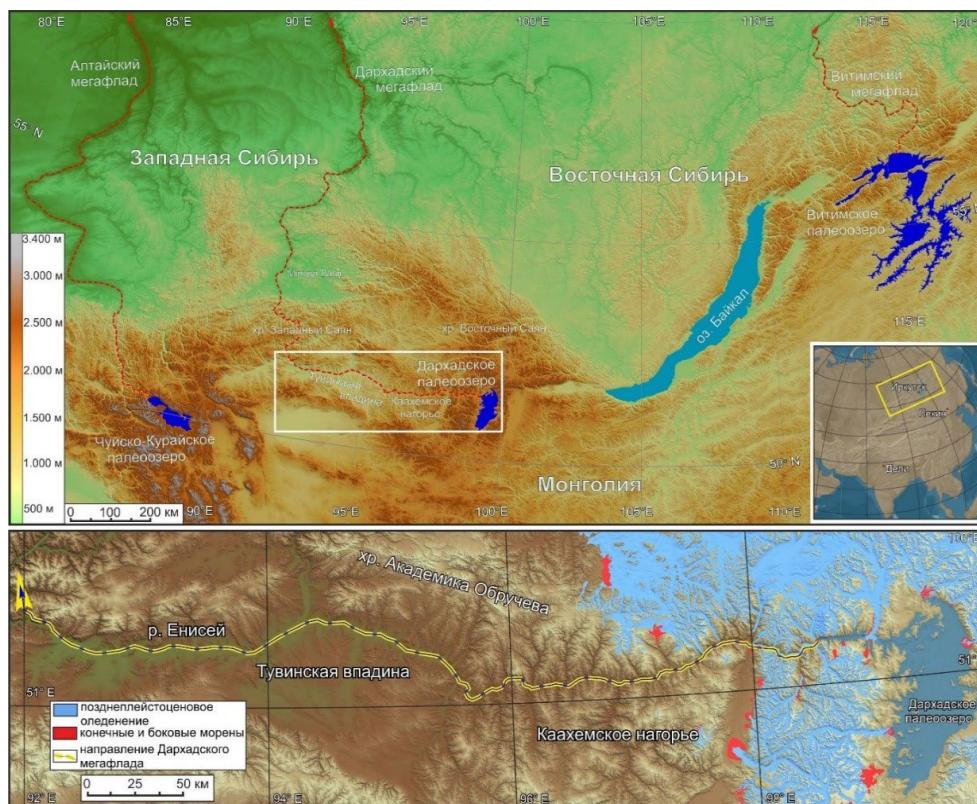


Рис. 1. Местоположение трех крупнейших палеоозер (Чуйско-Курайское, Дархадское, Витимское) и связанных с ними гляциальных суперпаводков Восточной Сибири: Алтайский, Дархадский и Витимский.

Fig. 1. Location of the three largest paleolakes (Chuya-Kurai, Darhad, Vitim) and the associated megafloods of Eastern Siberia: Altai, Darhad and Vitim.

сту (Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Krivonogov et al., 2012; Batbaatar, Gillespie, 2016 a, b). Также затронуты вопросы распространения ПГРТ и других форм рельефа в долине р. Енисей (Каа-Хем, Улуг-Хем и Бий-Хем) (Komatsu et al., 2009; Аржанникова и др., 2014). На основе моделирования были определены параметры расхода воды Дархадского палеоозера (Komatsu et al., 2009). Что касается времени формирования Дархадского суперпаводка, то детальных исследований не проводилось. Были попытки определить возраст Дархадского события по комплексу геологических данных (Аржанникова и др., 2014) с привлечением датировок по экспонированному возрасту ледниковых отложений в Дархадской впадине (Gillespie et al., 2008).

Данное исследование мотивировано наличием значительных пробелов в определении возраста события и понимании параметров ледникового подпора. Оно включает дистанционное зондирование, геоморфологическое картирование, изучение разрезов и космогенное (^{10}Be) датирование экспонированных поверхностей. В работе использованы данные цифровых моделей рельефа SRTM, Tandem-X, данные геологической съемки СССР масштаба 1:200 000 (Геологическая карта... 1964), топографические карты масштаба 1:100 000, космоснимки, доступные в сети Интернет (Google Earth).

1.1. Краткая история изучения палеоозер в Дархадской впадине

Наличие лимнических осадков и озерных береговых линий на территории северной и северо-западной Монголии свидетельствует о широком распространении крупных озер в четвертичное время (Селиванов, 1967; Спиркин, 1970; Аржанников, Аржанникова, 2011; Stolz et al., 2012). По генетическому типу они делятся на бессточные, транзитные и подпорные. Наиболее крупным из них было ледниково-подпрудное Дархадское палеоозеро (рис. 1). Свое название оно получило по названию впадины, в которой оно располагалось. Дархадская впадина на протяжении плиоцена и плейстоцена неоднократно затоплялась водами подпрудных палеоозер (Селиванов, 1968; Спиркин, 1970; Уфлянд и др., 1971; Гросвальд, Рудой, 1996; Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009; Krivonogov et al., 2012). Морфология впадины, высоты горного обрамления более 3000 м и единственный сток через р. Шишихид-Гол являются максимально благоприятными условиями для формирования озерного бассейна подпорного генезиса. По мнению Е.И. Селиванова (1968), существовало три этапа формирования палеоозер. Два ранних связаны с излияниями лав,

последний – с подпором Тэнгисийнгольским ледником. Возможный возраст озер указан только для последнего как ранне-среднечетвертичный.

А.И. Спиркин (1970), также выделил три этапа развития озер во впадине: 1) плиоцен-ранне-четвертичный; 2) позднечетвертичный – межледниковый; 3) позднечетвертичный – ледниковый. Согласно работам (Спиркин, 1970; Уфлянд и др., 1969), Дархадская впадина заложилась в доплиоценовое время (все датировки основываются на палинологическом анализе) или в конце миоцена – начале плиоцена. В этот период произошло поднятие горной цепи, расположенной к западу от Дархадской впадины. В результате тектонического подпора долины р. Шишихид-Гол сформировалось озеро небольших размеров, после чего произошло врезание реки в пределах поднявшегося блока, спуск озера и формирование основных элементов долины. А.И. Спиркин (1970) отмечал, что в межледниковую эпоху позднего плейстоцена долина р. Шишихид-Гол была залита молодыми базальтами, что явилось причиной образования озера. Вопрос подпора р. Шишихид-Гол вулканитами рассматривался и в других работах (Krivonogov et al., 2012). Однако прямое датирование базальтов $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом, показало возраст 6–4 млн л. (Перепелов и др., 2017; Цыпукова и др., 2022), что исключает четвертичный возраст палеоозера, где подпором могли быть лавовые потоки, как это предполагали (Спиркин, 1970; Уфлянд и др., 1971).

Максимального уровня озеро достигало во время последней фазы позднеплейстоценового оледенения в связи с подпором реки Шишихид-Гол ледником, выдвинувшимся из долины р. Тэнгисийн-Гол. Высота зеркала озера доходила до уровня 1700–1720 м над у. м. (Спиркин, 1970). Дальнейшие детальные исследования оледенения в Восточном Саяне и Северной Монголии значительно скорректировали условия и возраст выдвижения ледников в позднем плейстоцене (Gillespie et al., 2008; Arzhannikov et al., 2012), однако привели к дискуссии о времени формирования ледниково-подпрудного озера в Дархадской впадине (Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009; Batbaatar et al., 2016a, 2016b).

1.2. Ледниково-подпрудное Дархадское палеоозеро: геоморфологические признаки выделения и происхождение

Исследователи, изучавшие четвертичную историю Дархадской впадины, отмечали широкое распространение и хорошую сохранность древних озерных береговых линий (Селиванов, 1967; Уфлянд и др., 1969; Спиркин, 1970; Взаимодействие... 1987; Гросвальд, Рудой, 1996; Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Komatsu et al.,

2009; Komatsu et al., 2016). На свободных от леса склонах они отчетливо прослеживаются до абсолютной высоты 1713 м (Krivonogov et al., 2005). Данные дистанционного зондирования показывают, что этот уровень (1713 м над у. м.) следов прибойно-волновой деятельности распространен по всей Дархадской впадине. Холмы и небольшие протяженные гряды, расположенные в пределах впадины, имеют опоясывающую систему террас, что свидетельствует о наличии островов во время существования Дархадского палеоозера.

Озерные террасы присутствуют на склонах впадины и речных долин, а также на внешнем контуре сартанской Джагарольской конечной морены (Gillespie et al., 2008). В общей сложности насчитывается 47 абразионных поверхностей, изученных в приустьевой части р. Тэнгисийн-Гол (Krivonogov et al., 2005). По данным (Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009), береговые озерные линии ограничиваются Тенгисийнгольской мореной. Что касается времени существования Дархадского палеоозера, то на этот счет нет единой точки зрения. А. Гиллеспи и др. (Gillespie et al., 2008) считают, что выдвижение ледника из долины р. Тэнгисийн-Гол происходило 17–19 тыс. л. н., 35–53 тыс. л. н. и, как минимум, еще один раз ранее. С. Кривоногов и др. (Krivonogov et al., 2005) полагают, что крупное озеро образовалось 110–116 тыс. л. н. и, возможно, про-

существовало до 15 тыс. л. н., постепенно уменьшаясь в размерах.

Геолого-геоморфологический анализ, картирование и датирование четвертичных отложений показали, что единственной возможной причиной формирования позднеплейстоценового Дархадского озера могли быть ледники, выходившие из боковых притоков р. Шишид-Гол (рис. 2) и блокировавшие сток вниз по долине (Гросвальд, Рудой 1996; Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009; Komatsu et al., 2016). С. Кривоногов и др. (Krivonogov et al., 2005) выделил один подпор в районе устья р. Тэнгисийн-Гол. По данным А. Гиллеспи и др. (Gillespie et al., 2008), имелось две ледниковые дамбы в устьях рек Тэнгисийн-Гол и Гадар-Усийн-Гол. Г. Коматсу с соавторами (Komatsu et al., 2009) и Ж. Батбаатар и др. (Batbaatar, Gillespie, 2016a) предположили, что существовало три ледниковые дамбы. Самая нижняя из них располагалась в устье р. Хара-Бярангийн-Гол. Выделяя разное количество ледниковых плотин, исследователи сошлись в едином мнении, что основным подпором являлся ледник, выходивший из долины р. Тэнгисийн-Гол. Остальные ледники, выдвигавшиеся в долину р. Шишид-Гол ниже устья р. Тэнгисийн-Гол, имели гораздо меньшую абсолютную высоту, и не могли формировать подпор для Дархадского палеоозера (рис. 2) (Гросвальд, Рудой, 1996; Krivonogov et al., 2005;

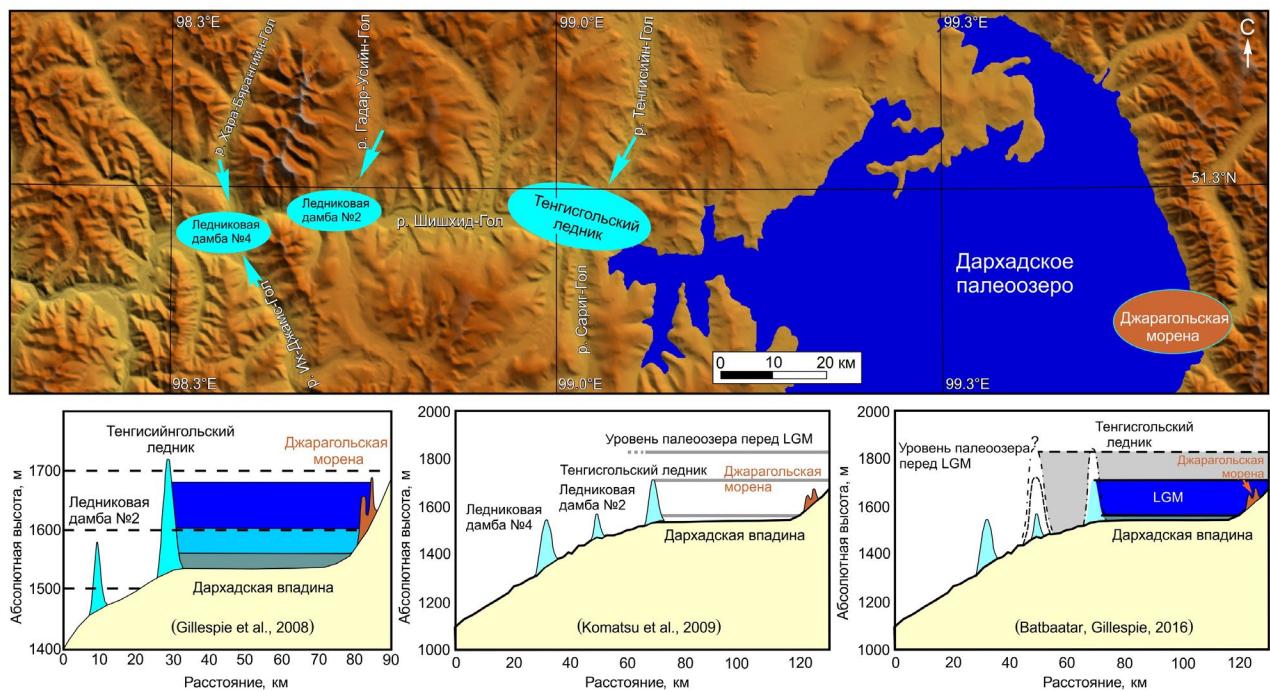


Рис. 2. Интерпретация различными авторами местоположения ледниковых подпоров в долине р. Шишид-Гол. Схема и профили построены с использованием данных SRTM V4.

Fig. 2. Interpretation by various authors of the glacial dam location in the Shishkid-Gol valley. The map and profiles were produced using SRTM data V4.

Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009; Batbaatar, Gillespie, 2016 a, b; Komatsu et al., 2016).

1.3. История открытия и исследования Дархадского суперпаводка

В процессе изучения оледенения и ледникового рельефа в Саяно-Тувинском нагорье были обнаружены площадные формы рельефа, напоминающие рябь течения, только гигантских размеров. Б.А. Борисов и Е.А. Минина (1982) охарактеризовали их как ребристые и сетчато-ячеистые основные морены, являющиеся элементом среднеплейстоценового оледенения. Однако появление публикаций об аналогичных формах рельефа на Алтае, интерпретированных как следы крупных гидросферных катастроф (Барышников, 1979; Бутыровский, 1982, 1985; Рудой, 1984), инициировало их поиск в других горных районах Южной Сибири.

Первым кто предположил, что комплекс аккумулятивно-эрэзионных форм в долине р. Енисей (Кызыл-Хем, Кая-Хем и Улуг-Хем) является результатом сброса воды из Дархадского палеоозера, был М.Г. Гросвальд (Взаимодействие... 1987). Сопоставив комплекс данных о существовании палеоозера в Дархадской впадине в ледниковые времена, наличии гигантского каньона (кули), выработанного в вулканических лавах в долине р. Кая-Хем, и системы ГРТ, он пришел к выводу об имевшем место в прошлом суперпаводке.

Дархадский феномен привлек внимание мирового научного сообщества, в связи с чем были проведены различные научные исследования, полевые конференции и опубликованы работы, посвященные морфологии рельефа, динамике и скорости разгрузки потока, моделированию потока, палеогеографической реконструкции и др. (Взаимодействие... 1987; Гросвальд, Рудой, 1996; Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009; Arzhannikova et al., 2014; Batbaatar, Gillespie, 2016 a, b; Komatsu et al., 2016). В то же время возраст Дархадского суперпаводка определен не был, а механизм ледникового подпора в устье р. Тэнгисийн-Гол был недостаточно прояснен предыдущими исследованиями.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

2.1 Картирование

Создание карт и схем на территорию исследования базировалось на анализе данных дистанционного зондирования (цифровых моделей рельефа: SRTM V4, ALOS, TanDEM-X; топографических карт, космоснимков и аэрофотоснимков различного масштаба) и опубликованных данных (Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009; Batbaatar, Gillespie, 2016 a, b; Komatsu et al., 2016).

Дешифрирование и анализ проводились на территорию долины р. Енисей (Шишихид-Гол, Кызыл-Хем, Кая-Хем, Улуг-Хем и Бий-Хем) и прилегающую территорию от Дархадской впадины до хр. Западный Саян. В первую очередь внимание уделялось комплексу озерных террас, расположенных в Дархадской впадине и в долине р. Шишихид-Гол, и комплексу ледниковых форм рельефа в долине р. Шишихид-Гол. Для получения первичной информации о параметрах Дархадского суперпаводка были детально проанализированы террасовые комплексы в долинах рек Кая-Хем, Улуг-Хем и Бий-Хем. Особое внимание было уделено формам рельефа, образование которых происходило в зоне динамического влияния гляциального суперпаводка. К ним относятся Каахемский каньон и ПГРТ в Тувинской и Дархадской впадинах.

Построение карт и схем происходило следующим образом. Первичный анализ проводился на основе данных SRTM (разрешение 90 м). Далее привлекались данные ALOS (30 м) и данные TanDEM-X (12 м). Для детализации мы использовали космоснимки различного разрешения, которые накладывались на рельеф для получения качественного трехмерного изображения, предоставляющего возможность детального анализа элементов эрозионного и аккумулятивного рельефа. Для исключения форм рельефа, связанных с литологическим фактором (например, линейных уступов на склонах долины) мы использовали геологические карты (Геологическая карта... 1964), привязанные к текущей системе координат. Также геологические карты дали информацию о границах распространения четвертичных отложений, что было важно при интерпретации распространения осадков Дархадского суперпаводка.

Топографические карты, привязанные к единой системе координат, являлись источником информации о топонимике основных элементов рельефа исследуемой территории, а также основой для коррекции абр. высот цифровых моделей рельефа (SRTM, ALOS, TanDEM-X).

2.2. Космогенное датирование (^{10}Be) экспонированных поверхностей

Для определения возраста экспонированных поверхностей валунов, расположенных в пределах ПГРТ, нами использовался метод космогенного датирования по ^{10}Be (Wagner, 1998; Stone, 2000; Gosse, Phillips, 2001). Датирование проводилось в Европейском центре исследований и преподавания в области геонаук об окружающей среде (CEREGE, CNRS), Франция.

Скорость образования ^{10}Be под действием космических лучей в реакциях расщепления ядер кислорода и кремния в поверхностных слоях горных

пород намного ниже, чем скорость образования бериллия в атмосфере. Но, в отличие от атмосферного ^{10}Be , переносимого и сорбируемого в почвах и осадках, *in situ* ^{10}Be не участвует в экзогенном цикле. Он образуется в силикатных минералах, в особенности в кварце и, следовательно, подходит для датирования экспонированных поверхностей. Кварц образует геохимически закрытую систему, и, таким образом, космогенный ^{10}Be не загрязняется примесью атмосферного ^{10}Be . Период полураспада ^{10}Be составляет 1.387 млн. л. (Chmeleff et al., 2010; Korchinek et al., 2010), что позволяет датировать поверхностные породы в широком временном диапазоне.

Одним из основных условий получения надежных результатов при использовании бериллиевого метода является неподвижность датируемого валуна с момента его экспозиции. В изучаемом случае время стабилизации датируемого объекта совпадает со временем окончания суперпаводка, и его местоположение (ориентация в пространстве) должно сохраняться до момента отбора образца.

2.3. Отбор образцов на космогенное датирование (^{10}Be)

При отборе образцов были выбраны четыре ПГРТ, расположенных в долине р. Енисей (Каа-Хем, Улуг-Хем) на протяжении 150 километров (рис. 3). Для привязки ПГРТ в пространстве приведены координаты их центров. Географическая привязка места отбора образцов производилась с помощью портативного GPS приемника (ошибка ± 5 м). Для каждого образца была измерена топографическая тень.

ПГРТ № 1 (51°33.883'N; 93°59.016'E) (рис. 3, (а)) овальной формы расположено на правом берегу р. Улуг-Хем в 30 км ниже по течению от г. Кызыл и составляет 8×2 км. Галечно-валунные отложения залегают на нескольких уровнях сохранившихся террас общей площадью 11.5 км². Максимальная высота над урезом воды составляет 30–40 м, минимальная 14–16 м. Непрерывный переход элементов ГРТ с высокого уровня на более низкий, свидетельствует об одновременном их формировании. Наличие в тыловой части террасы, в области

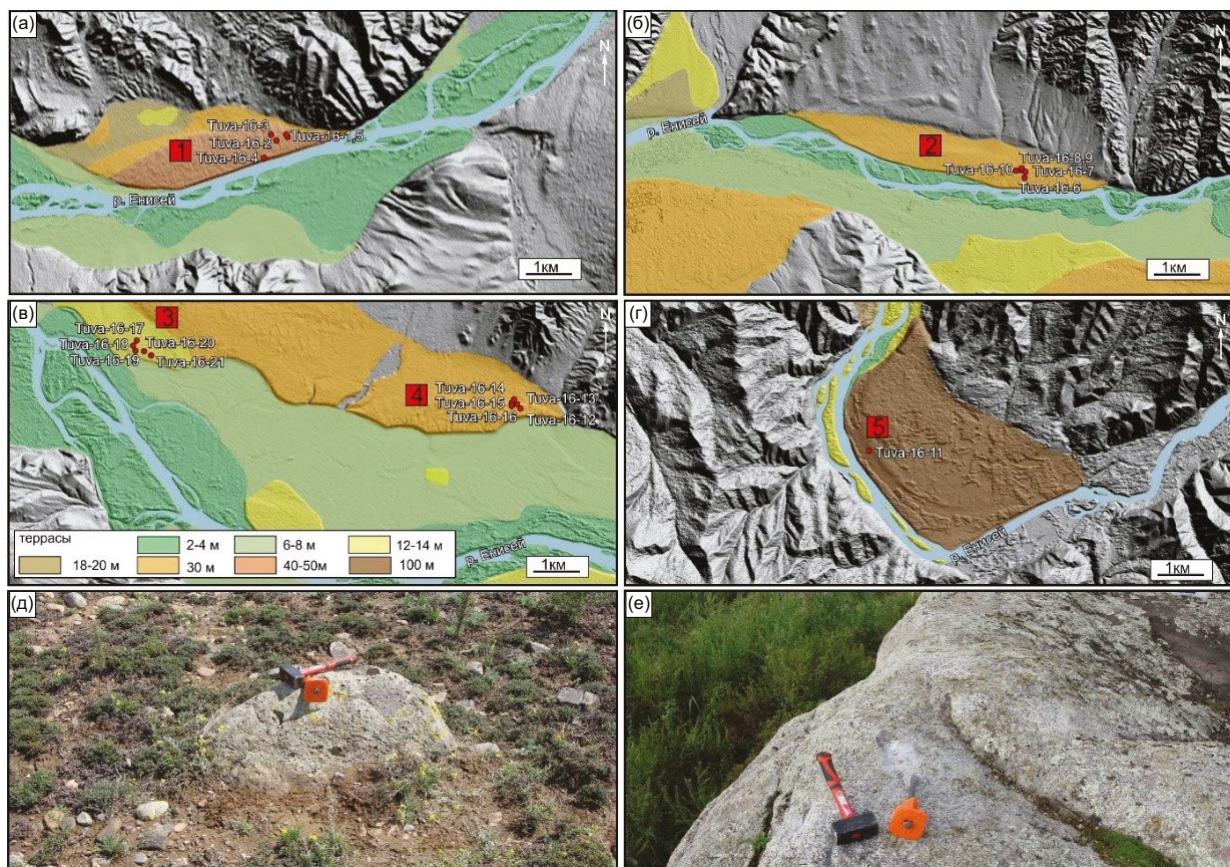


Рис. 3. Уровни террас, гигантской ряби течения и баров. Фон – цифровая модель рельефа TanDEM-X. Красными точками показано местоположение образцов, взятых на космогенное (^{10}Be) датирование (а, б, в, г). Примеры валунов, с которых отбирались образцы (д, е).

Fig. 3. Levels of terraces, giant current ripples and bars. On the background is the TanDEM-X. Red dots show the location of samples taken for cosmogenic (^{10}Be) dating (a, б, в, г). Examples of boulders from which the samples were taken (д, е).

контакта со склоном, значительного понижения и его отсутствие в изголовье дюны, свидетельствует о возможном существовании в прошлом уровня террасы высотой 10–12 м, погребенного в процессе Дархадского суперпаводка. В продольном и поперечном профилях выделяется валообразная структура. На поверхности преобладают валы высотой 1–2 м с увеличением их к центральной части до 6–8 м. На восточной оконечности 35 м террасы с поверхности валунов были взяты 5 образцов (Tuva-16-1,2,3,4,5).

ПГРТ № 2 ($51^{\circ}43.101'N$; $94^{\circ}33.670'E$) (рис. 3, (б)) расположено на правом берегу р. Кая-Хем, напротив одноименного поселка. Имеется два уровня галечно-валунных отложений – 35 и 70 м. Общая площадь составляет 12 км². Высота валов в среднем составляет 2–4 м, редко 4–6 м. На поверхности повсеместно встречается большое количество валунов размерами до 1 м, а в некоторых местах – 2–4 м. В восточной части 35 м террасы с поверхности валунов были взяты 5 образцов (Tuva-16-6, 7, 8, 9, 10).

ПГРТ № 3 ($51^{\circ}40.020'N$; $94^{\circ}53.032'E$) (рис. 3, (в)). Точки отбора образцов расположены к северо-западу в 0.3–0.7 км от пос. Суг-Бажи. Поле отбора образцов представляет собой систему валов высотой 0.5–0.7 м, расположенную на высоте 14 м над современным уровнем воды в р. Кая-Хем. С этого уровня были взяты 5 образцов (Tuva-16-17, 18, 19, 20, 21).

ПГРТ № 4 ($51^{\circ}39.201'N$; $94^{\circ}56.620'E$) (рис. 3, (в)). Это есть одно из наиболее крупных сохранившихся фрагментов ПГРТ в долине р. Кая-Хем. Оно расположено на правом берегу реки в 3 км к западу от пос. Бурен-Хем. Его площадь составляет более 20 км². ГРТ расположена на трех уровнях 14, 30–40 и 70 м относительно уреза воды в реке. Серия образцов (Tuva-16-12, 13, 14, 15, 16) была взята с поверхности 30-метровой террасы.

Бар ($51^{\circ}18.397'N$; $95^{\circ}44.375'E$) (рис. 3, (д)). Один образец, представляющий большой интерес, отобран на гигантском баре, на правом берегу р. Кая-Хем, в западной части Каахемского нагорья, в 2.3 км западнее пос. Бельбей. Образец (Tuva-16-11) был взят с гранитного валуна, размеры которого составляют 8 × 4 м и высота 2–2.5 м. Масса валуна составляет около 172 т. Точка отбора образца расположена на террасовидной площадке. Превышение над современным уровнем воды в реке составляет 25 м. Размеры гранитного валуна свидетельствуют о значительной мощности потока, так как ближайшее коренное залегание гранитов расположено в 15 км выше по течению.

Таким образом, нами был взят 21 образец с поверхности валунов в пределах четырех ПГРТ на

высотах 12–14 м, 30 м, 40–50 м и с поверхности 25-метровой террасы в пределах гигантского бара.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Уровень Дархадского палеоозера по данным дешифрирования космических снимков

Анализ береговых линий Дархадского палеоозера на основе дешифрирования космических снимков и данных SRTM, показал, что наиболее высокая из них соответствует высоте 1713 м над у. м. Она фиксируется на северо-западном участке склона хребта, ограничивающего Дархадскую впадину, и в долине р. Шишид-Гол. Наиболее интересным результатом дистанционного зондирования на территорию долины р. Шишид-Гол является наличие абразионных линий палеоозера ниже устья р. Тенгисийн-Гол, т.е. ниже ледникового подпора. Они хорошо читаются на склонах долины до абс. высоты 1713 м. Например, на правом борту долины р. Шишид-Гол на протяжении 12 км ниже устья р. Тенгисийн-Гол отчетливо видны озерные террасы, опоясывающие склоны основной долины и частично расположенные на склонах долин боковых притоков (рис. 4, 5). Имеются несколько сохранившихся фрагментов, начиная от устья р. Тенгисийн-Гол вниз по долине р. Шишид-Гол (рис. 4, (а–г)). Каждая протяженная береговая линия, видимая на космоснимке, соответствует изолинии с характерной для нее высотой, определенной по данным SRTM, ALOS и уточненной по данным топографических карт СССР. Фрагмент I (рис. 4, (а)) расположен в 2.2 км ниже устья р. Тенгисийн-Гол (рис. 5, (а)). Склон долины террасирован на расстоянии 1.2 км между 1680 и 1713 м над у. м. Фрагмент II (рис. 4, (б)) расположен в долине правого бокового притока р. Шишид-Гол (рис. 5, (б)). На одном из мысов, образованных основной долиной и притоком, видна серия береговых линий протяженностью 1.4 км. Линии читаются, начиная с 1640 до 1713 м над у. м. Фрагмент III (рис. 4, (в)) расположен ниже по течению в 7 км от устья р. Тенгисийн-Гол (рис. 5, (в)). На склоне западной экспозиции на двух уровнях отчетливо видны террасовые уровни палеоозера, протяженностью 0.7 км. Они сосредоточены между 1550 и 1713 м над у. м. Фрагмент IV (рис. 4, (г)) расположен в 12 км ниже по течению от устья р. Тенгисийн-Гол (рис. 5, (г)). На склоне правого притока в его устьевой части хорошо видна серия параллельных береговых линий длиной 1 км, расположенная между 1520 и 1713 м над у. м. Также хорошо читается абрадированный склон протяженностью 1.2 км ниже по течению от устья этого притока (рис. 4, (г)).

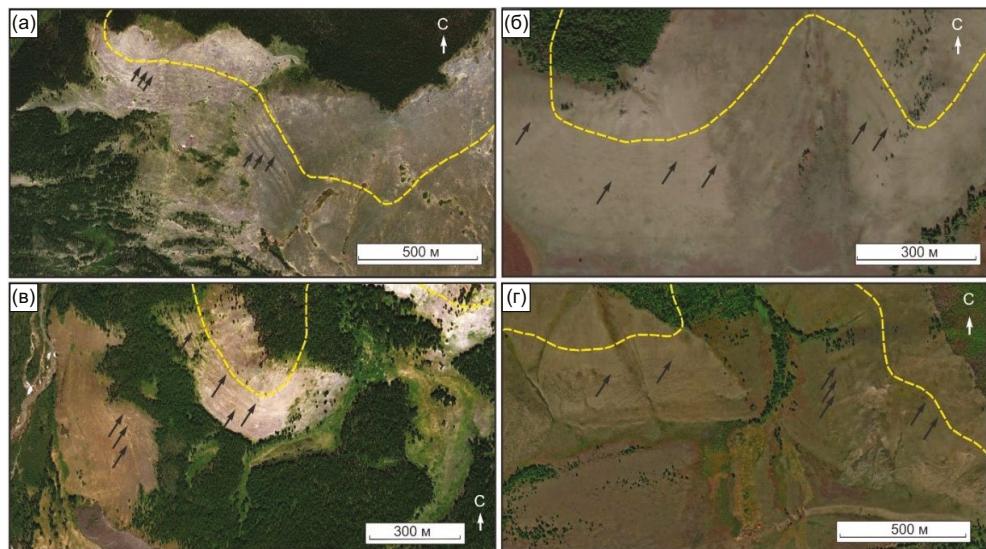


Рис. 4. Положение серии древних береговых линий (черные стрелки), фиксирующих уровень палеозера ниже устья р. Тенгисий-Гол. Фон – космические снимки Google Earth. Желтым пунктиром показана изолиния 1713 м над у. м. Все космоснимки относятся к правому борту долины р. Шишхид-Гол.

Fig. 4. Position of a series of ancient coastlines (black arrows) that record the level of the paleolake below of the Tengsiin-Gol mouth. On the background are Google Earth satellite images. The yellow dotted line indicates the 1713 m asl contour line. All satellite images show the right side of the Shishkhid-Gol valley.

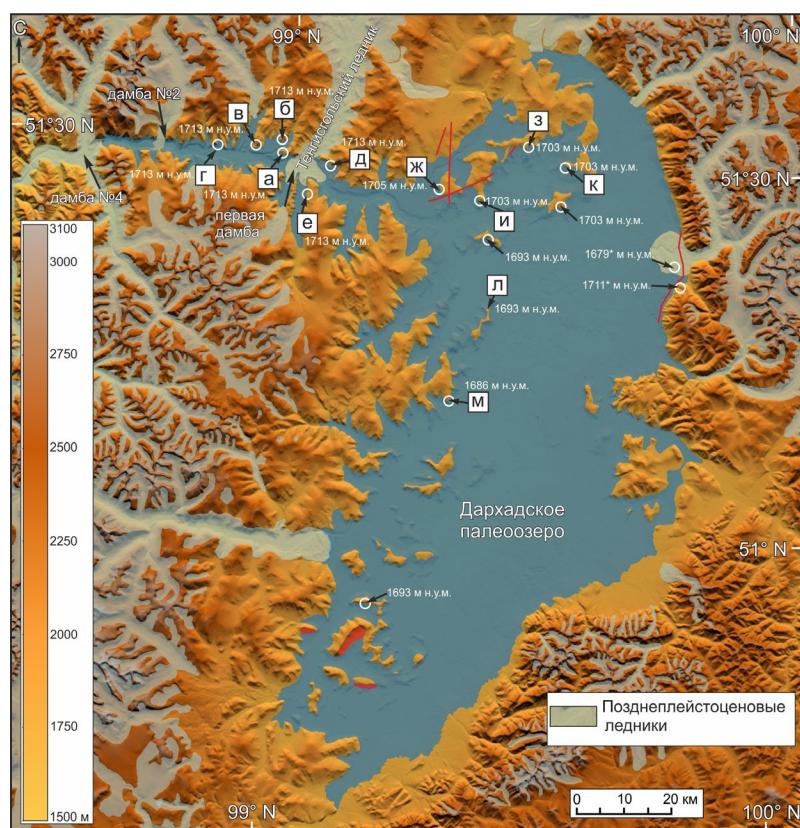


Рис. 5. Обзорная схема позднечетвертичного оледенения горного обрамления Дархадской впадины и местоположение ключевых точек исследования в пределах Дархадского палеоозера и долины р. Шишид-Гол, обсуждаемых в тексте. Для построения схемы были использованы данные SRTM V4.

Fig. 5. Overview map of the Late Quaternary glaciation of the mountain frame of the Darhad Basin and the location of key research points within the Darhad paleolake and the Shishkhid-Gol valley, discussed in the text. SRTM V4 data was used to produce the map.

Следы абразионной деятельности палео-озера расположены не только на бортах долины р. Шишид-Гол, но дешифрируются и на склонах боковых притоков. Они хорошо читаются в долине р. Их-Сариг-Гол (левый приток), в районе левобережной Тайрисингольской конечной морены, где имеется фрагмент моренной дамбы (рис. 5, (е)). Это указывает на то, что высота Тайрисингольского ледника не доходила до абс. высоты 1713 м над у. м. в долине р. Шишид-Гол. Это позволило сформироваться заливу палеоозера в долине р. Их-Сариг-Гол, которое отмечено на схеме (Krivonogov et al., 2005), но отсутствует на схеме в работе (Gillespie et al., 2008).

В Дархадской впадине, в прибрежных частях и во внутренней области, расположены небольшие хребты и отдельные вершины. В период сущес-

твования палеоозера они были полуостровами и островами. В этот период при изменении уровня воды на их склонах формировались береговые валы и террасы.

Анализ космоснимков и радарных данных показал, что максимально высокая береговая линия палеоозера, не постоянна по высоте и изменяется от 1713 м над у. м. до 1686 м над у. м. (рис. 5, 6). Например, на южных склонах небольшого хребта, расположенного к северу от озер Доод-Нур и Тарган-Нур, максимально высокие береговые озерные линии прослеживаются на высоте около 1705–1703 м над у. м. (рис. 5, 6 (ж–к)). К юго-западу верхняя береговая линия имеет абс. высоту 1693 м, а еще южнее 1686 м (рис. 5, 6 (л, м)).

Таким образом, дифференциация по высоте верхней береговой линии палеоозера свидетель-

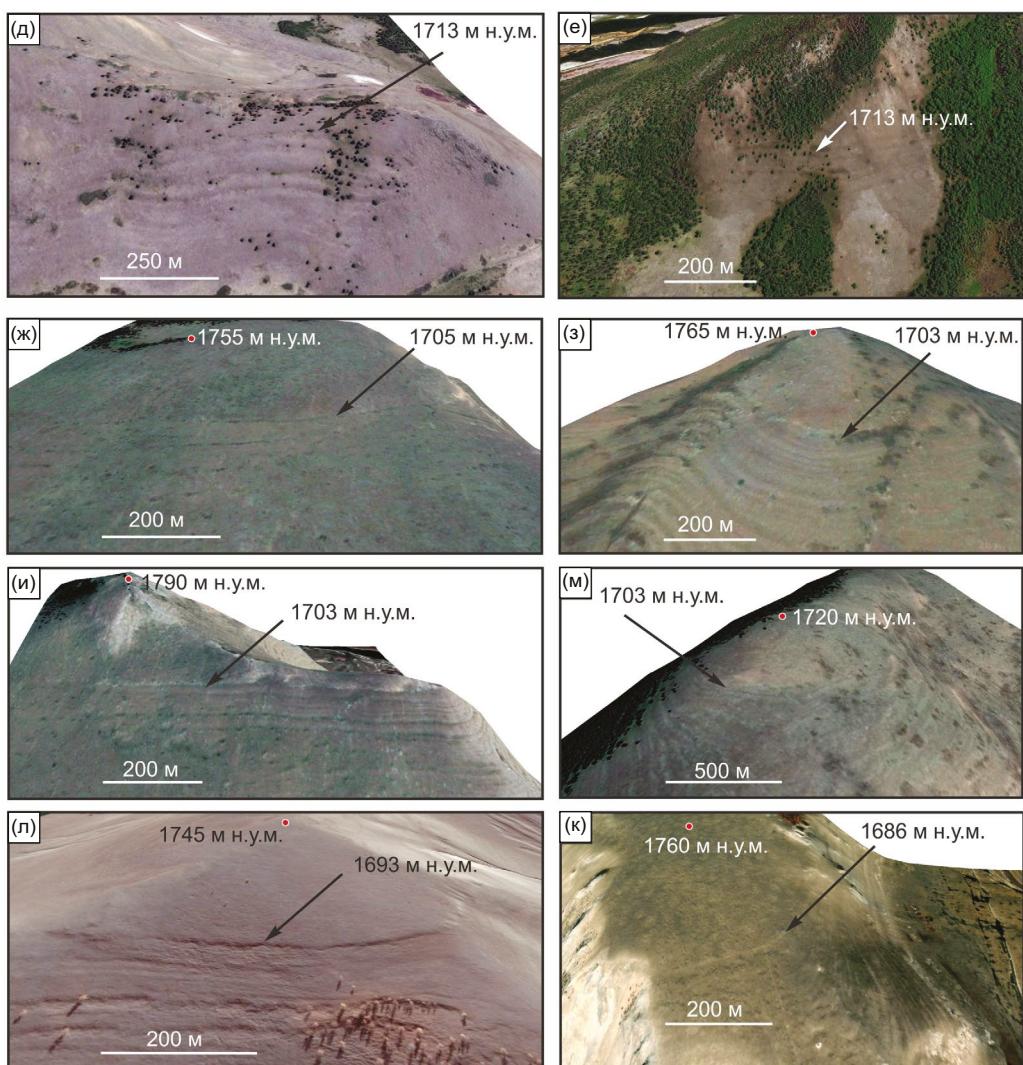


Рис. 6. Древние озерные береговые линии на космических снимках (Google Earth). Местоположение каждого снимка см. на рис. 5. Для верхней береговой линии дана высотная характеристика в абс. значениях. Приведенные данные указывают на интенсивные тектонические деформации озерных террас.

Fig. 6. Satellite images (Google Earth) show paleo shoreline. See Fig. 5 for the location of each image. The altitudes are shown for the highest coastlines. The presented data indicate intense tectonic deformations of the lake terraces.

ствует о значительных тектонических опусканиях в пределах Дархадской впадины, произошедших за период с момента ее осушения.

3.2. Тектонические деформации

Дархадская впадина является составным сегментом юго-западного замыкания Байкальской рифтовой зоны и характеризуется широтным растяжением. С востока и запада впадина контролируется разломами со сбросовой кинематикой. Толщина осадочного чехла составляет 300–400 м (Сейсмоконструкция и сейсмичность... 1993). Анализ космоснимков и цифровой модели рельефа позволил выделить сейсмогенные разрывы и гравитационные смещения в пределах акватории Дархадско-

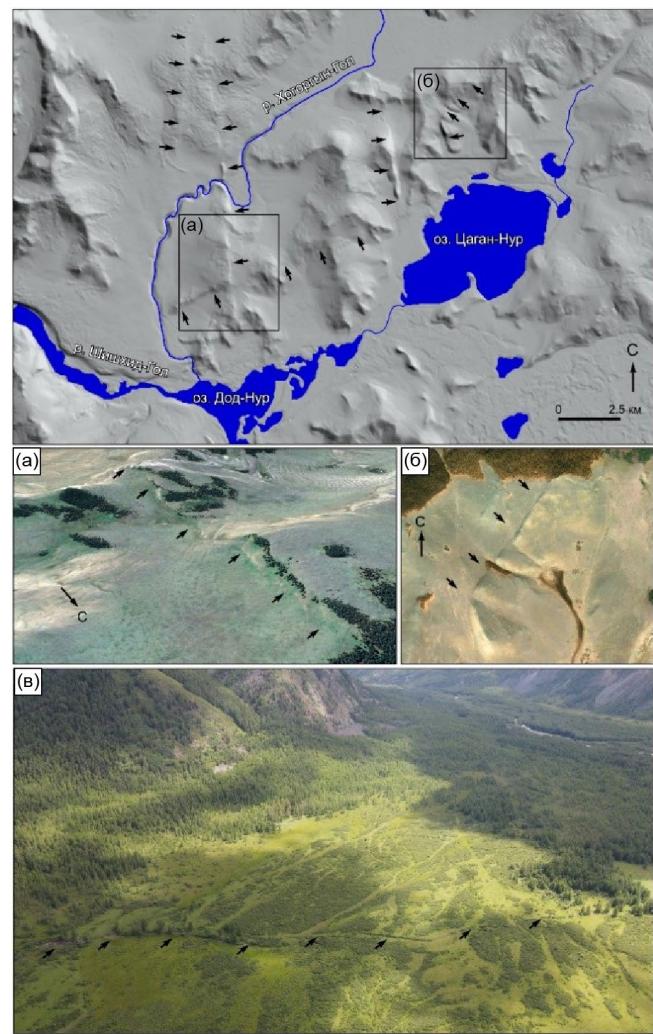


Рис. 7. Линии тектонических и сейсмогенных деформаций в северной и восточной частях Дархадской впадины. Фон – цифровая модель рельефа SRTM v4, космические снимки Google Earth (а, б) и фотографии с воздуха (в).

Fig. 7. The digital elevation model (SRTM v4), satellite images (a, b) (Google Earth) and aerial photographs (в) show lines of tectonic and seismogenic deformations located in the northern and eastern parts of the Darhad Basin.

го палеоозера (рис. 5, 7). Активизация разломов происходила как в период существования озера, так и после его спуска.

В северной части Дархадской впадины выявлен сбросовый разлом меридионального простирания с амплитудой смещения от 25 м на юге до 60 м на севере. Смещение по разлому привело к частичному опусканию и погребению долины реки Хоргын-Гол (рис. 7, (а)). Широтный сбросовый разлом с амплитудой смещения около 50 м расположен к северу от озера Доод-Цаган-Нур. Он протягивается от долины р. Хоргын-Гол, пересекает южную часть меридионального разлома и заканчивается в районе озера Тарган-Нур (рис. 7). Еще один комплекс деформаций расположен к востоку от вышеописанных и представлен уступом северо-восточного простирания на южном склоне небольшого хребта (рис. 7, (б)).

Выявленные сейсмогенные нарушения в восточной части Дархадской впадины (рис. 5, 7, (в)) в районе Джагарольской конечной морены (Сейсмоконструкция и сейсмичность... 1993; Arzhannikova et al., 2024) свидетельствуют о продолжающихся активных тектонических движениях в этом районе. Сейсмогенные нарушения с максимальной амплитудой 8 м смещают пролювиальные, коллювиальные и ледниковые отложения. Видимая на поверхности протяженность разлома составляет 13 км.

3.3. Контуры ледниковой дамбы в устье р. Тэнгис-Гол

Основными элементами рельефа, позволяющими реконструировать размеры ледника, являются конечная и боковая морены, спиллвеи и маргинальные каналы. Абсолютная высота левой (1715–1737 м) и правой (1720–1745 м) боковых морен, расположенных в предустьевой части р. Тенгисийн-Гол, и абс. высота тальвега спиллвеев (1700–1740 м) дают основание предполагать возможность формирования подпора в долине р. Шишид-Гол Тенгисийнгольским ледником (Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009; Batbaatar, Gillespie, 2016a, 2016b; Komatsu et al., 2016). Об этом также свидетельствует фрагмент Тенгисийнгольской конечной морены, расположенный на противоположной стороне р. Шишид-Гол в устьях ее левых притоков. Здесь абс. высота морены составляет 1650 м. Исходя из наличия спиллвеев с различной абс. высотой в устьевой части р. Тенгисийн-Гол и возраста формирования одного из них (Gillespie et al., 2008), мы можем предположить существование двух уровней стояния Тенгисийнгольского ледника в МИС 2.

Уровень I определяется верхними спиллвеями (1700–1740 м над у. м.), фрагментами конечной

морены (1650 м над у. м.), абрадированным склоном, а также маргинальными каналами на правом и левом берегах р. Шишихид-Гол (рис. 8, (а–г)). Уровень I в устье р. Тенгисийн-Гол имел высоту 1750 м над у. м. и при выходе ледника в долину р. Шишихид-Гол понизился до 1650 м над у. м. (высота конечной морены, высота верхней части аб-

радированного склона и высота спиллвея на левом берегу р. Шишихид-Гол) (рис. 8, 9, профили АБ, ВГ). Экспонированный возраст валунов 23.8 ± 1.5 тыс. л. и 20.7 ± 1.4 тыс. л. из конечной морены в долине р. Сариг-Гол (Batbaatar, Gillespie, 2016b) характеризует выдвижение ледника в LGM (МИС 2). Реконструкция Тенгисийнгольского ледника на

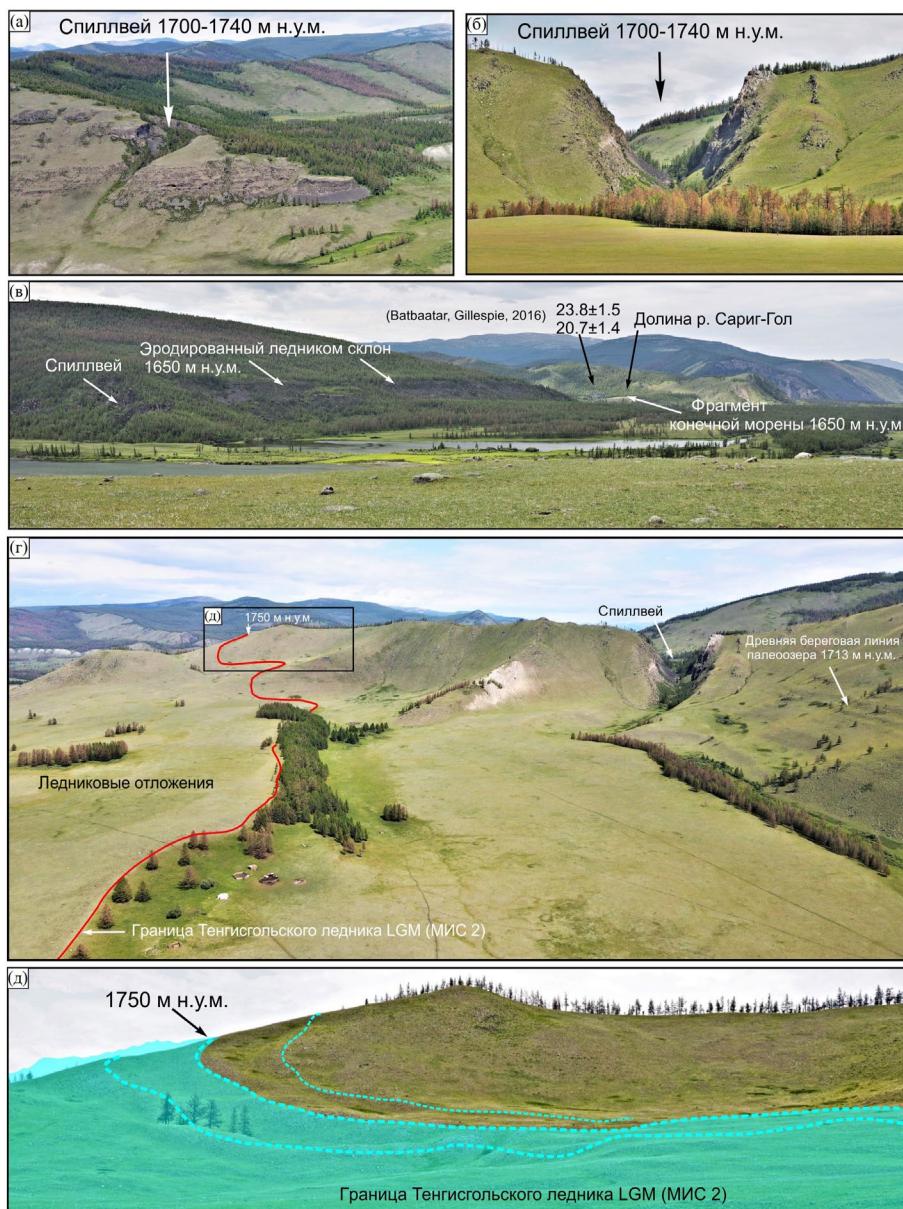


Рис. 8. Реконструкция границы ледника в устье р. Тенгисийн-Гол, существовавшей в последний ледниковый максимум (МИС 2). (а) – спиллвей (эрзационный врез талых ледниковых вод), расположенный на правом берегу р. Тенгисийн-Гол; (б) – спиллвей, расположенный на левом берегу р. Тенгисийн-Гол; (в) – левый берег р. Шишихид-Гол (устье р. Их-Сариг-Гол) и элементы ледникового рельефа (абрадированный ледником склон и фрагмент конечной морены Тенгисийнгольского ледника); (г, д) – реконструкция уровня Тенгисийнгольского ледника (левый борт приустьевой части р. Тенгисийн-Гол) в первую фазу сартанского оледенения (LGM).

Fig. 8. Reconstruction of the glacier boundary at the mouth of the Tengisiin-Gol, which existed during the LGM (MIS 2). (a) – spillway (erosive incision of melted glacial waters), located on the right bank of the Tengisiin-Gol; (b) – spillway, located on the left bank of the Tengisiin-Gol; (c) – left bank of the Shishkhid-Gol (the mouth of the Ikh-Sarig-Gol river) and elements of glacial relief (a slope abraded by a glacier and a fragment of the terminal moraine of the Tengisiingol glacier); (d, e) – reconstruction of the level of the Tengisiingol glacier (the left side of the mouth of the Tengisiin-Gol) in the first phase of the Sartan glaciation (LGM).

профиле ВГ (рис. 9) показывает, что уровень I на левом берегу р. Шишид-Гол был значительно ниже максимального наполнения (1713 м над у. м.) Дархадского палеоозера.

Уровень II реконструируется по нижнему спилу (1657 м над у. м.) в левой устьевой части р. Тенгисийн-Гол (рис. 10). Для канала стока имеется ^{10}Be -дата экспонирования (рис. 10), попадающая в МИС 2 (Gillespie et al., 2008). На профилях АБ, ВГ (рис. 10) показана реконструкция ледникового уровня II свидетельствующая о его значительном снижении в устье р. Тенгисийн-Гол. Исходя из параметров двух уровней Тенгисийнгольского ледника, в пределах долины р. Шишид-Гол (рис. 8, 9, 10) и распространения озерных террас ниже устья р. Тенгисийн-Гол (рис. 8), мы можем

утверждать, что если Тенгисингольский ледник и выполнял подпорную функцию на определенных этапах своего развития, то его уровень был гораздо ниже, чем максимальный уровень воды в Дархадском палеоозере.

В районе выхода Тенгисийнгольского ледника в долину р. Шишид-Гол, на склонах левого борта р. Тенгисийн-Гол имеют широкое распространение террасы палеоозера. Их контуры отчетливо читаются в приводораздельной части и в створе долины, откуда выходил ледник. Это говорит о том, что подъем воды в палеоозере и формирование абразионных уровней происходили до того, как Тенгисийнгольский ледник вышел в долину р. Шишид-Гол. Это указывает на существование в то время другого, основного подпора, расположе-

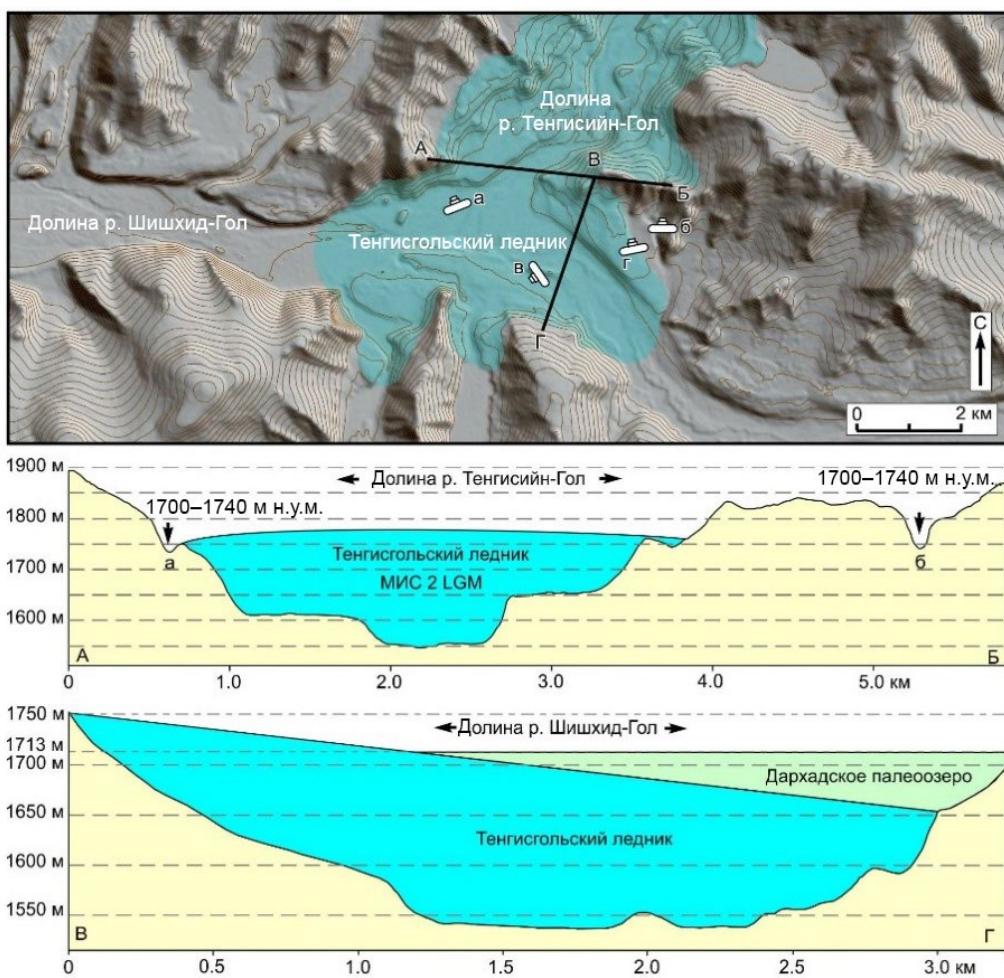


Рис. 9. На цифровой модели рельефа символом фотоаппарата (а, б, в, г) показаны направления на локацию фотоснимков, расположенных на рис. 10 и простирание профилей АБ, ВГ. На профилях приведены параметры реконструированного Тенгисийнгольского ледника и отражена его роль в формировании подпора Дархадского палеоозера. На рисунке использованы данные SRTM v4 и космоснимки Google Earth.

Fig. 9. On the digital elevation model, the camera symbol (a, б, в, г) shows the directions to the location of the photographs located in Fig. 10 and the strike of profiles АБ, ВГ. The profiles show the parameters of the reconstructed Tengisiingol glacier and reflect its role in the formation of the backwater of the Darhad paleolake. The figure uses SRTM v4 data and Google Earth satellite images.

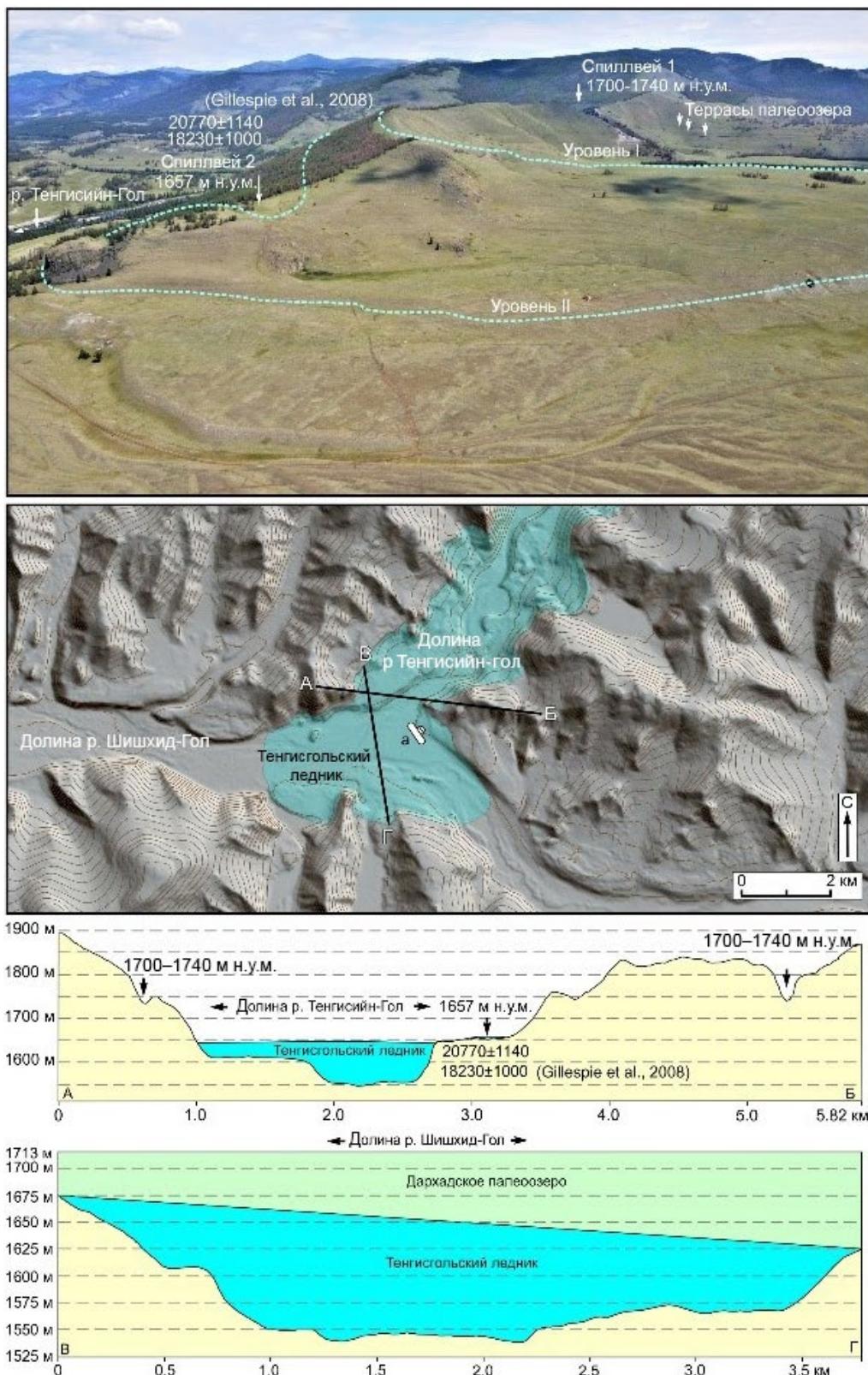


Рис. 10. Реконструкция ледникового подпора в устье р. Тенгисийн-Гол для периода 20–18 тыс. л. н. Профили показывают уровни ледника и поверхность Дархадского палеоозера.

Fig. 10. Reconstruction of glacial backwater at the mouth of the Tengisiin-Gol for the period 20–18 ka. Profiles show glacier levels and the surface of the Darhad paleolake.

женного ниже устья р. Тенгисийн-Гол. В устье террасовые контуры не перекрыты сплошным чехлом моренных отложений, хотя на поверхности террас имеются крупные глыбы.

3.4. Элементы ледникового рельефа и параметры ледниковой дамбы в устьях рек Хара-Бярангийн-Гол и Их-Жамс-Гол

В результате дешифрирования космоснимков на район долины р. Шишид-Гол, ниже устья р. Тенгисийн-Гол был обнаружен комплекс ледниковых отложений высокого уровня.

Река Хара-Бярангийн-Гол является правым притоком р. Шишид-Гол. Долина расположена в пределах горного массива с абр. высотами более 3000 м. Ледниковые цирки и троги имеют широкое распространение в верховьях бассейна этой реки. На склонах долин имеются различные уровни боковых морен. В устьевой части реки расположена крупная конечная морена. Основными показателями толщины льда в долине являются боковые морены. Они хорошо дешифрируются как на космических снимках, так и на цифровой модели рельефа (ALOS). Абсолютная высота левой

боковой морены в долине р. Хара-Бярангийн-Гол (в устьевой части) составляет 1890 м (рис. 11, (а)).

Река Их-Жамс-Гол является левым притоком р. Шишид-Гол. Ледосборный бассейн расположен в пределах горного массива с абр. высотами 2700–3000 м. В бортах долины этой реки сохранились фрагменты боковых морен, дающие информацию о мощности ледника. Абсолютные высоты краевой части ледника в приустьевой части на левом и правом бортах составляют 1770 м и 1745 м соответственно (рис. 11, (б)).

Устья упомянутых притоков расположены друг напротив друга. Выходившие в долину р. Шишид-Гол ледники, объединялись и формировали крупное тело ледниковой дамбы, уровень которой соответствовал 1715–1720 м над у. м. (рис. 11, (в)). Абсолютная высота ледникового подпора определяется по высоте канала стока талых вод (рис. 11, (г)) в левом борту р. Шишид-Гол. Дополнительным свидетельством наличия ледниковой дамбы является серия эрозионных рывин на склоне, фиксирующих нарастание высоты ледника в этой части долины р. Шишид-Гол.

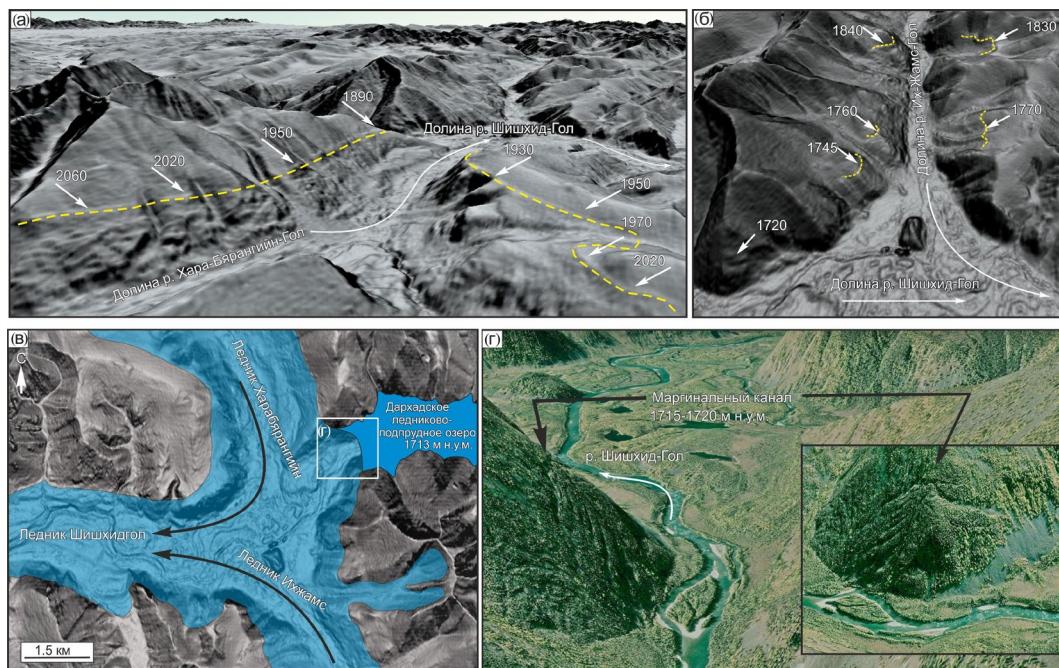


Рис. 11. Реконструкция ледников двух притоков р. Шишид-Гол (Хара-Бярангийн-Гол и Их-Жамс-Гол), формировавших ледниковый подпор Дархадского палеоозера. На цифровой модели рельефа (а, б) показаны долины рек Хара-Бярангийн-Гол и Их-Жамс-Гол, соответственно. Цифрами указаны абр. высоты боковых морен. На врезке (в) показан район слияния ледников в долине р. Шишид-Гол и формирования ледниковой дамбы. На космоснимке (г) показана серия маргинальных каналов, формировавшихся талыми водами вдоль края ледника.

Fig. 11. Reconstruction of glaciers of two tributaries of the Shishkid-Gol (Khara-Byarangiin-Gol and Ikh-Zhams-Gol), which formed the glacial backwater of the Darhad paleolake. The digital elevation model (a, b) shows the valleys of the Khara-Byarangiin-Gol and Ikh-Zhams-Gol rivers, respectively. The numbers indicate the altitude of the lateral moraines. The inset (c) shows the area of confluence of glaciers in the Shishkid-Gol valley and the formation of a glacier dam. Satellite image (g) shows a series of melt water channels formed along the edge of the glacier.

3.5. Основные эрозионно-аккумулятивные формы рельефа долины р. Енисей (Кызыл-Хем, Кaa-Хем) в пределах Каахемского нагорья

и Тувинской впадины

3.5.1. Каахемское нагорье

Отрезок реки Енисей (Кызыл-Хем, Кaa-Хем) в пределах Каахемского нагорья представляет собой узкий каньон с крутыми или отвесными стенками высотой 200–400 м, сложенными лавами плеистоценового возраста (Сугоракова, 2003). В процессе одной из вулканических активизаций на терри-

тории Центральной Азии базальтовые потоки, формировавшиеся при трещинных излияниях в хребте Академика Обручева и Каахемском нагорье, заполнили речную долину и часть притоков на протяжении 170 км. Вероятно, что эрозионный врез в лавы и формирование каньона начались задолго до спуска Дархадского палеоозера, но основной вклад внес гляциальный суперпаводок (Взаимодействие... 1987). Имеются признаки быстрой эрозии в виде коренных останцов обтекания и висячих долин. В стенках каньона читаются

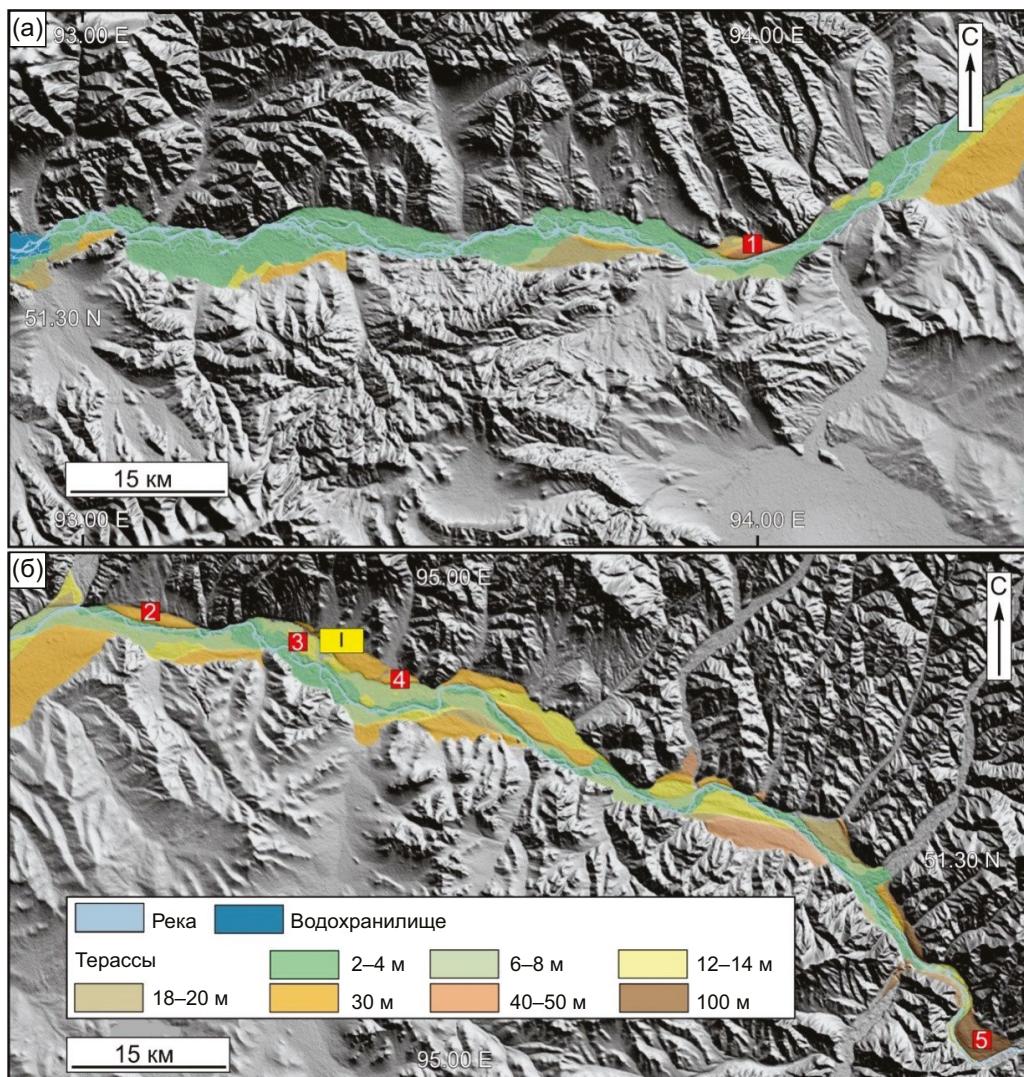


Рис. 12. Результаты дешифрирования данных TanDEM-X, свидетельствующие о характере аккумулятивно-эрзийонной деятельности Дархадского суперпаводка в долине р. Енисей в Тувинской впадине (а, б). Красными квадратами показано пространственное положение точек отбора образцов на космогенное (^{10}Be) датирование экспонированных валунов в пределах ГРТ. Желтым квадратом обозначено местоположение комплекса высоких эрозионных уровней, отражающих максимальный уровень Дархадского суперпаводка в Тувинской впадине (данные см. на рис. 18).

Fig. 12. Results of interpretation of TanDEM-X data, showing the nature of the accumulative-eroding activity of the Darhad megaflood in the Yenisei valley in the Tuva Basin (a, b). Red squares indicate the spatial location of sampling points for cosmogenic (^{10}Be) dating of exposed boulders within the gravel dunes. The yellow square indicates the location of a complex of high erosion levels, reflecting the maximum level of the Darhad megaflood in the Tuva Basin (for details, see Fig. 18).

многочисленные препарированные лавовые потоки, формирующие полки и уступы, некоторые из которых имеют ширину более 200 м. Интенсивная эрозия и большая скорость течения потока привели к переносу базальтовых обломков на расстояние более 100 км от их коренного залегания. В настоящее время наряду с другими породами они участвуют в строении 20- и 30-метровых террас.

3.6. Террасовый комплекс в долине р. Енисей

(Каа-Хем, Кызыл-Хем)

3.6.1. Тувинская впадина

Тувинская впадина расположена между хребтами Западный Саян и Танну-Ола (см. рис. 1). Главной дренажной структурой впадины является р. Енисей с притоками. Анализ морфологии речной долины в пределах Тувинской впадины показал существование двух основных комплексов эрозионно-аккумулятивного рельефа, образованного в период Дархадского суперпаводка и после него (рис. 12). К основным элементам рельефа, сформированным после Дархадского суперпаводка, относятся низкая и высокая поймы (см. рис. 12, (а, б)), которые имеют особые черты, отличающие их от других эрозионно-аккумулятивных форм. Совокупность донной и боковой эрозии привели к образованию четко оформленных уступов террас, меандров и стариц. Сезонный подъем воды в реке в результате дождей и таяния снега приводит к переоформлению русла, отмиранию старых и рождению новых меандров и островов.

Во второй комплекс эрозионно-аккумулятивных форм рельефа в Тувинской впадине входят террасы, подвергшиеся значительной переработке в период прохождения Дархадского суперпаводка. Данный комплекс включает террасы высотой от 12 м и более и в значительной степени отличается от рельефа низкой и высокой пойм (рис. 12, (а, б)). Главной отличительной чертой является отсутствие меандров и наоборот наличие линейных структур на поверхностях террас, что свидетельствует о формировании данного рельефа в других динамических условиях. Основным элементом верхнего яруса эрозионно-аккумулятивного рельефа является система ГРТ.

Таким образом, характер речной долины в пределах Тувинской впадины предопределил широкое распространение и сохранность террас различного уровня. Часть из них сформировалась в результате вреза в отложения Дархадского суперпаводка, в других случаях отложения суперпаводка облекают уступы или ложатся на поверхности древних террас. Протяженность террас составляет километры и даже первые десятки километров. В долине р. Енисей (Каа-Хем, Улуг-Хем) выделяются низкая пойма (2–4 м), высокая пойма (6–8 м),

уровни террас 12–14, 18–20, 30, 40–50 и 100 м (см. рис. 12, (а, б)).

Большой объем воды и различные параметры долин (от широких впадин до узких каньонов) на пути прохождения гляциального суперпаводка создали условия для формирования комплекса эрозионно-аккумулятивных форм рельефа. В первую очередь хотелось бы отметить широко распространенные ПГРТ в Тувинской и Дархадской впадинах, а также в долине р. Бий-Хем.

3.7. ПГРТ в долине р. Каа-Хем

Основная область распространения галечно-валунных отложений ГРТ сосредоточена в Тувинской впадине по долине р. Каа-Хем (Улуг-Хем) от Каахемского нагорья до входа реки в каньон хребта Западный Саян (см. рис. 12, (а, б)). Общая протяженность ПГРТ достигает здесь более 200 км, а их количество приближается к двум десяткам. На всех указанных уровнях террас, кроме низкой и высокой поймы и уровня 100 м, расположены ПГРТ. Также выделяется уровень галечно-валунных отложений, расположенный на высоте 70 м над урезом р. Енисей.

3.8. ПГРТ в долине р. Бий-Хем

Выявление и изучение форм рельефа, сформированных Дархадским суперпаводком, имеет большое значение для понимания рельефообразующей роли не только в долине р. Каа-Хем (Улуг-Хем), но и в периферийных частях потока. Под периферийными областями мы понимаем долины боковых притоков и сопоставимые речные системы. Дистанционное зондирование и полевые исследования свидетельствуют о воздействии Дархадского суперпаводка также и на долину р. Бий-Хем. В качестве идентификационных признаков выступают ПГРТ. Так, серия ПГРТ распространена на расстоянии до 45 км вверх по течению от устья р. Бий-Хем до устья р. Уюк (рис. 13, (а)).

Наиболее представительными являются ПГРТ, расположенные в устьевой части р. Бий-Хем. Здесь они формировались с учетом рельефа, образованного на начальном этапе прохождения вала воды Дархадского суперпаводка. Выделяются три ПГРТ различной ориентировки (рис. 13, (б, в)).

ПГРТ I, размерами 2.2 на 1.3 км, расположено на террасе высотой 25 м. Основное простижение валов с севера на юг свидетельствует о широтном направлении потока (см. рис. 13, (б, в)). ПГРТ II (2.4×0.8 км) вытянуто узкой полосой с севера на юг и расположено к востоку на террасе высотой 15 м. Здесь валы ориентированы с северо-запада на юго-восток. Пространственное положение валов на этом поле соответствует направлению водного потока с севера на юг (см. рис. 13, (б, в)). ПГРТ III (4×0.6 км) расположено к западу от

ПГРТ II и также вытянуто узкой полосой с севера на юг. На данном поле валы, в основной массе, ориентированы субширотно, что говорит о направлении потока с севера на юг (см. рис. 13, (б, в)). Различное направление потоков в устьевой части р. Бий-Хем обусловлено, с одной стороны, разным временем их формирования, с другой – созданным на тот момент микрорельефом. ПГРТ I было образовано потоком, который двигался субширотно по долине р. Кaa-Хем. ПГРТ I и ПГРТ II сформировались в период восстановления нормального течения в долине р. Бий-Хем, после подпорного воздействия суперпаводка.

Вверх по долине р. Бий-Хем ПГРТ отмечены вплоть до р. Уюк (см. рис. 13, (а)) (правый приток). Анализ их пространственного распределения показал, что они характерны для террас высотой 10–15, 20–25 и 35 м.

3.9. ПГРТ в Дархадской впадине

В Дархадской впадине расположены 2 ПГРТ к северу от озера Цаган-Нур (рис. 14, (а)). Их формирование связано с течениями во внутренней части при быстром спуске Дархадского палеозе-ра. ПГРТ I (1×1 км) расположено в 1 км к северу от истока р. Шишид-Гол (рис. 14, (а, б)). Валы сложены окатанной галькой и валунами (рис. 14, (г)), и ориентированы юз-св. ПГРТ II является более крупным (см. рис. 14, (а)) и имеет сложную конфигурацию. Оно расположено в 3.5 км севернее истока р. Шишид-Гол и имеет размеры 2 на 0.7 км (рис. 14, (а, в)). Пространственное расположение валов свидетельствует о возможных круговых течениях воды при выходе из Дархадской впадины. Валы здесь, в отличие от ПГРТ I, сложены слабоокатанным, либо неокатанным обломочным материалом (рис. 14, (д)).

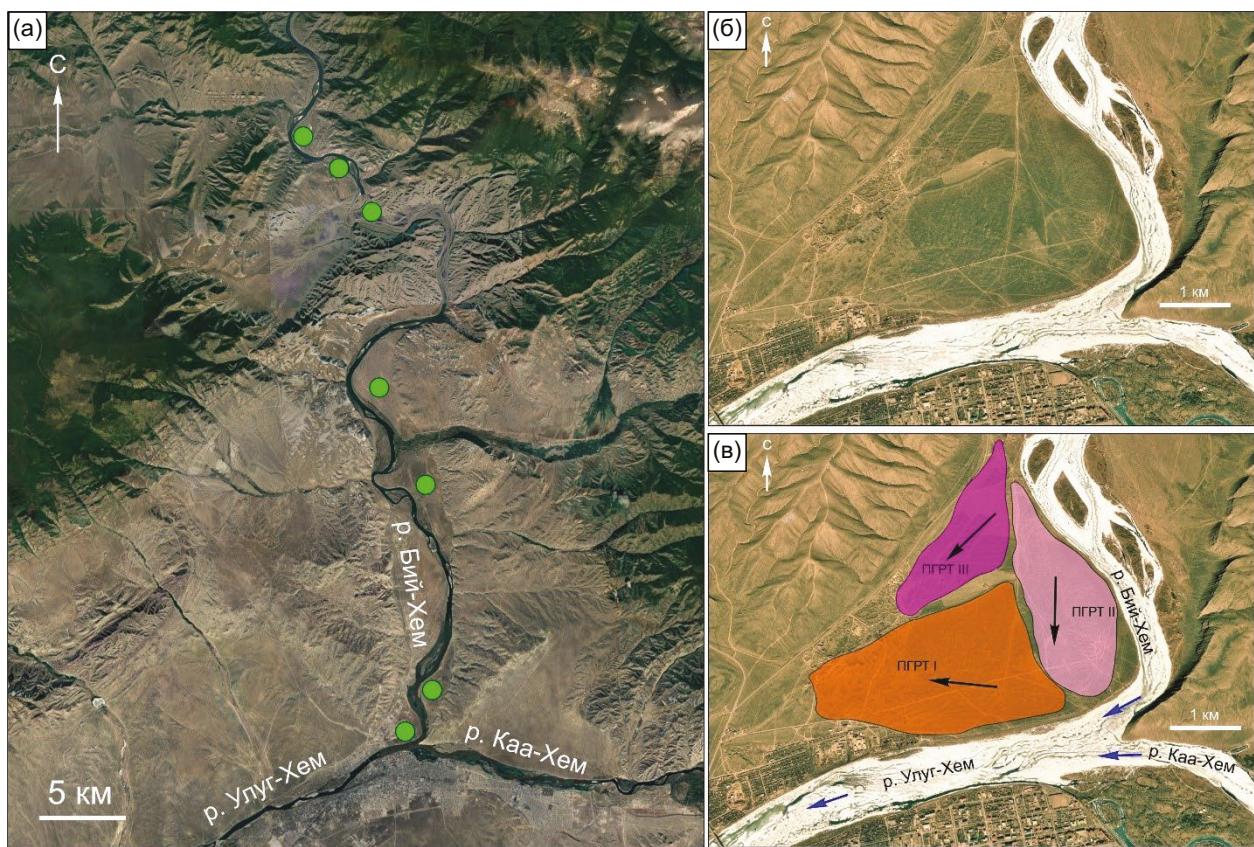


Рис. 13. На космоснимке (программа Google Earth) показан 55 км отрезок р. Бий-Хем с обозначением расположения ПГРТ (зеленые кружки), сформированных под воздействием Дархадского суперпаводка (а); (б, в) – реконструкция направления течений в палеопотоке Дархадского суперпаводка в приустьевой части р. Бий-Хем (программа Google Earth). ПГРТ I, II, III – поля гигантской ряби течения, формировавшиеся в потоках разного направления и разного периода времени в процессе Дархадского суперпаводка.

Fig. 13. The satellite image (Google Earth) shows a 55 km section of the Bii-Khem with the location of giant current ripples (green circles) formed under the influence of the Darhad megaflood (a); (b, v) – reconstruction of the direction of currents in the paleoflow of the Darhad megaflood in the mouth part of the Bii-Khem (Google Earth). FGCRs I, II, III – fields of giant current ripples formed in currents of different directions and time during the Darhad megaflood.

3.10. Морфология и строение гигантской ряби течения в Тувинской впадине

ГРТ представляет собой систему валов и понижений, ориентированных перпендикулярно или под углом к общему направлению течения реки (рис. 15, (а, в)). Внешне они напоминают обычную песчаную рябь течения, широко распространенную на дне реки. Современные космические технологии позволяют изучать ее методами дистанционного зондирования, проводя анализ космических и радарных снимков высокого разрешения. ГРТ сложена песком, гравием, галечником и валунами (рис. 15, (б); 16, (а-з)). Это зависит от той или иной части ПГРТ, которая формировалась в условиях различных скоростей водного потока.

На поверхности имеется большое количество валунов размерами до первых метров в поперечнике. Иногда встречаются каменные “монстры” до 8–10 м. Анализ обломков горных пород, расположенных на поверхности валов и в западинах показал, что перемещение валунов размером 0.5–1 м (рис. 16, (е)) может происходить на расстояние более 100 км (например, базальтовых обломков). Высота валов меняется от 1–2 до 6–7 м, длина может достигать несколько сот метров. Поверхность ГРТ осложнена валами более высоких порядков, расположеннымными к первым под углом 45–70°. Механизм образования ГРТ подобен механизму формирования грядового рельефа в пределах русла реки.

Периодичность образования ледниково-подпрудного Дархадского палеозера (Gillespie et al., 2008) дает основание полагать, что и сбросов воды

из этого озера могло быть несколько. Наличие разных уровней ГРТ укладывается в схему многоактности сбросов воды по долине р. Енисей. Сохранившиеся ПГРТ во многих случаях расположены в зоне тени водного потока, созданной изгибом реки и выступающим мысом коренных пород. В некоторых случаях в зоне примыкания отложений ГРТ к коренным склонам имеются понижения в рельефе, представляющие сквозную или слепую долину, поверхность которой также осложнена валами. Строение ГРТ достаточно сложное – от перемешанного галечника с валунами, до гравия и хорошо отмытого горизонтально залегающего песка. В уступах террас обнажаются отложения разной фракции. Более грубый материал часто расположен в областях тени при изгибах русла реки.

Основная часть отложений, сформированная Дархадским суперпаводком, сосредоточена в пределах Тувинской и Минусинской впадин (в статье рассматриваются отложения, сформированные в зоне динамического влияния потока в Тувинской впадине). Отложения представлены различного размера кластическим материалом: песками, гравием, галечником, валунами и глыбами (см. рис. 16, (а-з)).

Песчаные отложения встречаются в виде субгоризонтально-слоистых, хорошо отмытых толщ (см. рис. 16, (а, б)) или интенсивно переработанных ветром дюнных полей (см. рис. 16, (в)). Типичный разрез аллювия песчаной фракции расположен на правобережье в верхней части 40–50-метровой террасы к северу от пос. Сарыг-Сеп. Он представлен субгоризонтально-слоистыми песками

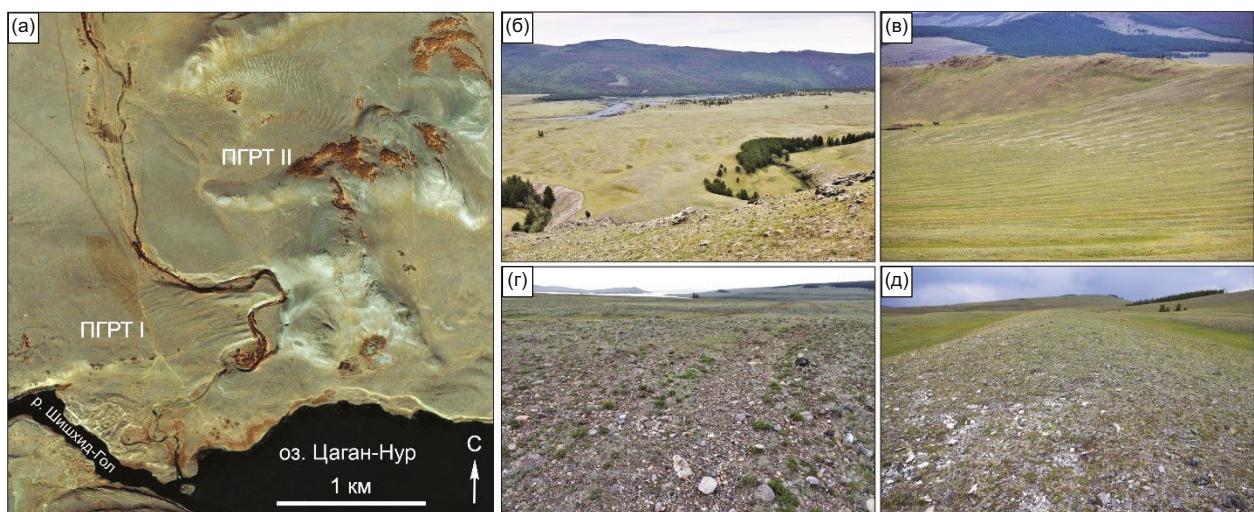


Рис. 14. Местоположение I и II поля гигантской ряби течения в северо-западной части Дархадской впадины (а). Морфология и субстрат слагающий ГРТ: (б, г) – ПГРТ I, (в, д) – ПГРТ II. Космоснимок Google Earth.

Fig. 14. Satellite image (Google Earth) shows the location of giant current ripples I and II in the northwestern part of the Darhad Basin (a). The morphology and substrate composing the giant current ripples: (б, г) – GCRs I, (в, д) – GCRs II.

с различной толщиной слоев от 2–3 мм до 15–20 см, с включениями редких галек мощностью 6–8 м (см. рис. 16, (а)), которые залегают на галечниках и перекрыты лёссовидными светлыми супесями.

В некоторых случаях пески с несогласием залегают на косослоистых песчано-галечных отложениях. В песчаных отложениях встречаются инородные блоки, сложенные также песком, однако с текстурой, отличной от вмещающих пород. Ненарушенность блоков предполагает их замороженное состояние во время переноса водой. Об этом же свидетельствуют просадки вышележащих отложений после таяния и уплотнения блоков. В некоторых случаях фиксируются несогласия песков с подстилающими отложениями (см. рис. 16, (б)). Возможно, несогласие фиксирует два эпизода разгрузки Дархадского палеозеозера.

Галечник и гравий широко распространены в пределах гигантской ряби течения (см. рис. 16, (г, д)). В некоторых разрезах фиксируются деформированные гравийные отложения с редкой крупной галькой, перекрытые супесями. Деформации охватывают отложения толщиной около 1 м. Возможно, деформации связаны с сильными палеоземле-

трясениями и представляют собой сейсмические конволюции. На высокую степень сейсмической активности указывают многочисленные грунтовые потоки в горной местности в непосредственной близости от деформированных отложений.

Валуны часто встречаются в разрезах террас и на поверхности ГРТ. Их размеры изменяются от 0.5 м до 8 м (см. рис. 16, (е, ж)). Часть из них хорошо окатана и имеет овальную форму, другие окатаны плохо и представлены крупными угловатыми обломками.

Глыбы коренных пород встречаются как в толще гравийно-галечных отложений, так и на поверхности террас (см. рис. 16, (з, и)). Размеры обломков – от первых десятков сантиметров до первых метров.

3.11. Песчаные гряды и массивы в Тувинской впадине

Основные массивы песчаных отложений расположены при расширении долины в месте слияния рек Бий-Хем и Кая-Хем и напротив долин рек Бий-Хем, Биче-Баян-Кол и Эрбек (рис. 17, (а)). Грядово-ложбинный и гривный рельеф наблюдается на больших пространствах впадины к югу

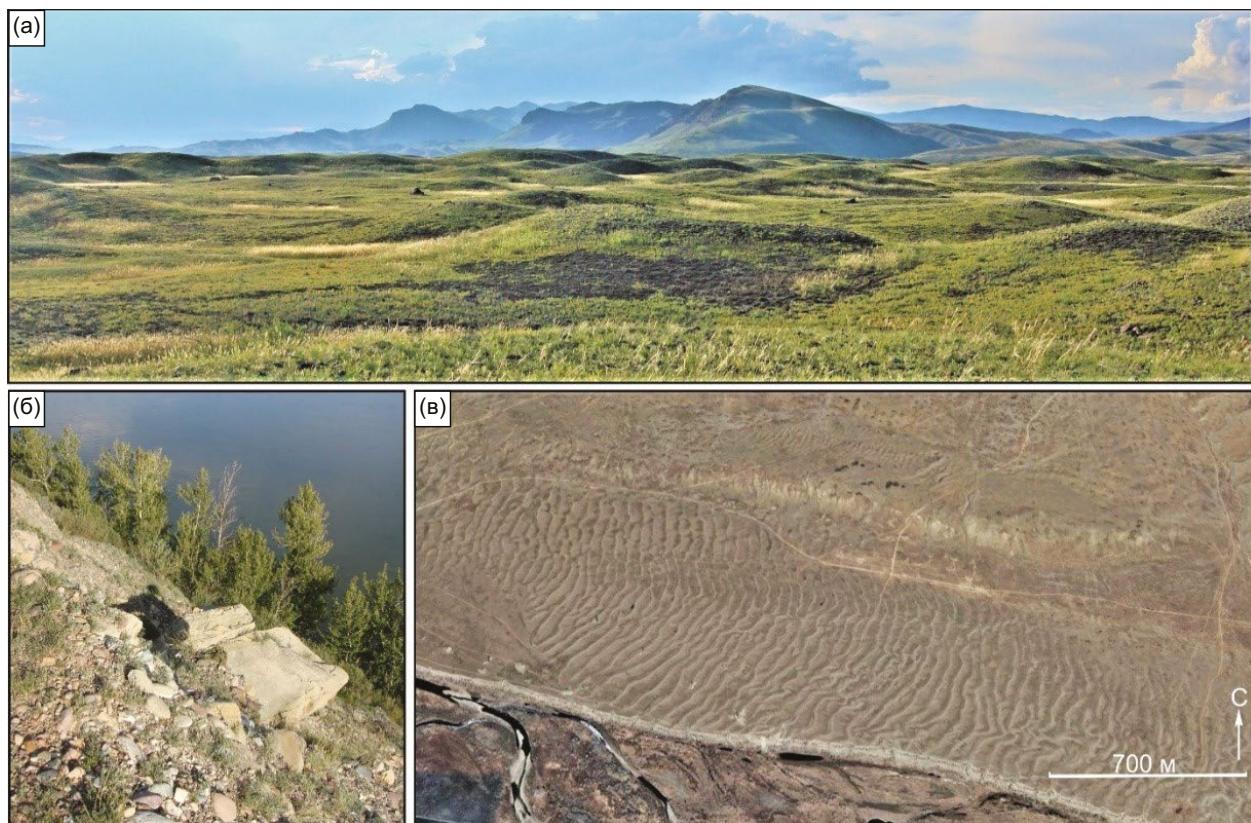


Рис. 15. На фотографиях и космоснимке (Google Earth) отражена морфология гигантской ряби течения, расположенной в долине р. Енисей (Кая-Хем, Улуг-Хем) (а, б, в).

Fig. 15. The photographs and satellite image (Google Earth) reflect the morphology of giant current ripples located in the of Yenisei valley (Kaya-Khem, Ulug-Khem) (a, b, v).

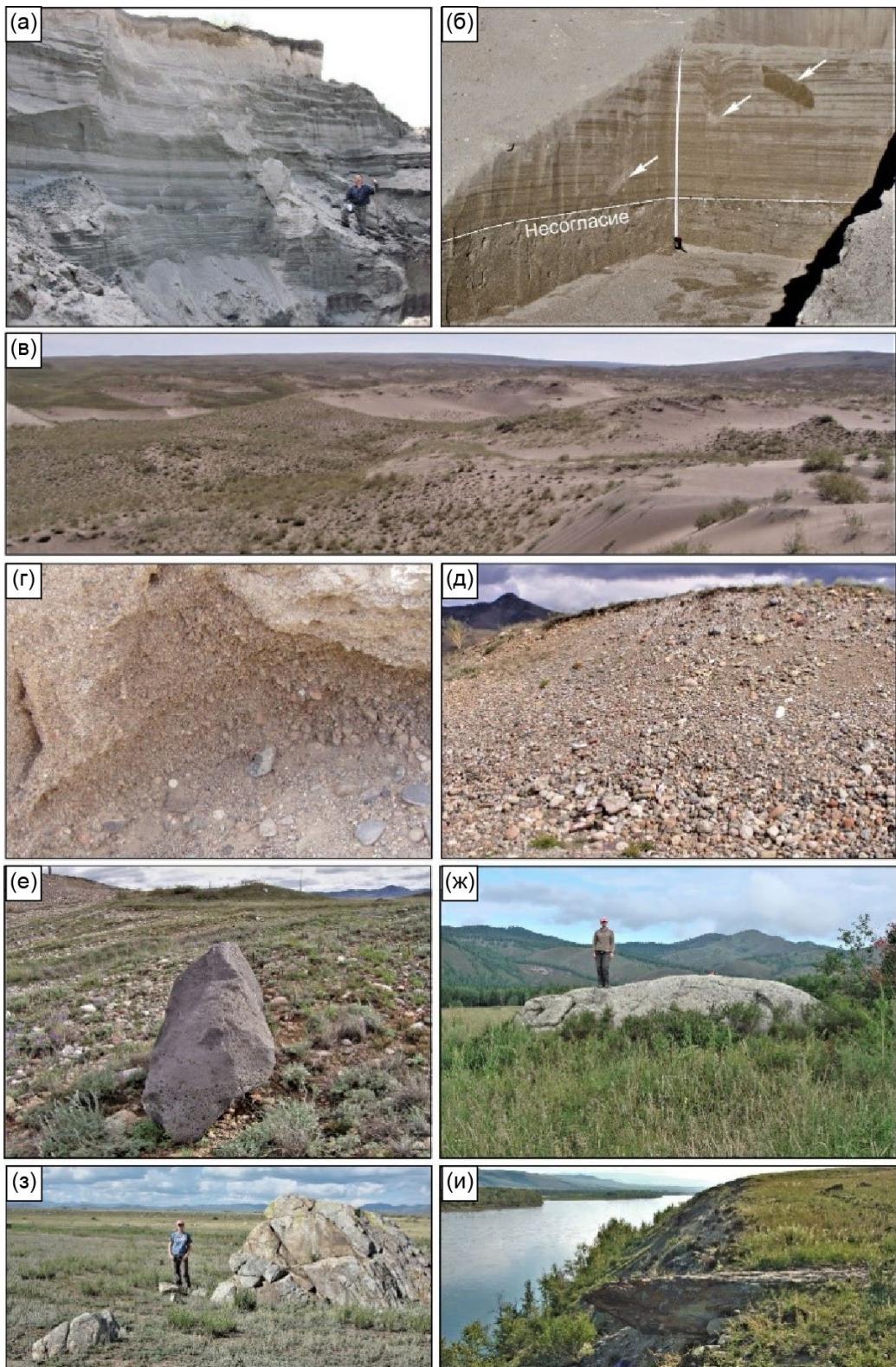


Рис. 16. Осадочный комплекс различных размерных фракций, сформированный в долине р. Енисей (Каа-Хем, Улуг-Хем) в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности Дархадского суперпаводка и эоловых процессов.
Fig. 16. Sedimentary complex of various fractions, formed in the Yenisei valley (Kaa-Khem, Ulug-Khem) as a result of the erosion-accumulation activity of the Darhad megaflood and aeolian processes.

и юго-востоку от г. Кызыл. На космоснимках хорошо видно направление основного песчаного поля по линейно ориентированным структурам на юго-восток от Уюкского хребта (рис. 17, (а)). Его ширина достигает 25–35 км и практически охватывает центральную часть Тувинской впадины. Песчаные массивы, представлены грядово-ложбинным, дюнным и гривным рельефом. Иногда они выражены линейно ориентированными грядами, которые переходят в крупные массивы с сетчато-ячеистой и каплевидной структурой (рис. 17, (б, в, г)).

При общем их фоновом распределении по поверхности впадины выделяются области их существенной концентрации. Песчаные дюны расположены на различных гипсометрических уровнях и в некоторых случаях залегают на поверхности ГРТ (20–30-метровая терраса). Размещение, ориентировка, структура и площадь распространения специфических форм рельефа в пределах Тувинской впадины свидетельствуют о значительном подтоплении в процессе сброса воды из Дархадского палеозоя. Первичное залегание песчаных отложений было нарушено интенсивной эоловой переработкой при преобладающих северо-западных ветрах.

3.12. Уровень воды и глубина Дархадского суперпаводка в Тувинской впадине

В ходе дешифрирования нами была обнаружена и в дальнейшем обследована в полевых условиях серия террас, сформировавшихся в процессе боковой эрозии при снижении уровня воды в палеопотоке по долине р. Кая-Хем (см. рис. 12, (б)). Террасы представляют собой субгоризонтальные уровни, протяженностью более 5 км, врезанные в коллювиально-делювиальные отложения, залегающие на юрских осадочных породах и гранодиоритах палеозойского возраста (рис. 18, (а, б)). Необходимо отметить, что речь идет о террасах высокого уровня (около 100 м, относительно современного уровня воды в реке). Всего имеется 7 уровней разной сохранности. Наиболее высокие из них зафиксированы на абс. высоте 725 м. На (рис. 18, (а, б)) отчетливо видны элементы террасового комплекса с ярко выраженными горизонтальными поверхностями и уступами как со стороны р. Кая-Хем, так и во временных водотоках. Такие элементы рельефа часто можно увидеть на склонах искусственных водохранилищ при сезонном колебании уровня воды. При наземном обследовании коренных выходов горных пород в пределах террас

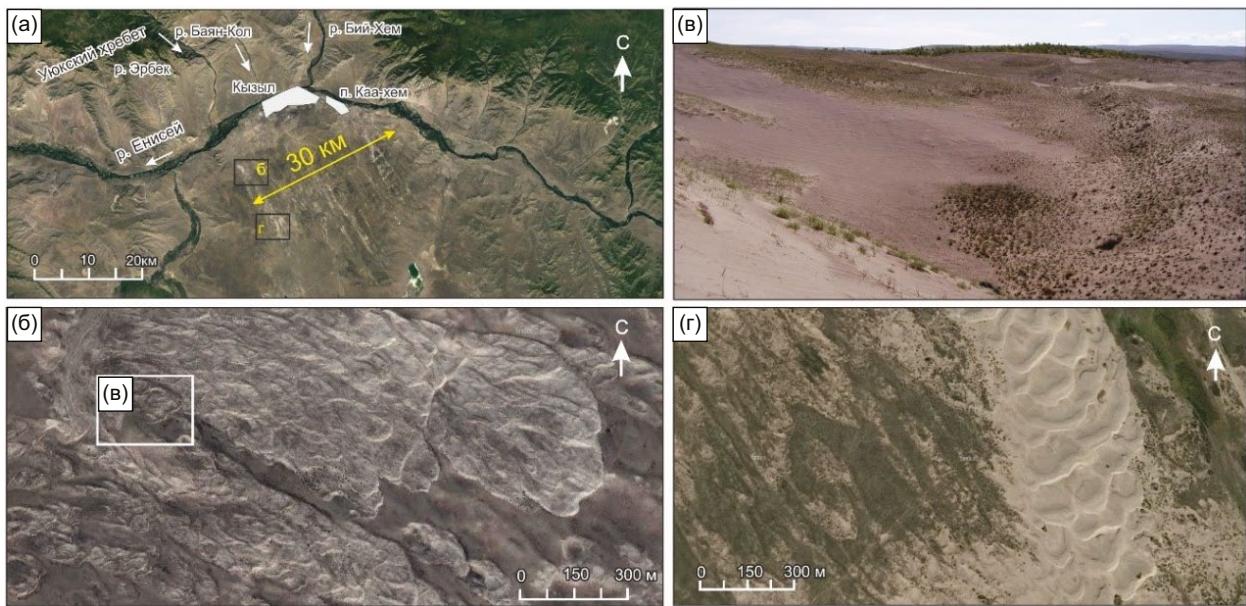


Рис. 17. Широко распространенные в Тувинской впадине эоловые песчаные массивы первично аллювиального генезиса, связанные с Дархадским суперпаводком. (а) – схема местоположения песчаных массивов и основная их ориентация, согласно преобладающим ветрам; (б, в, г) – детали строения поверхности эоловых песчаных массивов; (а, б, г) – фрагменты космоснимков (Google Earth).

Fig. 17. Widespread aeolian sand masses (a, б, в, г) in the Tuva Basin have a primary alluvial genesis and are associated with the Darhad megaflood. (a) – scheme of the location of sand masses and their main orientation, according to the prevailing winds; (б, в, г) – details of the surface structure of aeolian sand masses; (а, б, г) – fragments of satellite images (Google Earth).

не обнаружено. Вероятно, эродирован шлейф склоновых отложений. На поверхности террас имеются слабоокатанные обломки различных метаморфизованных и магматических пород. Выходы юрских пород имеются в нижней части уступа 50-метровой террасы.

3.13. Уровень воды и глубина Дархадского суперпаводка в долине р. Бий-Хем

В долине р. Бий-Хем в урочище Бегреда обнаружены аллювиальные отложения на значительной высоте на вершинных поверхностях холмов ($52^{\circ}02.502'N$; $94^{\circ}23.505'E$) (рис. 19, (а, б, г, д)). Аллювий представлен галькой, валунами и глыбами (см. рис. 19, (г, д)). Каплевидная форма обследованного холма, характер распределения и залегания аллювия на северо-западном его окончании дают основание утверждать, что накопление отложений в его теневой части происходило в толще воды с обратным течением по отношению к современному (см. рис. 19, (б)). Относительное превышение верхней точки холма над современным уровнем воды в р. Бий-Хем составляет 83 м.

Для определения глубины потока в долине р. Бий-Хем, в пределах Усть-Бегредской депрессии, нами выделена базальная поверхность, представленная селевой фацией (Парначев, 1999;

Зольников, Милюков, 2008) Дархадского потока (рис. 19, (е, ж)). Она зафиксирована в виде толщи перемешанных галек, валунов и обломков неокатанных коренных пород (см. рис. 19, (е)) и мощной толщи валунов размером до 1.0–1.5 м в диаметре (см. рис. 19, (ж)), которые расположены на абс. высоте 670 м (см. рис. 19, (а)).

3.14. Экспонированный возраст валунов ГРТ

Для ПГРТ в долине р. Каа-Хем (Улуг-Хем) получен экспонированный возраст 19 образцов из отобранных 21. Два образца не имели достаточного количества кварца для датирования. Экспонированный возраст распределился в большом временном диапазоне. На временной шкале древние образцы представлены единичными датами от 137 тыс. л. до 51 тыс. л. (рис. 20). Единичные образцы в дальнейшем анализе не учтены, так как имеют значительное унаследованное количество атомов. В одних случаях это связано с тем, что образец был взят с останца коренных пород, другие, возможно, экспонировались в предыдущие эпохи оледенения. Остальные образцы составляют три возрастные группы: (I) 38–36 тыс. л. (3 образца); (II) 31–27 тыс. л. (7 образцов); (III) 23–18 тыс. л. (4 образца).

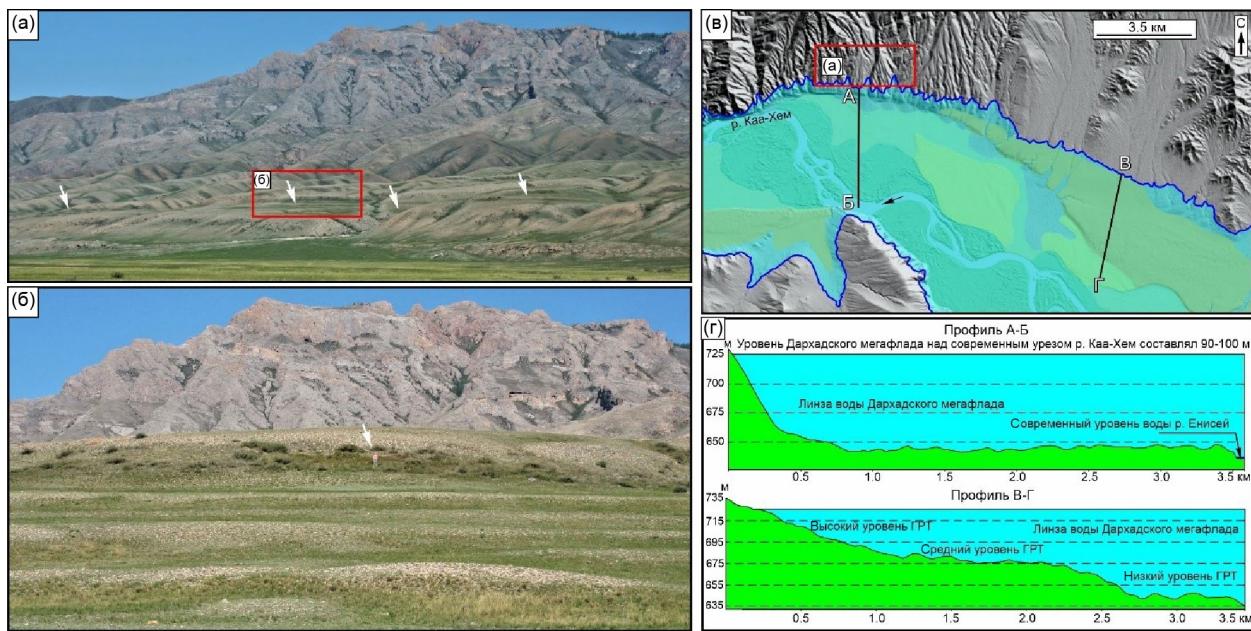


Рис. 18. Комплекс террас высотой до 100 м, образованный в результате эрозии склонов долины р. Каа-Хем Дархадским суперпаводком. (а, б) – террасы; (в) – местоположение высоких эрозионных террас в долине р. Каа-Хем; (г) – их соотношение с ПГРТ. Синим контуром на схеме (в) показан максимальный уровень Дархадского суперпаводка в этой части речной долины.

Fig. 18. Photographs (a, b) show a complex of terraces up to 100 m high, formed as a result of erosion of the Kaa-Khem valley slopes by Darhad megaflood. Location of high erosion terraces in the Kaa-Khem valley (v) and their relationship with FGCRs (r). The blue outline in diagram (v) shows the maximum level of the Darhad megaflood in this part of the river valley.



Рис. 19. Морфология и строение террасового комплекса долины р. Бий-Хем в урочище Бегреда. (а) – общий вид долины р. Бий-Хем в урочище Бегреда (цифровая модель рельефа ALOS). Голубыми кружками и цифрами обозначены abs. высоты местности. Красные кружки обозначают точки наблюдения, буквенные индексы в квадратах соответствуют нижеприведенным фотографиям; (б) – возвышенность (745 м над у. м.), покрытая галечником, валунами и неокатанными глыбами коренных пород. Желтый контур обозначает видимое положение чехла аллювиальных отложений. В красном эллипсе обозначен человек для масштаба. Черная сплошная стрелка показывает современное направление течения р. Бий-Хем. Черная точечная стрелка показывает реконструированное, временное направление течения р. Бий-Хем, измененное под воздействием Дархадского суперпаводка; (в) – комплекс террас в долине р. Бий-Хем (урочище Бегреда). Цифры отражают высоту террасы. Верхняя часть холма с относительной высотой 83 м сложена галечником и неокатанными глыбами. Уровень террасы 19 м представлен ГРТ; (г, д) – характер распространения и залегания аллювиальных отложений с включением неокатанных глыб коренных пород; (е) – на фотографии представлена толща селевой фации (нижняя часть), сформированной во фронте Дархадского суперпаводка; (ж) – селевая фация, представленная валунами.

Fig. 19. Morphology and structure of the terrace complex of the Bii-Khem valley in the Begreda Area. (a) – general view of the Bii-Khem valley in the Begreda Area (ALOS digital elevation model). Blue circles and numbers indicate the altitude of the area. Red circles indicate observation points, letter indices in squares correspond to the photographs below; (b) – the photograph shows a hill (745 m above sea level), covered with pebbles, boulders and unrounded blocks of bedrock. The yellow outline indicates the visible position of the alluvial sediment cover. The red ellipse represents a person for scale. The black solid arrow shows the current direction of the Bii-Khem flow. The black dotted arrow shows the reconstructed, temporary direction of the Bii-Khem flow, modified by the Darhad mega-flood; (c) – complex of terraces in the Bii-Khem valley (Begreda Area). The numbers reflect the height of the terrace. The upper part of the hill with a relative height of 83 m is composed of pebbles and unrounded blocks. The terrace level of 19 m is represented by giant current ripples; (d) – The photographs show the nature of the distribution and occurrence of alluvial deposits with the inclusion of unrounded blocks of bedrock; (e) – the thickness of the mudflow facies (lower part) formed in the front of the Darhad mega-flood; (ж) – mudflow facies, represented by boulders.

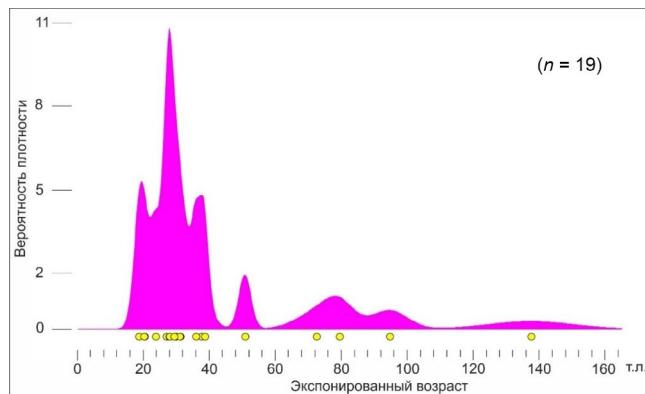


Рис. 20. График распределения космогенных (^{10}Be) возрастов, полученных с экспонированных валунов в пределах полей гигантской ряби течения в долине р. Кaa-Хем.

Fig. 20. Graph of distribution of cosmogenic (^{10}Be) ages obtained from exposed boulders within GCRs in the Kaa-Khem valley.

4. ДИСКУССИЯ

4.1. Условия образования Дархадского палеоозера

Существование палеоозер в Дархадской впадине в позднем плейстоцене фиксируется по древним озерным террасам и осадочному комплексу. Основным местом подпора для Дархадского палеоозера принято считать устье р. Тенгисийн-Гол, где сохранились следы ледниковой дамбы (Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009; Batbaatar, Gillespie, 2016a, 2016b). Однако полученные новые данные о существовании палеоозера ниже устья р. Тенгисийн-Гол (см. рис. 4) свидетельствуют о более сложной системе подпоров в долине р. Шишид-Гол, чем предполагалось ранее. Обнаруженные озерные береговые линии с абс. высотой 1713 м ниже тенгисийнгольского подпора идентичны максимальным береговым линиям Дархадского палеоозера (см. рис. 4, 5). В таком случае возникает вопрос, являлся ли Тенгисийнгольский ледник единственным и основным подпором для Дархадского палеоозера.

Определение параметров ледника по элементам ледникового рельефа в устьевой части р. Тенгисийн-Гол имеет важное значение для оценки вероятности образования здесь ледникового подпора. В устьевой части р. Тенгисийн-Гол имеются ледниковые и озерные элементы рельефа. К ледниковым относятся боковые морены, конечная морена и маргинальные каналы стока талых вод. Все они дают информацию о параметрах краевой части ледника. К озерным элементам рельефа относятся древние береговые линии, сохранившиеся на склонах рек Шишид-Гол, Тенгисийн-Гол и

свидетельствующие об уровне и контакте водной линзы с коренными породами (см. рис. 10).

Абсолютная высота боковых морен в приустьевой части р. Тэнгисийн-Гол, возраст конечной морены в устье левого притока и маргинальные каналы, а также озерные террасы на склоне долины р. Шишид-Гол дают основания выделить два уровня ледниковой дамбы в МИС 2 (см. рис. 8, 9). На это указывали (Gillespie et al., 2008), датируя верхний ледниковый уровень более древним неопределенным возрастом. Экспонированный возраст валунов (23.8 ± 1.5 тыс. л. и 20.7 ± 1.4 тыс. л.) с конечной мореной Тенгисийнгольского ледника, расположенной в устье левого притока Сариг-Гол (Batbaatar, Gillespie, 2016b), относится к ранней стадии и коррелирует с последним ледниковым максимумом. Экспонированный возраст валунов (20.8 ± 1.1 тыс. л. и 18.2 ± 1.0 тыс. л.) в пределах маргинального канала (Gillespie et al., 2008) характеризует позднюю стадию развития Тенгисийнгольского ледника (см. рис. 9).

Результаты реконструкции (см. рис. 8, 9, 10) и наличие высоких (1713 м над у. м.) береговых линий ниже устья р. Тенгисийн-Гол (рис. 4, 5) вызывают сомнения, мог ли действительно Тенгисийнгольский ледник, выходивший в долину р. Шишид-Гол, быть основным подпором для Дархадского палеоозера. Также не ясно, как могли сформироваться озерные береговые линии в устье р. Тенгисийн-Гол, если эта область была покрыта ледником и представляла собой плотину, подпиравшую Дархадское палеоозеро. Таким образом, палеогеографические реконструкции, основанные, в том числе и на возрасте отдельных элементов ледникового рельефа (Gillespie et al., 2008; Batbaatar, Gillespie, 2016a, 2016b), и приведенные на рис. 8, 9, 10, свидетельствуют о частичной, но не ведущей подпорной роли Тенгисийнгольского ледника при образовании максимального уровня Дархадского палеоозера.

Анализ космических снимков и цифровых моделей рельефа позволил получить дополнительные данные об условиях и размерах позднеплейстоценового Дархадского озера. Наличие озерных абразионных уровней до и после места выхода Тэнгисингольского ледника в долину р. Шишид-Гол, а также их совпадение по абс. высоте (1713 м), предполагают наличие крупного подпора ниже устья р. Тенгисийн-Гол. В качестве места этого подпора нами определена область слияния ледников Харабярангийн и Ихжамс (рис. 11) с формированием высокой (300 м) дамбы в долине р. Шишид-Гол. Ранее эта подпорная область выделялась как подчиненная, с высотами гораздо ниже (рис. 2), чем уровень Дархадского палеоозера (Komatsu et al., 2009; Batbaatar, Gillespie, 2016a). Условия

формирования ледниковой дамбы, достаточной для образования подпора в этом месте, обусловлены параметрами ледосбора и толщиной ледников в двух расположенных друг напротив друга долинах. Слияние ледников в районе дамбы № 4 (см. рис. 2, 11) в долине р. Шишхид-Гол привело к устойчивому состоянию ледника, тем самым обеспечив высокий подпор и условия для формирования Дархадского палеоозера глубиной 170–175 м.

4.2. Максимальный уровень воды в Дархадском палеоозере в позднем плейстоцене и условия деформации озерных береговых линий после его спуска

Максимальный абсолютный уровень воды, фиксируемый на космоснимках и радарных данных, соответствует 1713 м (западный борт впадины) и 1711 (см. рис. 5) (восточный борт впадины, Gillespie et al., 2008). Все другие высокие уровни береговой линии Дархадского палеоозера гораздо ниже и варьируют по абс. высоте от 1713 м до 1686 м.

Такое несоответствие показывает существование крупных тектонических опусканий в пределах Дархадской впадины, приведших к значительной деформации древней береговой линии. Описанные выше разломы в северо-западной части впадины сформировались в основном во время существования палеоозера (за исключением разлома в пределах Джарагольской морены) и незначительно повлияли на высоту верхней озерной террасы после снижения уровня воды в палеоозере. Это видно по значениям высоты верхней террасы (см. рис. 6, (д, е)).

Основные блоковые перемещения произошли уже после начала понижения уровня воды в озере и обнажения комплекса террас. Интенсивная эрозия легкоразмываемых озерных отложений не позволили сохраниться магистральным разрывам внутри впадины, за исключением северо-западного и восточного разломов (см. рис. 5).

Какой же возраст был у озера с абс. уровнем воды 1713 м? По данным (Gillespie et al., 2008) 17–19 тыс. л. н. существовало озеро с абсолютным уровнем 1679 м. Этот уровень был принят на основании существования озерной террасы максимальной высоты в пределах Джарагольской морены (M2) с возрастом 17–19 тыс. л. (Gillespie et al., 2008). Однако неясно, были ли при определении максимальной высоты озерной линии сделаны поправки на амплитуду перемещения по разлому при палеоземлетрясениях, произошедших уже после спуска озера, с суммарной амплитудой сброса до 8 м в районе Джарагольской морены (Сейсмотектоника и сейсмичность... 1993 Bacon et al., 2003; Arzhannikova et al., 2024), и на возможные криповые движения большей амплитуды. Исходя из

того, что в пределах акватории наряду с террасами 1713 м есть также самые высокие террасы с высотой 1686 м над у. м., можно предположить, что абс. высота 1679 м не является истинным показателем уровня палеоозера, а в настоящий момент является результатом тектонических деформаций сбросового типа. В пользу этого говорит тот факт, что в 2 км южнее Джарагольской морены на крутом предгорном склоне были обнаружены пляжные пески с высотой 1711 м над у. м. (Gillespie et al., 2008), которые могут соответствовать абс. высоте 1713 м на западном берегу палеоозера. В связи с этим рассмотрение истории развития нижних уровней палеоозера выглядит достаточно сложным.

Также дискуссионным может быть предполагаемый уровень палеоозера в 1825 м, упоминаемый в работе (Gillespie et al., 2008). Деградированная береговая линия 1825 м над у. м. в районе озера Заладай при площадном анализе акватории Дархадского палеоозера не читается. Таким образом, максимальной береговой линией Дархадского палеоозера нами принят уровень 1713 м, который выделял С.К. Кривоногов (Krivorogov et al., 2005).

4.3. Уровень воды Дархадского суперпаводка в Тувинской впадине и в долине р. Бий-Хем

Полученные данные по параметрам высоких террас в долине р. Кая-Хем и максимальному уровню залегания аллювия в долине р. Бий-Хем дают информацию о максимальной глубине потока воды Дархадского суперпаводка (см. рис. 18, 19). Анализ геоморфологических профилей (см. рис. 18, (в, г)), проведенных по линиям А-Б и В-Г и охвативших весь комплекс террас, показал, что глубина Дархадского потока над современным уровнем р. Кая-Хем в этом месте составила 90–100 м. Исходя из абс. высоты береговой линии в 725 м, ширина водного потока достигала 3.5–5 км. В боковые притоки вода могла заходить на расстояние до 30 км.

Обнаруженный аллювий в сочетании с неокатанными глыбами на абс. высоте 745 м и абс. уровень (670 м) расположения селевой фации суперпаводка в урочище Бегреда (долина р. Бий-Хем, в 45 км выше ее устья) позволяют говорить о минимальной глубине потока в 75 м (рис. 19). В долине р. Бий-Хем Дархадский суперпаводок мог создавать подпорный эффект на расстояние до 115 км от устья, что намного отличается от такового в Тувинской впадине.

Разница в максимальных абс. высотах уровня воды Дархадского суперпаводка в долинах рек Кая-Хем (основной сток 725 м) и Бий-Хем (правый приток 745 м) указывает на вероятность различных по времени и масштабам событий, связанных

с разгрузкой Дархадского палеоозера. Возможно, что эрозионные формы рельефа раннего, более крупного по масштабам суперпаводка в долине р. Кaa-Хем со временем утратили свои явные признаки были нивелированы поздним гляциальным суперпаводком.

4.4. Возраст и количество Дархадских суперпаводков

В результате датирования валунов, расположенных в пределах ПГРТ, получены три серии дат. Для анализа и их корреляции с основными событиями позднего плейстоцена нами приведена схема распределения экспонированных образцов

(^{10}Be), датирующих основные этапы выдвижения ледниковых в горных массивах Восточного Саяна и Северной Монголии (Gillespie et al., 2008; Arzhannikov et al., 2012; Arzhannikov et al., 2015; Batbaatar, Gillespie, 2016a, 2016b) (рис. 21, (а)), экспонированный возраст валунов с поверхности морены в долине р. Их-Сариг-Гол и маргинального канала (Batbaatar, Gillespie, 2016b; Gillespie et al., 2008), ГРТ, стадий морской изотопной шкалы и этапов существования Дархадского палеоозера по данным Gillespie et al. (2008) (рис. 21, (б)). Как видно на рис. 21, (б) серии образцов III и I соответствуют МИС 3 и МИС 2. Более много-

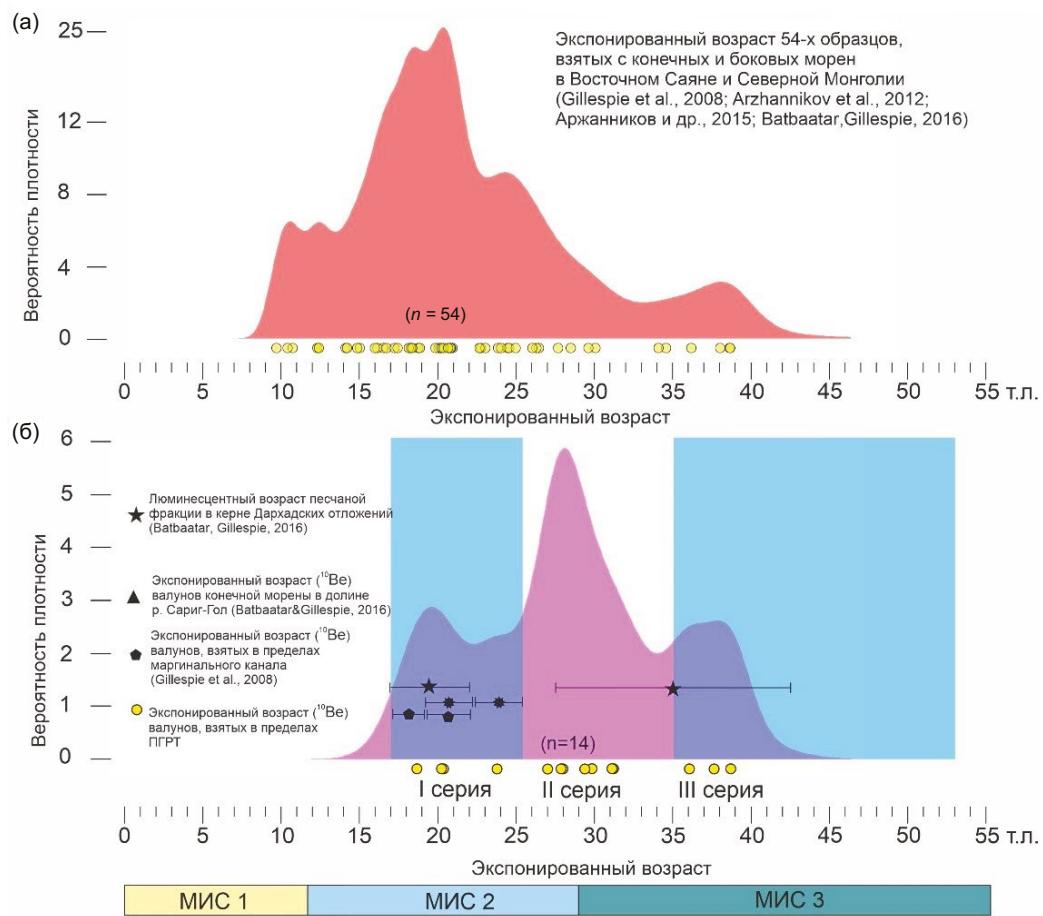


Рис. 21. Экспонированный возраст ледниковых комплексов Восточного Саяна и Северной Монголии (а) и три пика экспонированных возрастов (^{10}Be), связанных с двумя Дархадскими суперпаводками и один с потерей атомов берилия в результате изменения экспозиции валунов во время второго Дархадского суперпаводка (б). Черной пятиконечной звездой отмечен возраст значительного изменения фракции в осадочном комплексе Дархадского палеоозера. Черной многогранной звездой показан экспонированный возраст максимального выдвижения Тенгисийнгольского ледника (высокий уровень). Черным пятиугольником показан возраст формирования канала стока талых вод Тенгисийнгольского ледника низкого уровня.

Fig. 21. Graph (a) displays the exposed age of the moraine of the Eastern Sayan Ridge and Northern Mongolia. Plot (b) shows three peaks in exposed ages (^{10}Be) associated with two Darhad megafloods and one with the loss of beryllium atoms due to changes in boulder exposure during the second Darhad megaflood. The black five-pointed star marks the age of a significant change in the fraction in the sedimentary complex of the Darhad paleolake. The black multi-rayed star shows the exposed age of the maximum extension of the Tengisiingol glacier (high level). The black pentagon shows the age of formation of the meltwater drainage channel of the low-level Tengisiingol glacier.

численные образцы серии II, расположены в переходной зоне между этими стадиями (переход от относительно теплого времени к похолоданию и оледенению). Соответствие I и III серий образцов времени существования Дархадского палеоозера 19–17 тыс. л. н. и 53–35 тыс. л. н. (Gillespie et al., 2008), свидетельствует о пространственной и временной связи оледенения и прорывных событий. По нашему мнению, они отвечают двум суперпаводкам, произошедшим в интервалы 38–36 тыс. л. н. и 23–18 тыс. л. н. Это косвенно подтверждают данные бурения в Дархадской впадине. Анализ и датирование керна показали, что в периоды 34.7 ± 8.1 тыс. л. н. и 19.5 ± 2.6 тыс. л. н. произошли кардинальные изменения глубины озера (глубина значительно уменьшилась) и начали накапливаться пески с большой долей тяжелой фракции (Batbaatar, Gillespie, 2016b). Изменения глубины могли быть связаны с резким сбросом воды из озера при разрушении ледникового подпора.

Экспонированный возраст II серии дат является суммарным результатом следующих явлений:

- экспозиции валунов в период первого суперпаводка;
- времени накопления атомов ^{10}Be в период между двумя суперпаводками;
- изменение положения в пространстве и частичная потеря накопленного бериллия 10 в процессе второго суперпаводка;
- вторичной фиксации и последующего накопления космогенных атомов до настоящего времени.

Хорошим экспертным образцом для суперпаводка в МИС 2 является гигантский валун ($8 \times 4 \times 2.5$ м) с возрастом 20.3 ± 1.7 тыс. л. н., расположенный на поверхности 30-метровой террасы (см. рис. 16, (ж)).

Наличие несогласия в аллювиальных отложениях (см. рис. 16, (б)) на высоких 30-метровых террасах может свидетельствовать о нескольких этапах (не менее двух) прорывов ледниковой плотины Дархадского палеоозера. Последний прорыв происходил в холодный период года. Об этом свидетельствуют песчаные блоки, расположенные несогласно с вмещающими отложениями. Оттаивание этих блоков в теплый сезон, привело к просадке вышележащих отложений и формированию изгибовых деформаций.

Таким образом, можно говорить о новом видении формирования Дархадского палеоозера и Дархадских суперпаводков, где основную подпорную роль выполняла крупная ледниковая дамба, расположенная гораздо ниже Тенгисийнгольского ледника. Ее деградация приводила к формированию суперпаводков, по меньшей мере,

дважды, в МИС 3 и МИС 2. Влияние суперпаводков отразилось в формировании нового эрозионно-аккумулятивного рельефа (каньоны, висячие долины, гигантская рябь течения, песчаные массивы) в долине р. Енисей и на прилегающих территориях.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные комплексные геоморфологические исследования в Дархадской, Тувинской впадинах и датирование ПГРТ в долине р. Енисей позволили реконструировать условия формирования Дархадского палеоозера и определить этапы образования Дархадского суперпаводка:

– данные дешифрирования космических снимков и анализ цифровых моделей рельефа показали значительные деформации береговой линии Дархадского палеоозера. Максимальная абр. высота береговой линии 1713 м, расположенная по периферии Дархадской впадины, снижается до 1686 м в средней ее части. Изменение абсолютной высоты береговой линии связано с тектоническими опусканиями (криповыми движениями и землетрясениями со сбросовой компонентой), характерными для впадин Байкальской рифтовой зоны. Тектонические деформации древней береговой линии произошли после спуска озера и осушения впадины;

– реконструкция, основанная на анализе ледниковых и озерных форм рельефа в устье р. Тенгисийн-Гол и данных датирования, показала, что в МИС 2 было два уровня стояния ледника – в LGM (верхний) и позднее LGM (нижний). Ледниковая дамба в устье р. Тенгисийн-Гол в эти периоды хоть и формировалась подпором, но не являлась основной, так как уровень льда в обоих случаях был ниже, чем максимальный уровень Дархадского палеоозера;

– на склонах долины р. Шишид-Гол ниже устья р. Тенгисийн-Гол обнаружены озерные береговые линии, идентичные таковым в Дархадской впадине с абр. высотой 1713 м. Наличие береговых линий свидетельствует о существовании подпора гораздо ниже устья р. Тенгисийн-Гол;

– анализ данных дистанционного зондирования позволил выявить условия формирования ледниковой дамбы в устьях рек Хара-Бярангийн и Их-Жамс-Гол и позиционировать ее как основной подпор при формировании Дархадского палеоозера;

– в Тувинской впадине и в долине р. Бий-Хем обнаружены признаки водной эрозии и аккумуляции на высоких уровнях рельефа, сформированных в процессе сброса Дархадского палеоозера, что позволяет оценить глубину потока Дархадско-

го суперпаводка. Для долины р. Кая-Хем глубина потока оценена в 100 м над современным уровнем воды и в долине р. Бий-Хем минимальный уровень определен в 75 м относительно уровня селевой фации;

— космогенное датирование (^{10}Be) времени экспонирования валунов с поверхности ГРТ в долине р. Енисей позволил выделить два события, связанных с катастрофическим сбросом воды из Дархадского палеоозера и формированием гляциальных суперпаводков: 38–36 и 23–18 тыс. л. н.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 20-55-15002 (полевые работы в Республике Тыва, датирование образцов); РНФ проект № 22-17-00049 (полевые геоморфологические исследования в Дархадской впадине); TanDEM-X проект DEM GEOL 1188; национальной программы ASTER AMS (CEREGE, Экс-ан-Прованс, Франция), INSU/CNRS, ANR в рамках Projets thématiques d'excellence. Работы проводились с использованием оборудования ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН. Авторский коллектив выражает благодарность анонимным рецензентам за внимательное рассмотрение и полезные советы, которые помогли улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржанников С.Г., Аржанникова А.В. (2011). Позднечетвертичная геодинамика Хиргиснурской впадины и ее горного обрамления (Западная Монголия). *Геология и геофизика*. Т. 52. № 2. С. 276–288.
- Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Акулова В.В. и др. (2014). О происхождении песчаных отложений в Южно-Минусинской котловине. *Геология и геофизика*. Т. 55. № 10. С. 1495–1508.
- Аржанников С.Г., Брошье Р., Жоливе М. и др. (2015). К вопросу о позднеплейстоценовом оледенении юга Восточного Саяна и выделении конечных морен МИС 2 на основе бериллиевого датирования (^{10}Be) ледниковых комплексов. *Геология и геофизика*. Т. 56. № 11. С. 1917–1933.
<https://doi.org/10.15372/GiG20151101>
- Барышников Г.Я. (1979). К вопросу о формировании крупновалунного аллювия р. Бии. В сб.: *Материалы Региональной научно-практической конференции “Геология и полезные ископаемые Алтайского края”*. Барнаул. С. 117–119.
- Борисов Б.А., Минина Е.А. (1982). Особенности формирования ребристых основных морен горных стран и их значение для палеогляциологии. *Материалы гляциологических исследований*. № 44. С. 129–133.
- Бричева С.С., Гоников Т.В., Панин А.В. и др. (2022). О происхождении грядового рельефа Курайской

котловины (Юго-Восточный Алтай) в свете морфометрических и георадарных исследований. *Геоморфология*. Т. 53. № 4. С. 25–41
<https://doi.org/10.31857/S0435428122040034>

Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. (1987). Под ред. В.М. Котлякова, М.Г. Гросвальда. М.: Наука. 250 с.

Геологическая карта СССР М-46-В, масштаба 1:200 000. (1964). Под ред. Г.А. Кудрявцева. Л.: Фабрика № 9. 1 лист.

Гросвальд М.Г., Рудой А.Н. (1996). Четвертичные ледниково-подпрудные озера в горах Сибири. *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. № 6. С. 112–126.

Еникеев Ф.И. (2009). Плейстоценовые оледенения восточного Забайкалья и юго-востока Средней Сибири. *Геоморфология*. № 2. С. 33–49.
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2009-2-33-49>

Зольников И.Д., Деев Е.В. (2013). Гляциальные суперпаводки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: условия формирования и геологические признаки. *Криосфера Земли*. Т. 17. № 4. С. 74–82.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н. и др. (2023). Возраст ледниковых и водноледниковых отложений Чибитского гляциокомплекса и его подпрудное озеро (Горный Алтай). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 54. № 1. С. 90–98.
<https://doi.org/10.31857/S0435428123010133>

Зольников И.Д., Мишрюков А.А. (2008). Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуни. Новосибирск: Параллель. 180 с.

Зольников И.Д., Новиков И.С., Деев Е.В. и др. (2021). О финальном составе и стратиграфическом положении четвертичной верхнеенисейской толщи в Тувинской и Минусинской впадинах. *Геология и геофизика*. Т. 62. № 10. С. 137–139.
<https://doi.org/10.15372/GiG2020186>

Новиков И.С., Деев Е.В. и др. (2023). Последнее оледенение и ледниково-подпрудные озера в юго-восточной части Горного Алтая. *Лед и снег*. Т. 63. № 4. С. 639–651.
<https://doi.org/10.31857/S207667342304018X>

Парначев С.Г. (1999). Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). Томск. Изд-во ИПФ ТПУ. 137 с.

Перепелов А.Б., Кузьмин М.И., Цыпукова С.С. и др. (2017). Эклогитовый след в эволюции позднекайнозойского щелочно-базальтового юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны — геохимические признаки и геодинамические следствия. *Доклады Академии наук*. Т. 476. № 5. С. 553–558.
<https://doi.org/10.7868/S0869565217290163>

Рудой А.Н. (1984). Гигантская рябь течения — доказательство катастрофических прорывов гляциальных озер Горного Алтая. В сб.: *Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края*. Бийск. С. 60–64.

Сейсмотектоника и сейсмичность Прихубсугулья. (1993). Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука. 182 с.

- Селиванов Е.И. (1967). Неоген-четвертичные озера-гиганты в Забайкалье и Северной Монголии. *Доклады Академии наук СССР*. Т. 177. № 1. С. 175–178.
- Селиванов Е.И. (1968). Спущеные озера. *Природа*. № 3. С. 81–82.
- Спиркин А.И. (1970). О древних озерах Дархадской котловины. В сб.: *Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии*. М.: Наука. С. 143–150.
- Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И. (2003). *Кайнозойский вулканализм Тувы*. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН. 92 с.
- Уфлянд А.К., Ильин А.В., Спиркин А.И. (1969). Впадины байкальского типа Северной Монголии. *Бюллентень МОИП. Отдел геологический*. Т. 44. № 6. С. 5–22.
- Уфлянд А.К., Ильин А.В., Спиркин А.И. и др. (1971). Основные черты стратиграфии и условия формирования кайнозойский образований Прикосоголья (МНР). *Бюллентень МОИП. Отдел геологический*. Т. 46. № 1. С. 54–69.
- Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И. и др. (2022). Два этапа кайнозойского щелочно-базальтового вулканализма Дархатской впадины (Северная Монголия) – геохронология, геохимия и геодинамические следствия. *Геодинамика и тектонофизика*. Т. 13. № 3. С. 1–15.
<https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-3-0613>
- Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R. (2023). Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence. *Quat. Int.* № 643. P. 1–21.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.10.002>
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M. et al. (2012). History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia). *Quat. Sci. Rev.* V. 49. P. 16–32.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.005>
- Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Chebotarev A.A. (2024). Morphotectonics and paleoseismology of the North Darhad fault (SW Baikal Rift, Mongolia). *J. of Asian Earth Sci.* V. 259. 105882.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105882>
- Batbaatar J., Gillespie A.R. (2016a). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part I. *Int. Geology Rev.* № 14. P. 1723–1752.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1114908>
- Batbaatar J., Gillespie A.R. (2016b). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part II – new age constraints from Darhad basin. *Int. Geology Rev.* № 14. P. 1753–1779.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1193452>
- Bacon S.N., Bayasgalan A., Gillespie A.R. et al. (2003). Paleoseismic displacement measurements from landforms subjected to periglacial processes: observations along the Jarai Gol fault near the Tamyn Am Hills, Darhad Depression, northern Mongolia. *XVI Inqua Congress, Abstract with Programs*. P. 103.
- Baker V.R. (1973). Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in Eastern Washington. *Geological Society of America. Special Paper*. V. 144. P. 1–79.
<https://doi.org/10.1130/SPE144-p1>
- Baker V.R., Benito G., Rudoy A.N. (1993). Paleohydrology of Late Pleistocene superflooding, Altay Mountains, Siberia. *Science*. V. 259. № 5093. P. 348–350.
- Baker V.R., Bunker R.C. (1985). Cataclysmic late Pleistocene flooding from Glacial Lake Missoula: a review. *Quat. Sci. Rev.* V. 4. P 1–41.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(85\)90027-7](https://doi.org/10.1016/0277-3791(85)90027-7)
- Benito G., Thorndycraft V. (2020). Catastrophic glacial lake outburst flooding of the Patagonian Ice Sheet. *Earth-Science Rev.* V. 200. 102996.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102996>
- Chmeleff J., von Blanckenburg F., Kossett K. et al. (2010). Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B* 268. P. 192–199.
<https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>
- Clark P., Marshall S., Clarke G. (2001). Freshwater Forcing of Abrupt Climate Change During the Last Glaciation. *Science*. V. 293. № 5528. P. 283–287.
<https://www.science.org/doi/epdf/10.1126/science.1062517>
- Clarke G., Leverington D., Teller J. et al. (2004). Paleo-hydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quat. Sci. Rev.* V. 23. Iss. 3–4. P. 389–407.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.004>
- Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G. et al. (2008). Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia. *Quat. Res.* V. 69. Iss. 2. P. 169–187.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.01.001>
- Gosse J.C., Phillips F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev.* V. 20. P. 1475–1560.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)
- Kleiven H., Kissel C., Laj C. et al. (2008). Reduced North Atlantic Deep Water Coeval with the Glacial Lake Agassiz Freshwater Outburst. *Science*. V. 319. № 5859. P. 60–64.
<https://doi.org/10.1126/science.1148924>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Gillespie A. et al. (2009). Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River. *Geomorphology*. V. 104. Iss. 3–4. P. 143–164.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.009>
- Komatsu G., Baker V., Arzhannikov S. (2016). Catastrophic flooding, palaeolakes, and late Quaternary drainage reorganization in northern Eurasia. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1693–1722.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1048314>
- Korschinek G., Bergmaier A., Faestermann T. (2010). A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B* 268. P. 187–191.
<https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.020>
- Krivonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistryukov A.A. (2005). Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quat. Int.* V. 136. Iss. 1. P. 83–94.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.11.010>
- Krivonogov S.K., Yi S., Kashiwaya K. (2012). Solved and unsolved problems of sedimentation, glaciation and palaeolakes of the Darhad Basin, Northern Mongolia. *Quat. Sci. Rev.* V. 56. P. 142–163.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.013>

- Margold M., Jansson K., Stroeve A. et al. (2011). Glacial Lake Vitim, a 3000-km³ outburst flood from Siberia to the Arctic Ocean. *Quat. Res.* V. 73. Iss. 3. P. 393–396. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.06.009>
- Margold M., Jansen J., Codilean A. et al. (2018). Repeated megafloods from Lake Vitim, Siberia, to the Arctic Ocean over the past 60000 years. *Quat. Sci. Rev.* V. 187. P. 41–61. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.005>
- Martini I.P., Baker V.R., Garzon G. (Eds.). (2002). Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples. *Int. Association of Sedimentologists Special Publication.* V. 32. Blackwell Science. London. 320 p.
- Norris S.L., Garcia-Castellanos D., Jansen J.D. et al. (2021). Catastrophic drainage from the northwestern outlet of glacial Lake Agassiz during the Younger Dryas. *Geophysical Res. Letters.* V. 48. Iss. 15. e2021GL093919. <https://doi.org/10.1029/2021GL093919>
- O'Connor J.E., Costa J.E. (2004). The world's largest floods, Past and Present: Their causes and magnitudes. U.S. Geological Survey Circular 1254: Reston. VA. U.S. Geological Survey. 13 p.
- Rudoy A.N., Baker V.R. (1993). Sedimentary effects of cataclysmic late Pleistocene glacial outburst flooding, Altay Mountains, Siberia. *Sediment. Geol.* V. 85. Iss. 1–4. P. 53–62. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90075-G](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90075-G)
- Rudoy A.N. (2002). Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains. *Quat. Int.* V. 87. Iss. 1. P. 119–140. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00066-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00066-0)
- Stolz C., Hülle D., Hilgers A. et al. (2012). Reconstructing fluvial, lacustrine and aeolian process dynamics in Western Mongolia. *Zeitschrift für Geomorphologie.* V. 56. Iss. 3. P. 267–300. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2012/0078>
- Stone J.O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. of Geophysical Res.* V. 105. Iss. B10. P. 23753–23759. <https://doi.org/10.1029/2000JB900181>
- Wagner G.A. (1998). Age determination of young rock and artifacts. Springer. 466 p.

DARHAD PALEOLAKE AND DARHAD GLACIAL MEGAFLOODS IN THE CONTEXT OF CATAFLUVIAL EVENTS IN NORTH ASIA IN THE LATE PLEISTOCENE¹

S. G. Arzhannikov^{a, #}, A. V. Arzhannikova^a, and R. Braucher^{b,c}

^a Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

^b French National Centre for Scientific Research (CNRS), Aix-en-Provence, France

^c Centre européen de recherche et d'enseignement de géosciences de l'environnement (CEREGE), Aix-en-Provence, France

[#] E-mail: sarzhan@crust.irk.ru

A set of geomorphological and geochronological studies was carried out aimed at determining the reasons for the formation of the periglacial Darhad paleolake and the age of the Darhad megafloods (glacial superflood). The main landforms and sedimentary strata from the Darhad Basin to the Western Sayan Ridge, formed in the zone of dynamic influence of the glacial superflood, are characterized. Based on analysis, satellite images, digital elevation model, mapping and reconstruction, new data were obtained on the conditions for the formation of the glacier dam in the valley of the Shishkhid-Gol. The confluence of the large glaciers Khara-Byarangiin-Gol and Ikh-Dzhams-Gol below the mouth of the Tengisiin-Gol formed a backwater of the Shishkhid-Gol with a height of 300 m. The presence of ancient coastlines up to an altitude of 1713 m in the immediate vicinity of the newly identified glacial dam indicates its dominant role in the formation of the Darhad paleolake. Within the Darhad Basin, as a result of an analysis of the absolute heights of the highest coastline of the Darhad paleolake, downward tectonic deformations were revealed over the last 18–23 ka with an amplitude of 27 m. As a result of field research and cosmogenic dating (¹⁰Be), the first dates were obtained for the exposure of boulders within four fields of gravel dunes, as well as an erratic boulder exposed within a bar in the valley of the Kaa-Khem. The age distribution of 14 samples showed a scatter of dates within the range of 38–18 ka, which have three peaks. Two of them correspond to two megafloods of 38–36 ka and 23–18 ka and one, intermediate, associated with intermittent exposure resulting from the impact of a second megaflood on boulder exposure within gravel dunes.

Keywords: Late Pleistocene glaciation; ice-dammed lake, giant current ripple, ¹⁰Be cosmic-ray exposure dating

¹ For citation: Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Braucher R. (2024). Darhad paleolake and Darhad glacial megafloods in the context of catafluvial events in North Asia in the Late Pleistocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya.* V. 55. № 4. P. 78–110. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924040069>; <https://elibrary.ru/FGTNSC>

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by the Russian Foundation for Basic Research, Project № 20-55-15002 (field work in the Republic of Tyva, dating of samples); by the Russian Science Foundation, Project № 22-17-00049 (field geomorphological studies in the Darhad Basin). Remote sensing analysis was possible thanks to the TanDEM-X, Project DEM_GEOL1188. The ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence) is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the “Projets th’ematiques d’excellence” program for the “Equipements d’excellence” ASTER-CEREGE action and IRD. The work was carried out using the equipment of the Center for Collective Use “Geodynamics and Geochronology” of the Institute of the Earth’s crust SB RAS. The authors express their gratitude to the anonymous reviewers for their careful consideration and useful advice that helped to improve the article.

REFERENCES

- Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V. (2011). The Late Quaternary Geodynamics of the Hyargas Nuur Basin and Bordering Scarps (western Mongolia). *Russian Geology and Geophysics*. V. 52, № 2. P. 220–229.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.12.016>
- Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R. (2023). Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence. *Quat. Int.* № 643. P. 1–21.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.10.002>
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M. et al. (2012). History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia). *Quat. Sci. Rev.* V. 49. P. 16–32.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.005>
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M. et al. (2015). Late Pleistocene glaciations in southern East Sayan and detection of MIS 2 terminal moraines based on beryllium (^{10}Be) dating of glacier complexes. *Russian Geology and Geophysics*. V. 56, № 11. P. 1509–1521.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.10.001>
- Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Akulova V.V. et al. (2014). The Origin of Sand Deposits in the South Minusa Basin. *Russian Geology and Geophysics*. V. 55, № 10. P. 1183–1194.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.09.004>
- Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Chebotarev A.A. (2024). Morphotectonics and paleoseismology of the North Darhad fault (SW Baikal Rift, Mongolia). *J. of Asian Earth Sci.* V. 259. 105882.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105882>
- Bacon S.N., Bayasgalan A., Gillespie A.R. et al. (2003). Paleoseismic displacement measurements from landforms subjected to periglacial processes: observations along the Jarai Gol fault near the Tamyn Am Hills, Darhad Depression, northern Mongolia. *XVI Inqua Congress, Abstract with Programs*. P. 103.
- Baker V.R. (1973). Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in Eastern Washington. *Geological Society of America. Special Paper*. V. 144. P. 1–79.
<https://doi.org/10.1130/SPE144-p1>
- Baker V.R., Benito G., Rudoy A.N. (1993). Paleohydrology of Late Pleistocene superflooding, Altay Mountains, Siberia. *Science*. V. 259, № 5093. P. 348–350.
- Baker V.R., Bunker R.C. (1985). Cataclysmic late Pleistocene flooding from Glacial Lake Missoula: a review. *Quat. Sci. Rev.* V. 4. P. 1–41.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(85\)90027-7](https://doi.org/10.1016/0277-3791(85)90027-7)
- Baryshnikov G.Ya. (1979). On the issue of the formation of large boulder alluvium of the Biy river. In: *Materialy Regional’noi nauchno-prakticheskoi konferentsii “Geologiya i poleznye iskopaemye Altaiskogo kraya”*. Barnaul. P. 117–119. (in Russ.)
- Batbaatar J., Gillespie A.R. (2016a). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part I. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1723–1752.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1114908>
- Batbaatar J., Gillespie A.R. (2016b). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part II – new age constraints from Darhad basin. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1753–1779.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1193452>
- Benito G., Thorndycraft V. (2020). Catastrophic glacial lake outburst flooding of the Patagonian Ice Sheet. *Earth-Science Rev.* V. 200. 102996.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102996>
- Borisov B.A., Minina E.A. (1982). Features of the formation of ribbed main moraines in mountainous countries and their significance for paleoglaciology. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovanii*. V. 44. P. 129–133. (in Russ.)
- Bricheva S. S., Gonikov T. V., Panin A. V. et al. (2022). The origin of giant dunes in the Kuray Basin (Southeastern Gorny Altai) based on morphometric analysis and GPR studies. *Geomorfologiya*. V. 53, No. 4. P. 25–41. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0435428122040034>
- Chmeleff J., von Blanckenburg F., Kossert K. et al. (2010). Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B* 268. P. 192–199.
<https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>
- Clark P., Marshall S., Clarke G. (2001). Freshwater Forcing of Abrupt Climate Change During the Last Glaciation. *Science*. V. 293. Iss. 5528. P. 283–287.
<https://www.science.org/doi/epdf/10.1126/science.1062517>
- Clarke G., Leverington D., Teller J. et al. (2004). Paleo-hydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quat. Sci. Rev.* V. 23. Iss. 3–4. P. 389–407.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.004>
- Enikeev F.I. (2009). Pleistocene glaciations of eastern Transbaikalia and south-east of Middle Siberia. *Geomorfologiya*. № 2. P. 33–49.
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2009-2-33-49>
- Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G. et al. (2008). Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia. *Quat. Res.* V. 69. Iss. 2. P. 169–187.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.01.001>

- Gosse J.C., Phillips F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev.* V. 20. P. 1475–1560.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)
- Grosswald M.G., Rudoy A.N. (1996). Quaternary glacial-dammed lakes in the Siberian Mountains. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii nauk. Seriya geograficheskaya.* № 6. P. 112–126. (in Russ.)
- Kleiven H., Kissel C., Laj C. et al. (2008). Reduced North Atlantic Deep-Water Coeval with the Glacial Lake Agassiz Freshwater Outburst. *Science.* V. 319. № 5859. P. 60–64.
<https://doi.org/10.1126/science.1148924>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Gillespie A. et al. (2009). Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River. *Geomorphology.* V. 104. Iss. 3-4. P. 143–164.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.009>
- Komatsu G., Baker V., Arzhannikov S. (2016). Catastrophic flooding, palaeolakes, and late Quaternary drainage reorganization in northern Eurasia. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1693–1722.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1048314>
- Korschinek G., Bergmaier A., Faestermann T. (2010). A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B* 268. P. 187–191.
<https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.020>
- Kotlyakov V.M., Grosswald M.G. (Eds.). (1987). Vzaimodeistvie oledeneniya s atmosferoi i okeanom. (Interaction of glaciation with the atmosphere and ocean). Moscow: Nauka (Publ.). 250 p. (in Russ.)
- Krivonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistryukov A.A. (2005). Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quat. Int.* V. 136. Iss. 1. P. 83–94.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.11.010>
- Krivonogov S.K., Yi S., Kashiwaya K., Kim J.C. (2012). Solved and unsolved problems of sedimentation, glaciation and palaeolakes of the Darhad Basin, Northern Mongolia. *Quat. Sci. Rev.* V. 56. P. 142–163.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.013>
- Kudryavtseva G.A. (Ed.). (1964). Geologicheskaya karta SSSR M-46-V, m-ba 1:200 000 (Geological map of the USSR M-46-V, scale 200 000). Leningrad: Fabrika № 9 (Publ.). 1 p.
- Logachev N.A. (Eds.). (1993). Seismotektonika i seismichnost' Prihubsugul'ya (Seismotectonics and seismicity of the Khubsugul region). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 182 p. (in Russ.)
- Margold M., Jansson K., Stroeven A. et al. (2011). Glacial Lake Vitim, a 3000-km³ outburst flood from Siberia to the Arctic Ocean. *Quat. Res.* V. 73. Iss. 3. P. 393–396.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.06.009>
- Margold M., Jansen J., Codilean A. et al. (2018). Repeated megafloods from Lake Vitim, Siberia, to the Arctic Ocean over the past 60000 years. *Quat. Sci. Rev.* V. 187. P. 41–61.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.005>
- Martini I.P., Baker V.R., Garzon G. (Eds.). (2002). Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples. *Int. Association of Sedimentologists. Special Publication.* V. 32. Blackwell Science. London. 320 p.
- Norris S.L., Garcia-Castellanos D., Jansen J. D. et al. (2021). Catastrophic drainage from the northwestern outlet of glacial Lake Agassiz during the Younger Dryas. *Geophysical Res. Letters.* V. 48. Iss. 15. e2021GL093919.
<https://doi.org/10.1029/2021GL093919>
- O'Connor J.E., Costa J.E. (2004). The world's largest floods, Past and Present: Their causes and magnitudes. *U.S. Geological Survey Circular 1254:* Reston. VA. U.S. Geological Survey. 13 p.
- Parnachev S.G. (1999). Geologiya vysokikh altaiskikh terras (Yalomano-Katunskaya zona) (Geology of high Altai terraces (Yalomano-Katun zone)). Tomsk: IAP TPU (Publ.). 137 p. (in Russ.)
- Perepelov A.B., Kuzmin M.I., Tsypukova S.S. et al. (2017). Eclogite trace in evolution of late Cenozoic alkaline basalt volcanism on the southwestern flank of the Baikal Rift Zone: geochemical features and geodynamic consequences. *Dokl. Earth Sci.* V. 476. № 2. P. 1187–1192.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X1710018X>
- Rudoy A.N. (1984). The giant current ripples are proof of the catastrophic outbursts of the glacial lakes of the Altay Mountains. In: *Sovremennye geomorfologicheskie protsessy na territorii Altaiskogo kraya.* Biysk. P. 60–64. (in Russ.)
- Rudoy A.N. (2002). Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains. *Quat. Int.* V. 87. Iss 1. P. 119–140.
[https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00066-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00066-0)
- Rudoy A.N., Baker V.R. (1993). Sedimentary effects of cataclysmic late Pleistocene glacial outburst flooding, Altay Mountains, Siberia. *Sediment. Geol.* V. 85. Iss. 1-4. P. 53–62.
[https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90075-G](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90075-G)
- Selivanov E.I. (1967). Neogene-Quaternary giant lakes in Transbaikalia and Northern Mongolia. *Doklady Akademii nauk SSSR.* V. 177. № 1. P. 175–178. (in Russ.)
- Selivanov E.I. (1968). Drained lakes. *Priroda.* № 3. P. 81–82. (in Russ.)
- Spirkin A.I. (1970). On the ancient lakes of the Darhad Basin. In: *Geology of the Mesozoic and Cenozoic of Western Mongolia.* Moscow: Nauka (Publ.). P. 143–150. (in Russ.)
- Stolz C., Hülle D., Hilgers A. et al. (2012). Reconstructing fluvial, lacustrine and aeolian process dynamics in Western Mongolia. *Zeitschrift für Geomorphologie.* V. 56. Iss. 3. P. 267–300.
<https://doi.org/10.1127/0372-8854/2012/0078>
- Stone J.O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. of Geophysical Res.* V. 105. Iss. B10. P. 23753–23759.
<https://doi.org/10.1029/2000JB900181>
- Sugorakova A.M., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I. (2003). Kainozoiskii vulkanizm Tuvy (Cenozoic volcanism of Tuva). Kyzyl: TuvKOPR SO RAN (Publ.). 92 p. (in Russ.)
- Tsypukova S.S., Perepelov A.B., Demontrova E.I. et al. (2022). Two stages of the cenozoic alkaline-basalt volcanism in the Darhad depression (Northern Mongolia) – geochronology, geochemistry, and geodynamic consequences. *Geodinamika i tektonofizika.* V. 13. № 3. P. 1–15. (in Russ.).
<https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-3-0613>

- Uflyand A.K., Ilyin A.V., Spirkin A.I. (1969). Baikal-type depressions in Northern Mongolia. *Byulleten' MOIP. Otdel geologicheskii*. V. 44. № 6. P. 5–22. (in Russ.)
- Uflyand A.K., Ilyin A.V., Spirkin A.I. et al. (1971). Main features of stratigraphy and conditions for the formation of Cenozoic formations in the Kosogol region (MPR). *Byulleten' MOIP. Otdel geologicheskii*. V. 46. № 1. P. 54–69. (in Russ.)
- Wagner G.A. (1998). Age determination of young rock and artifacts. Springer. 466 p.
- Zolnikov I.D., Deev E.V. (2013). Glacial superfloods on the territory of the Altai Mountains in the Quaternary period: formation conditions and geological features. *Earth's cryosphere*. V. 17. № 4. P. 74–82.
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kurbanov R.N. et al. (2023). Age of glacial and fluvioglacial deposits of the Chibitsky glaciocomplex and its dammed lake (Gorny Altai).
- Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 54. № 1. P. 90–98. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0435428123010133>
- Zolnikov I.D., Mistryukov A.A. (2008). Chetvertichnye otlozheniya i rel'ef dolin Chui i Katuni (Quaternary sediments and relief of the Chuya and Katun valleys). Novosibirsk: Parallel (Publ.). 180 c.
- Zolnikov I.D., Novikov I.S., Deev E.V. et al. (2021). Facies composition and stratigraphic position of the quaternary Upper Yenisei sequence in the Tuva and Minusa depression. *Geologiya i geofizika*. V. 62. № 10. 1127–1138.
<https://doi.org/10.2113/RGG20204183>
- Zolnikov I.D., Novikov I.C., Deev E.V. et al. (2023). The Last Glaciation and Ice-Dammed Lakes in the South-East Altai. *Led i Sneg*. V. 63. № 4. P. 639–651. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S207667342304018X>

ЭКЗОГЕННАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

УДК 551.435.122(571.53)

ХРОНОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЙМЕННЫХ ГЕНЕРАЦИЙ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. БЕЛОЙ (ВЕРХНЕЕ ПРИАНГАРЬЕ)[#]

© 2024 г. В. А. Голубцов^{1,*}, М. Ю. Опекунова^{1,2,**}, М. В. Смирнов^{1,3}

¹Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

*E-mail: tea_88@inbox.ru

**E-mail: oprek@mail.ru

Поступила в редакцию 25.04.2023 г.

После доработки 17.06.2024 г.

Принята к публикации 25.09.2024 г.

В целях реконструкции голоценовой истории развития долины р. Белой проведено геоморфологическое изучение ключевого участка долины в нижнем течении. Проанализировано пространственное распределение пойменных генераций различной морфологии и низких террасовых уровней. Для уточнения возрастных соотношений различных поверхностей проведено исследование фациального строения и состава рыхлых отложений десяти разрезов и семи скважин, заложенных на поперечном профиле, методом радиоуглеродного датирования установлен возраст формирования аллювиальных толщ. Строение продольного профиля поймы и русла, отсутствие признаков констративного накопления аллювия позволяет предполагать отсутствие влияния тектонического фактора на формирование аллювия пойм и низких террас р. Белой в голоцене. Тем не менее контроль развития ряда излучин в нижнем течении р. Белой системой линеаментов и связанная с этим стабильность данных форм рельефа обусловила их репрезентативность для оценки ритмики аллювиального осадконакопления и развития флювиальных процессов рельефообразования в голоцене. Ландшафтно-климатические изменения финала позднеледникового и голоцена обусловили чередование стадий высокой и низкой водности и связанные с ними этапы развития долины р. Белой в пределах равнинной части ее бассейна. Этапы относительно невысокого речного стока, характерного для временных интервалов 12.9–7.0; 5.6–4.5; 4.1–2.3 и 0.3–0 тыс. кал. л. н. сменяются этапами высокой водности и активного осадконакопления на поймах 7.0–5.6; 4.5–4.1 и 2.3–0.3 тыс. кал. л. н. Развитие флювиальных процессов и ритмичность формирования исследуемых пойм хорошо вписывается в общий контекст колебаний температуры и увлажнения в регионе на протяжении позднеледникового и голоцена, позволяя рассматривать поймы левобережных притоков р. Ангара в качестве значимых палеогеографических архивов.

Ключевые слова: речные долины, пойменно-русловые комплексы, аллювиальные отложения, голоцен, Байкальский регион

DOI: 10.31857/S2949178924040073, **EDN:** FGISXJ

1. ВВЕДЕНИЕ

Флювиальный морфолитогенез играет важную роль в преобразовании рельефа Предбайкалья (Плоскогорья... 1971; Опекунова et al., 2023). Принимая отклик флювиальных систем на ландшафтно-климатические изменения в качестве одного из важнейших индикаторов развития природной среды (Bridge, 2003; Малолетко,

2008; Panin et al., 2017), очевидно, что анализ истории флювиального рельефообразования – необходимый этап в осмыслении эволюции и динамики региональных ландшафтов. На фоне возрастающей динамичности гидроклиматических изменений (IPCC, 2021) понимание длительных (вековых и тысячелетних) ритмов флювиального рельефообразования имеет решающее значение для прогнозирования развития эрозионно-русловых речных систем.

Несмотря на значительную разработанность вопросов отклика эрозионно-русловых речных систем на длительные и масштабные ландшафтно-климатические изменения в Предбайкалье, в частности ледниково-межледниковые циклы

[#]Ссылка для цитирования: Голубцов В.А., Опекунова М.Ю., Смирнов М.В. (2024). Хронология и условия формирования пойменных генераций нижнего течения р. Белой (Верхнее Приангарье). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 111–128. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040073>; <https://elibrary.ru/FGISXJ>

плейстоцена (Логачев и др., 1964; Литвинцев, Тараканова, 1970; Равский, 1972; Ендрюхинский, 1982; Мац и др., 2002; Уфимцев и др., 2010; Shchetnikov et al., 2016), значительно меньше внимания уделяется вопросам ритмики гидрологических событий в голоцене, когда, как известно, происходило геоморфологическое оформление пойменных поверхностей.

В настоящий момент данные о возрасте и строении пойменных отложений на исследуемой территории весьма ограничены (Плоскогорья... 1971; Ендрюхинский, 1982; Кукина, Воробьева, 2019; Голубцов, Опекунова, 2022). Основная часть опубликованных работ затрагивает вопросы формирования низких террасовых уровней, прежде всего, в контексте археологической проблематики (Мезолит... 1971; Цейтлин, 1979; Holocene... 2017; Савельев, Уланов, 2018). Специфика такого подхода обусловила получение большого объема данных по локальным местоположениям и, в то же время, их неполноту в части комплексной оценки развития речных долин.

Факт преимущественно голоценового возраста речных пойм Предбайкалья (Логачев и др., 1964; Плоскогорья... 1971; Равский, 1972), безусловно, нуждается в конкретизации, так как не позволяет в должной мере раскрыть закономерности пространственно-временной дифференциации пойменных поверхностей, знания о которой являются ключом к выявлению ведущих факторов

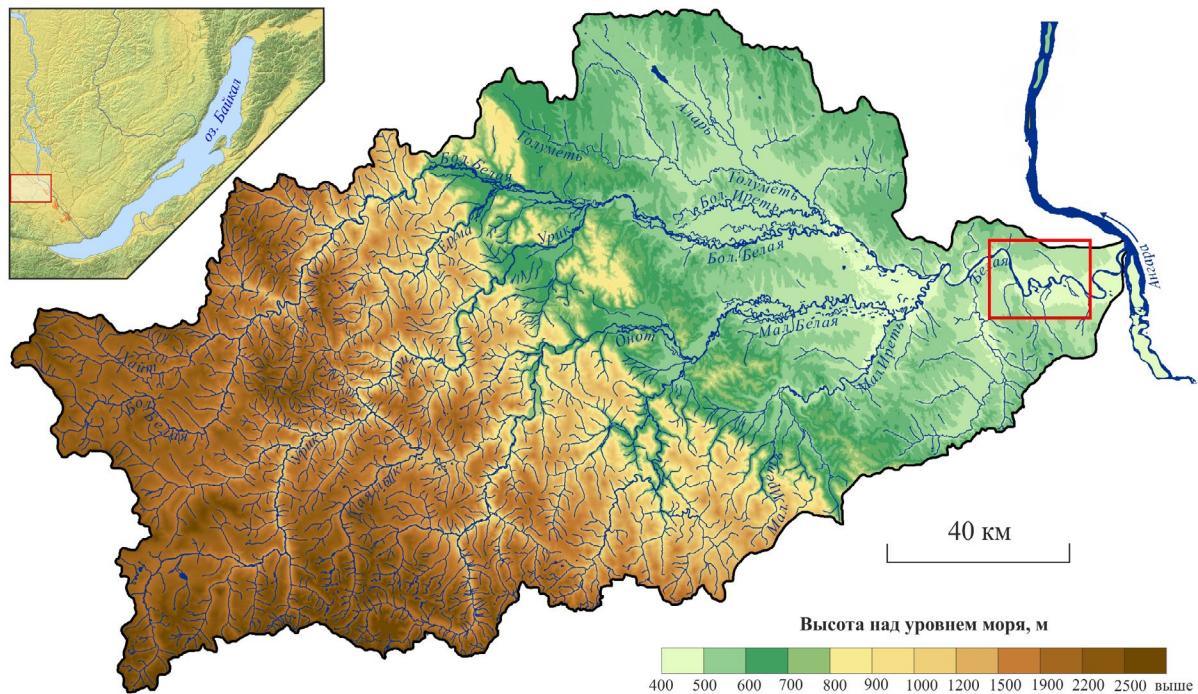
формирования речных долин в голоцене. Важный вклад решение проблемы их возраста могло бы внести и в детализацию хронологии экстремальных гидрологических событий (Benito et al., 2015; Bird et al., 2019; Pears et al., 2020).

Цель данной работы – реконструкция основных этапов развития долины р. Белой в пределах равнинной части ее бассейна в голоцене на основании данных по строению и возрасту аллювиальных толщ, слагающих поймы и низкие террасы.

2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Река Белая, один из основных левых притоков р. Ангары в пределах Верхнего Приангарья, имеет протяженность 359 км и отнесена к типу горноравнинных рек (Лексакова, 1987). Площадь ее водосборного бассейна составляет около 18 тыс. км². Бассейн занимает различные в геодинамическом отношении территории (горные сооружения Восточного Саяна, его предгорья и Присаянский прогиб), отличающиеся дифференцированным характером новейших тектонических движений различной амплитуды (Воскресенский, 1968; Золотарев, 1981) на стыке орогенной и платформенной областей (рис. 1).

Расположение значительной части водосборного бассейна в горной области Восточного Саяна сказывается на распределении внутригодового стока, расходов воды и стока наносов, благодаря



чему река в летний период получает максимальное питание за счет дождевых осадков, таяния снега и наледей (Атлас... 2004). Максимальные расходы воды в период летнего паводка достигают 5140 м³/с (Автоматизированная... 2021). Изменение мутности воды и расходов взвешенных наносов хорошо согласуется с годовым ходом расходов воды. Максимальные среднемесячные расходы и мутность в летний период достигают 5600 г/м³.

Свообразие развития Присаянского цокольного предгорного прогиба с постоянной выраженностью дифференцированных тектонических движений, усилением роста синклинальных депрессий и разделяющих их антиклинальных гряд, а также незначительной аккумуляцией терригенного материала (Плоскогорья... 1971) обусловило сложное тектоническое (Тектоническая... 1962) и морфоструктурное строение территории.

В нижнем течении р. Белой (от слияния рек Малая и Большая Белая) развиты преимущественно адаптированные и врезанные типы русла (Голубцов, Опекунова, 2022), приуроченные к линей-

ным тектоническим нарушениям северо-западного и северо-восточного простирания (Аржанникова, Аржанников, 2005), широкопойменные участки занимают 33% (Голубцов, Опекунова, 2022). Такое сочетание свидетельствует о развитии территории нижнего течения р. Белой в условиях дифференцированных неотектонических движений относительно небольшой амплитуды.

При этом логично выделять здесь, с одной стороны, участки поднятий с преимущественным развитием процессов денудации, где русло имеет эрозионно-тектонический характер с крутыми обрывами. С другой стороны – участки опусканий с преобладанием аккумулятивных процессов в плейстоцене и голоцене. Такие участки выражены в рельефе в виде депрессий, разделенных зонами поднятий. Наиболее выраженной является Холмушинско-Тайтуркская впадина, в пределах которой хорошо развит террасовый комплекс (рис. 1, 2).

В геологическом строении территории нижнего течения р. Белой в основном участвуют породы

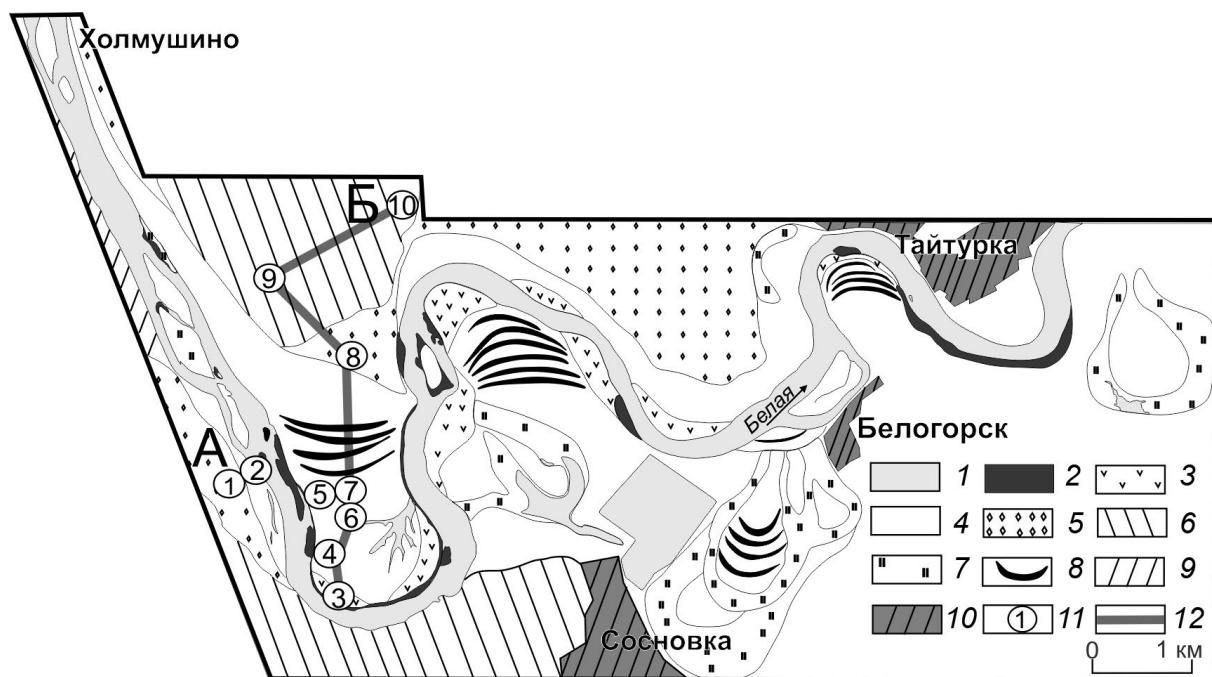


Рис. 2. Геоморфологическая схема участка исследования.

1 – водные объекты; *пойма*: 2 – низкая, 3 – средняя, 4 – высокая; *террасы*: 5 – первая, 6 – вторая и третья; 7 – палеорусла; 8 – грибы на пойме; 9 – коренные склоны; 10 – застроенные территории; 11 – разрезы отложений (1 – Могой-2, 2 – Могой-1, 3 – Б-1-22, 4 – Б-2-22, 5 – Б-19, 6 – Б-7-22, 7 – Б-4-22, 8 – Б-5-22, 9 – Холмушино, 10 – Березовый); 12 – поперечный профиль..

Fig. 2. Geomorphological structure of investigated territory.

1 – water objects; *floodplain*: 2 – low, 3 – middle, 4 – high; *terraces*: 5 – first terrace, 6 – second and third terraces; 7 – oxbows (bottoms of former channels); 8 – crests; 9 – bedrock slopes; 10 – built-up areas; 11 – pits and boreholes (1 – Mogoy-2, 2 – Mogoy-1, 3 – B-1-22, 4 – B-2-22, 5 – B-19, 6 – B-7-22, 7 – B-4-22, 8 – B-5-22, 9 – Kholmushino, 10 – Berezovy); 12 – cross section.

кембрия и юры и отложения плейстоцена и голоцен. Нижнекембрийские толщи представлены серыми плитчатыми, кремнистыми доломитами и известняками. Юрские толщи сложены конгломератами, песчаниками и угленосными алевролитами (Геология СССР, 1962). Рыхлые отложения плейстоцена и голоцен залегают относительно маломощным чехлом на водоразделах и заметно наращивают свою мощность в пределах впадин, формируя разновозрастные террасы (Логачев и др., 1964; Литвинцев, Тараканова, 1970; Равский, 1972). Высоты террас достигают 80 м. Отличительная особенность низких террас – их небольшая (преимущественно 0.5–1 км) ширина, для высоких террас характерна морфологическая невыраженность (сглаженные уступы, бровки).

Для восстановления основных этапов развития долины р. Белой в ее нижнем течении проанализировано пространственное распределение пойменных генераций различной морфологии и низких террасовых уровней в пределах Холмушинско-Тайтурской депрессии. Анализ выполнен на основании данных полевого геоморфологического обследования и обработки синтезированных спутниковых изображений высокого разрешения, полученных из открытых источников (программный комплекс SASPlanet). Также привлекались данные цифровых моделей рельефа территории SRTM с пространственным разрешением 30 м.

Для определения особенностей формирования различных генераций пойменного массива и низких террас проведено исследование фациального строения, состава и возраста рыхлых отложений семи скважин, пробуренных до кровли галечников ручным буром Eijkelkamp, а также десяти разрезов, заложенных на поперечном профиле в расширении долины р. Белой в районе Холмушинской излучины (рис. 3).

Характеристика текстуры отложений дана в соответствии с принципами, предложенными в (Ботвинкина, 1965), в основе которых лежит применение генетических признаков слоистых текстур при литолого-фациальном анализе. Оценка последовательности накопления аллювиальных отложений выполнена путем определения возраста погребенных почв (органического материала их гумусовых горизонтов) и торфов радиоуглеродным методом со сцинтилляционным измерением активности ^{14}C в Санкт-Петербургском государственном университете по углероду гуминовых кислот. В тексте приводятся калиброванные даты, калибровка которых выполнена с использованием шкалы IntCal20 (Reimer et al., 2020).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. Геоморфологическое строение участка исследования

Выделяются три уровня надпойменных террас с высотами до 18 м и четыре основных генераций пойм (рис. 2) с относительными отметками над урезом реки до 7 м. Высокая пойма достигает высоты 7 м, первая надпойменная терраса высотой 9–11 м, третья терраса имеет высоты 14–18 м. Вторая терраса представлена фрагментарно, что обусловлено слиянием ее поверхности на ряде участков с поверхностью третьей террасы за счет широкого распространения эоловых массивов (Голубцов и др., 2020). По соотношению друг к другу вторая и третья террасы – врезанные, вторая и первая – прислоненные. По соотношению аллювиальной пачки и коренных пород – все цокольные.

Рассматриваемая территория расположена на контакте участка поднятия с зоной опускания (рис. 1) и информативна с точки зрения оценки влияния морфоструктурного плана на развитие флювиальных процессов. Сочленение врезанного Холмушинского и широкопойменного Тайтурского участков в районе устья р. Могой выражено переходом относительно прямолинейного разветвленного русла (длина 6.7 км) во вписанную излучину (длина 3.7 км) синусоидальной формы.

Прямолинейный участок ориентирован в субмеридиональном направлении и характеризуется односторонними и чередующимися односторонними разветвлениями. В верхнем крыле излучины на правом берегу отмечаются уровни низкой (высотой до 1.5 м) и высокой (высотой до 4 м) пойм (разрез Могой-1), которые сочленяются с уступом первой террасы (разрез Могой-2, высота уступа 7–8 м), имеющим разную степень выраженности. Высокая пойма сегментно-гравистого типа занимает шпору излучины русла.

Относительно прямолинейный отрезок и верхнее крыло излучины контролируется системой линеаментов северо-западного простирания (рис. 2). Данное обстоятельство обусловило стабильность верхнего крыла Холмушинской излучины в ходе ее формирования и смещение ее вершины в юго-восточном направлении. Участки переформирования русла отмечены лишь в нижнем крыле, расположенным непосредственно в пределах впадины, где ниже по течению развиты свободные излучины. Ось пояса меандрирования здесь ориентирована в северо-восточном направлении.

Подобная стабильность излучины обуславливает ее репрезентативность для оценки ритмики аллювиального осадконакопления и развития флювиальных процессов рельефообразования в голоцене.

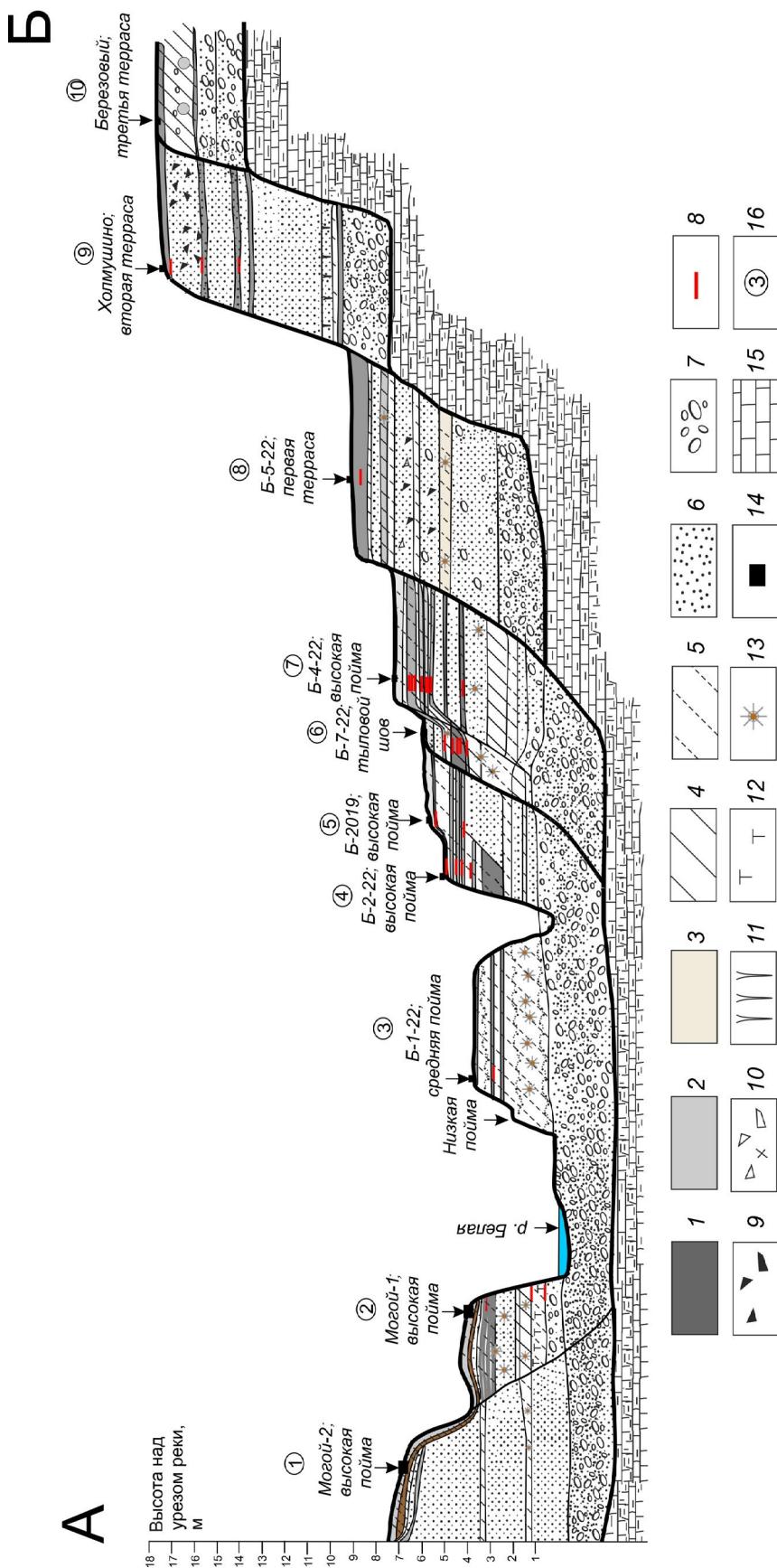


Рис. 3. Геологический профиль через долину р. Белой.

1–3 – горизонты погребенных почв; 4 – суглинки; 5 – суглиники; 6 – пески; 7 – галька; 8 – места отбора образцов для радиоуглеродного датирования; 9 – включения угольков; 10 – грубообломочные включения; 11 – криогенные деформации отложений; 12 – торфы; 13 – признаки переменного окислительно-восстановительного режима; 14 – точки заложения разрезов и скважин; 15 – коренные породы; 16 – нумерация разрезов.

Fig. 3. Cross-section across the Belaya River valley.

1–3 – buried soils horizons; 4 – loams; 5 – sandy loams; 6 – sands; 7 – pebbles; 8 – sampling sites for radiocarbon dating; 9 – charcoals; 10 – debris inclusions; 11 – cryogenic features; 12 – peats; 13 – red-ox features; 14 – investigated sections and boreholes; 15 – bedrock; 16 – section numbers.

3.2. Строение и радиоуглеродный возраст рыхлых отложений

Разрезами вскрывается строение отложений средних (Б-1-22) и разных генераций высоких (Б-2019, Б-2-22, Б-7-22, Могой-1, Б-4-22, Могой-2) пойм, I (Б-5-22), II (Холмушино) и III (Березовый) надпойменных террас (рис. 3, 4). Разброс высотных отметок кровли галечниковых отложений одинаков для II–III, I–II террас и составляет порядка 7 м. Исследуемые толщи сложены чередующимися в вертикальном профиле разнозернистыми песками и супесями. Реже фиксируются суглинистые отложения, совпадающие, как правило, с профилями погребенных почв (рис. 4). В подошве пойменных фаций встречаются погребенные прослои торфов (разрез Могой-1). Часто фиксируются признаки переменного окислительно-восстановительного режима в виде охристых пятен и мелких конкреций, чередующихся с ореолами сизоватых оттенков, включения грубообломочного материала немногочисленны.

Наибольшее количество погребенных почв зафиксировано в отложениях высоких пойм. Преимущественно они относятся к органо-аккумулятивному отделу и представлены темногумусовыми и серогумусовыми типами. Для многих почв фиксируются признаки начального формирования срединной части профиля. Для ряда почв фиксируются признаки, указывающие на их преимущественно синлитогенное развитие (разрезы Б-4-22 и Б-7-22), при интенсивном поступлении минерального субстрата на поверхность. Календарный возраст почв варьирует от современности до 7.2 тыс. кал. л. н. (рис. 4, табл. 1). На первых террасах сформированы полноразвитые черноземы, характеризующиеся значительной мощностью профиля (разрез Б-5-22), время начала их формирования оценивается средним голоценом (рис. 4, табл. 1). В основании эоловых песчаных образований, перекрывающих аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (разрез Холмушино), сформированы аллювиальные почвы позднеледникового возраста. Ниже, на контакте с галечниками фиксируются фрагменты профилей погребенных почв, предположительно, финально-каргинского (МИС 3) возраста. Одним из надежных признаков, позволяющих относить рассматриваемые почвы к этому времени, могут служить значительные криогенные нарушения (псевдоморфозы, грунтовые жилы) перекрывающих эти почвы отложений. Одна из наиболее интенсивных фаз криогенеза отмечается на исследуемой территории в начале МИС-2 (Ryzhov, Golubtsov, 2021).

В целом строение аллювия реки Белой, выявленное при анализе поперечного профиля (рис. 3), позволяет рассматривать его в качестве аккумулировавшегося в перстративную динамическую фазу. Об этом свидетельствуют нормальная его мощность, наличие всех фаций и их соотношение (Ламакин, 1950). Такой вывод важен в контексте локализации участка исследования в месте заложения расширения речной долины.

Ряд авторов предполагает (Аржанников, Аржанникова, 2005; Чипизубов и др., 2001) важное влияние сейсмотектонической активности на развитие рельефа рассматриваемой территории, указывая, в частности, и на позднеплейстоцен-голоценовый возраст деформаций в отложениях. Проявление тектонических событий в это время, безусловно, нашло бы свое отражение в особенностях аккумуляции аллювия, тем более, в условиях выхода русла реки в пределы расширения ее долины. С учетом плавной формы продольного профиля поймы и русла в бассейне р. Белой (Голубцов, Опекунова, 2022), допустимо предположить, что тектонические движения не оказывали заметного влияния на развитие речной долины, по крайней мере, в голоцене. Это позволяет не рассматривать влияние тектонического фактора на формирование аллювия пойм и низких террас р. Белой. В то же время морфоструктурный план исследуемой территории создал важные предпосылки, определившие отклик флювиальных процессов на гидротектонические изменения в голоцене.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Одним из важных индикаторов колебаний речного стока может служить динамика развития эоловых форм рельефа на террасах нижнего течения р. Белой (разрез Холмушино). Время максимального проявления эоловых процессов здесь – финал позднеледникового и ранний голоцен (Голубцов и др., 2020) – хорошо соотносится с аккумуляцией мощных песчаных толщ в долине на предшествовавших этапах ее развития и отсутствием следов закрепления былых поверхностей в виде почв. Низкий уровень атмосферного увлажнения, характерный для данного временного промежутка (Tarasov et al., 2007; Bezrukova et al., 2010), низкие температуры и сохранявшаяся многолетняя мерзлота (Ryzhov, Golubtsov, 2021) позволяют предполагать малый речной сток в это время, что обуславливало наличие в долине обширных незакрепленных участков прирусловых отмелей и пойм, длительное время находившихся в обсохшем состоянии и способствовало активному перевешиванию аллювия. По мере развития исследуемого участка долины и смещения русла на фоне посте-

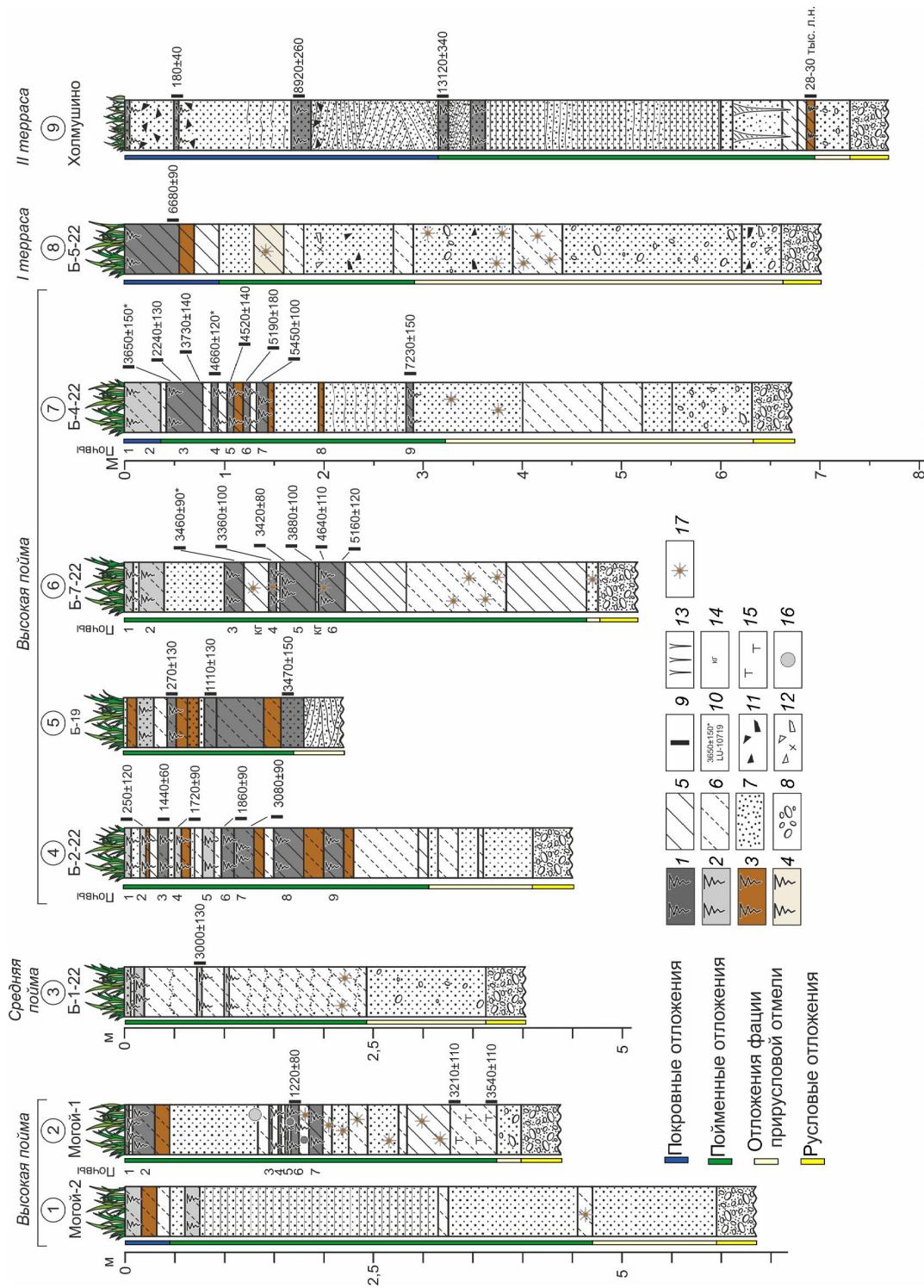


Рис. 4. Строение исследуемых разрезов и возраст погребенных почв.
Горизонты погребенных почв: 1 – темногумусовые, 2 – серогумусовые, 3 – иллювиальные, 4 – аккумулятивно-карбонатные; 5 – суглинки; 6 – супеси; 7 – галька; 8 – пески; 9 – места отбора образцов для проведения радиоуглеродного датирования; 10 – календарный возраст; 11 – углистые включения; 12 – грубообломочные включения; 13 – криогенные деформации; 14 – потребленный торф; 15 – признаки переменного окислительно-восстановительного режима.

Fig. 4. Structure of investigated sections and radiocarbon age of paleosols.
Horizons of buried soils: 1 – dark humus; 2 – gray humus; 3 – illuvial; 4 – carbonate accumulative; 5 – loams; 6 – sandy loams; 7 – sands; 8 – pebbles; 9 – samples for radiocarbon dating; 10 – calendar age; 11 – pebbles; 12 – coarse-broken, 13 – debris inclusions; 14 – charcoals; 15 – cryogenic features; 16 – pebbles; 17 – pebbles; 18 – red-ox features.

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст общего органического углерода в погребенных почвах и отложениях исследуемых разрезов

Table 1. Radiocarbon and calendar age of paleosols and deposits of investigated sections

Разрез (номер*)	Глубина, см	Лабораторный номер	Возраст	
			^{14}C	Календарный**
Могой-1 (2)	167–174	ЛУ-10892	1320±80	1220±80
	328–333	ЛУ-10893	3030±80	3210±110
	368–373	ЛУ-10894	3300±90	3540±110
Б-1-22 (3)	73–77	ЛУ-10727	2850±100	3000±130
Б-2-22 (4)	16–20	ЛУ-10735	240±60	250±120
	33–43	ЛУ-10736	1550±60	1440±60
	50–58	ЛУ-10737	1820±70	1720±90
	98–105	ЛУ-10738	1940±70	1860±90
	125–135	ЛУ-10739	2930±60	3080±90
Б-19 (5)	45–50	ЛУ-9638	250±70	270±130
	85–90	ЛУ-9639	1190±130	1110±130
	165–170	ЛУ-9640	3240±120	3470±150
Б-7-22 (6)	110–115	ЛУ-10740	3230±80	3460±90
	145–152	ЛУ-10741	3160±80	3360±100
	155–160	ЛУ-10742	3200±70	3420±80
	184–189	ЛУ-10743	3580±70	3880±100
	195–205	ЛУ-10744	4110±70	4640±110
	212–221	ЛУ-10745	4520±70	5160±120
Б-4-22 (7)	41–50	ЛУ-10719	3390±120	3650±150
	55–65	ЛУ-10723	2250±90	2240±130
	70–79	ЛУ-10724	3460±110	3730±140
	88–94	ЛУ-10725	4140±90	4660±120
	102–109	ЛУ-10726	4020±80	4520±140
	119–126	ЛУ-10720	4540±130	5190±180
	132–144	ЛУ-10721	4730±90	5450±100
	283–290	ЛУ-10722	6340±130	7230±150
Б-5-22 (8)	45–55	ЛУ-10728	5870±70	6680±90
Холмушкино (9)	50–52	ЛУ-8451	180±40	180±40
	177–183	ЛУ-8452	8020±210	8920±260
	315–320	ЛУ-8453	11 220±340	13 120±340

Примечание: * – согласно рис. 2 и рис. 3; ** – калибровка радиоуглеродных дат выполнена с использованием шкалы IntCal20 (Reimer et al., 2020).

пенного роста температур, увлажнения (Tarasov et al., 2007; Bezrukova et al., 2010) и увеличения водности реки в течение 12.9–9.0 тыс. кал. л. н., происходит снижение площади незакрепленных прирусловых отмелей и дальнейшее существенное снижение активности эолового переноса (Голубцов и др., 2020) (рис. 5).

Рубеж раннего и среднего голоценов (9.0–7.0) ознаменовался в Прибайкалье наиболее теплым и влажным климатом (Tarasov et al., 2007; Tarasov et al., 2009; Bezrukova et al., 2010). В это время в регионе наблюдается одна из наиболее выраженных фаз расширения таежных ландшафтов, совпадающая с повышением количества осадков (Tarasov et al., 2007; Bezrukova et al., 2010; Kobe et al., 2020). Отмечаются выраженные трансгрессивные фазы озер Восточного Забайкалья (Баженова, Черкашина, 2018). Однако предполагается, что общий рост атмосферного увлажнения компенсировался ростом летних температур и испаряемости (Tarasov et al., 2009; Bezrukova et al., 2022). Рост летних температур, особенно выраженный во второй половине данного временного интервала, фиксируется и по повышенному содержанию диатомовых, важного маркера ландшафтно-климатических изменений, в донных отложениях оз. Байкал (Karabanova et al., 2000) (рис. 5).

Снижение уровня влагообеспеченности в летний период является важным обстоятельством, учитывая, что реки исследуемой территории характеризуются руслоформирующими расходами воды, которые проходят при затопленной пойме (Чалов, 2011), т.е. в основном периодические русловые и береговые деформации происходят в период летних паводков. Это подтверждается корреляцией современных русловых деформаций левобережных притоков р. Ангара с выделенными за период инструментальных наблюдений этапами водности (Орекипова et al., 2023).

Таким образом, обозначенные климатические особенности могли повлиять на снижение руслоформирующих расходов воды, понизить частоту и длительность затопления пойм. Подтверждением данному предположению служит развитие полноразвитых почв на поймах того времени, фиксирующееся в долине р. Белой около 9.2–8.0 тыс. кал. л. н. (Куклина, Воробьева, 2019). Уменьшение высоты половодий приводило к выходу из-под уровня затопления наиболее высоких частей пойм того времени и оформлению фрагментов поверхностей нынешних II надпойменных террас, а также началу пойменного осадконакопления на участках нынешней I террасы. Это время маркируется началом формирования чернозема в разрезе Б-5-22 (7.0–6.7 тыс. кал. л. н.) и формированием аллю-

виальной почвы в разрезе Б-4-22 (7.2 тыс. л. н.) (рис. 4, 5). Снижение водности р. Белой в это время хорошо вписывается в контекст снижения стока рек Северной Евразии в оптимум голоцена (Сидорчук и др., 2012).

Описываемый этап сменяется фазой активного осадконакопления на поймах 7.0–5.6 тыс. кал. л. н. и находит отражение в ранее изученных разрезах нижнего течения р. Белой (Куклина, Воробьева, 2019). Тем не менее анализ палеоклиматических данных говорит о росте континентальности климата в это время, снижении уровня атмосферного увлажнения (рис. 5), дальнейшем росте летних температур (Tarasov et al., 2007). Подобные климатические изменения могли оказать существенное влияние на снижение баланса массы ледников (Batbaa et al., 2018). Существуют свидетельства, указывающие на минимальный возраст отступления ледников и окончание оледенения в долине реки Сенца (Восточный Саян) около 7 тыс. кал. л. н. (Batbaa, Gillespie, 2016). Исследования донных отложений прогляциальных озер (Stepanova et al., 2019) указывают на значительную (вплоть до полного исчезновения) деградацию горного оледенения на юге Восточной Сибири, в частности в горах Восточного Саяна и Монголии (Schwanghart et al., 2008), в термический оптимум голоцена. В то же время ранее 7 тыс. кал. л. н. климат был более благоприятен для существования ледников, так как фазы роста некоторых из них в Восточном Саяне, на Алтае и в горах Монголии отмечаются в раннем голоцене (Batbaa et al., 2018).

Учитывая характер питания реки Белой и других левобережных притоков р. Ангара (Атлас... 2004), таяние ледников в оптимум голоцена должно было в существенной степени отразиться на увеличении водности. Свой вклад в значительный рост водности рек на данном этапе могла вносить и деградация многолетней мерзлоты, фиксирующаяся на территории Окинского плоскогорья начиная примерно с 7 тыс. кал. л. н. (Безрукова и др., 2022). Совместно эти процессы могли вызвать значительный рост паводковой активности, что вполне согласуется с повсеместным отсутствием в бассейне р. Белой свидетельств стабилизации пойменных поверхностей в это время. В дальнейшем динамика ледников, по-видимому, оказывала более ограниченное влияние на колебания водности присаянских рек.

Любопытным является факт совпадения данного этапа развития долины р. Белой с периодом упадка ранненеолитической Китайской культуры, существовавшей в регионе с 9 до 7 тыс. кал. л. н. и прервавшейся 6.8–6.1 тыс. кал. л. н. (Tarasov et al., 2007). Учитывая, что практически все памятни-

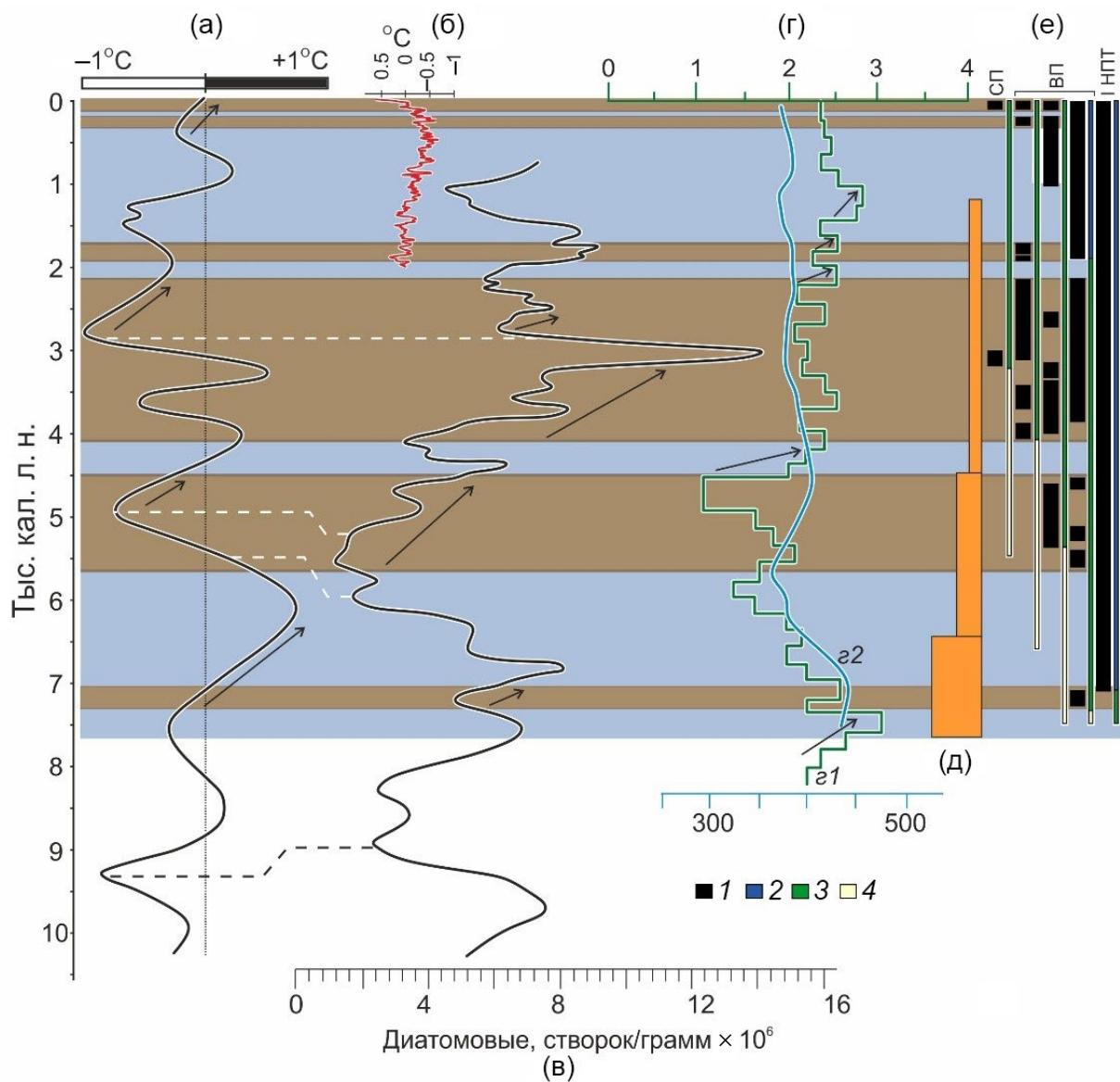


Рис. 5. Корреляция этапов формирования исследуемых пойменно-русловых комплексов и ландшафтно-климатических изменений голоцена.

(а) – температурные колебания в Прибайкалье (Воробьева, 2010); (б) – глобальные изменения температур за последние 2 тыс. л. (Mann et al., 2009); (в) – изменения содержания диатомовых в донных отложениях оз. Байкал (Karabanov et al., 2000); (г) – колебания влажности в Байкальском регионе, согласно (Wang, Feng, 2013, $\varepsilon 1$) и (Tarasov et al., 2007, $\varepsilon 2$); (д) – изменения интенсивности эоловых процессов в долине р. Белой (Голубцов и др., 2020); (е) – динамика развития исследуемых поверхностей (СП – средняя пойма; ВП – высокая пойма; I НПТ – первая надпойменная терраса).

1 – этапы почвообразования; 2 – покровные отложения; 3 – пойменные отложения; 4 – отложения фации прирусловой отмели. Голубые горизонтальные полосы соответствуют этапам повышенной водности, коричневые – снижению водности и низкой динамичности флювиальных процессов.

Fig. 5. Correlation between the stages of formation of the studied floodplain-channel complexes and landscape-climatic changes during the Holocene.

(а) – temperature fluctuations in Fore-Baikal region (Vorobyova, 2010); (б) – global changes of temperatures during last 2 kyr (Mann et al., 2009); (в) – changes in the content of diatoms in the bottom sediments of the Lake Baikal (Karabanov et al., 2000); (г) – humidity fluctuations in the Baikal region, according to (Wang, Feng, 2013, $\varepsilon 1$) and (Tarasov et al., 2007, $\varepsilon 2$); (д) – aeolian processes dynamics in the Belaya River valley (Golubtsov et al., 2020); (е) – dynamics of development of the studied surfaces (MF – middle floodplain; HF – high floodplain; I T – first terrace). 1 – stages of pedogenesis; 2 – cover deposits; 3 – floodplain deposits; 4 – sediments of the near-channel shallow facies. The blue horizontal stripes correspond to the stages of increased flood activity, the brown ones correspond to the decrease in flood activity and low dynamics of fluvial processes.

ки китайской культуры в долине р. Ангары и ее притоков были обнаружены в пределах речных долин (на высоких поймах и низких террасах), логичным кажется предположение о том, что: 1) следы материальной культуры этого времени могли быть уничтожены в результате размыва отложений вследствие роста паводковой активности; 2) рост водности рек заставил представителей данной культуры покинуть пониженные части долин.

Окончание интенсивной деградации горного оледенения в среднем голоцене совпало с этапом стабилизации пойменных поверхностей в долине р. Белой 5.6–4.5 тыс. кал. л. н., когда из субаквального режима седиментации выходит нынешняя высокая пойма. Общим климатическим фоном для данного временного отрезка стало продолжающееся снижение уровня атмосферного увлажнения (Tarasov et al., 2007; Wang, Feng, 2013). На обширных территориях Забайкалья фиксируется резкое снижение флювиальной активности, рост доли степной растительности в споро-пыльцевых спектрах отложений, регressive фазы в развитии озерных бассейнов (Баженова, Черкашина, 2018). На снижение уровня оз. Хубсугул в районе 5.5 тыс. кал. л. н. указывают также (Fedotov et al., 2004).

Новый этап флювиальной активности, фиксирующийся по отсутствию свидетельств стабилизации пойменных поверхностей и аккумуляции аллювиальных толщ фиксируется 4.5–4.1 тыс. кал. л. н. (рис. 5). Примечательно, что он близок по времени к этапу резкого похолодания, которое нашло отражение в различных частях Северного полушария (Ran, Chen, 2019), а также в исследуемом регионе (Tarasov et al., 2007; Wang, Feng, 2013; Голубцов и др., 2017). В частности, для этого времени характерно существенное снижение количества диатомовых в донных осадках оз. Байкал (Karabanov et al., 2000). Анализ динамики ледников в это время говорит о возможном тренде к росту атмосферного увлажнения (Agatova et al., 2012; Stepanova et al., 2019). О росте увлажнения в это время свидетельствуют данные изучения озера Ган-Нур (Zhang et al., 2012; Feng et al., 2013), а также торфяников (Fukumoto et al., 2012) северной части Монголии и Лено-Ангарского плато (Безрукова, Белов, 2010).

Повышенную активность флювиальных процессов в бассейне р. Белой в ответ на подобные климатические изменения можно объяснить с позиции увеличения длительности холодного сезона года, роста объема накопленных зимних осадков, снижения эффективного испарения в условиях относительно холодного климата и, как следствие,

роста уровня паводков. Усиление седиментации на поймах малых рек отмечается в это время в Селенгинском среднегорье (Рыжов и др., 2021). Однако для юго-Восточного Забайкалья это время, наоборот, оценивается как этап низкой водности рек и озер (Баженова, Черкашина, 2018; Базарова и др., 2008).

Последовавшее снижение уровня атмосферного увлажнения 4.1–2.1 тыс. кал. л. н. (Tarasov et al., 2007; Wang, Feng, 2013) вновь привело к падению водности реки, уменьшению частоты и высоты паводков. Благодаря этому в районе 4.1–4.0 тыс. кал. л. н. из субаквального режима осадконакопления выходит нынешняя средняя пойма, формируется плотный растительный покров и 4.1–3.4 и 2.8–2.1 тыс. кал. л. н. на всех исследуемых пойменных поверхностях формируются почвы. Этапы активного педогенеза фиксируются в это время на низких террасах малых рек (Рыжов и др., 2021), в верхних и средних звеньях флювиальной сети Селенгинского среднегорья (Голубцов и др., 2017), в озерных бассейнах Даурии (Баженова, Черкашина, 2018). Активизация педогенеза обусловила интенсивное перераспределение карбонатов и формирование карбонатных новообразований в почвах Верхнего Приангарья 3.6–3.3 тыс. кал. л. н. (Голубцов и др., 2021). Наиболее вероятно, что подобные явления связаны со значительным потеплением климата, фиксирующимся по существенному росту обилия створок диатомовых в донных осадках оз. Байкал (Karabanov et al., 2000) (рис. 5). Данное потепление, по мнению ряда авторов (Хотинский, 1977), приближалось по выраженности к температурному оптимуму голоцена.

Тем не менее на данном этапе выделяется и ряд этапов паводковой активности, когда активная морфодинамика речного русла приводила к размыву берегов, смыву почв и перемещению гумусированного материала в составе взвешенных наносов вниз по течению с последующей аккумуляцией их на вновь сформированных пойменных поверхностях. Такие эпизоды фиксируются по намытым почвам в разрезах Б-7-22 и Б-4-22 с довольно древним радиоуглеродным возрастом по отношению к подстилающей толще. Исходя из радиоуглеродного возраста почвы, формировавшейся *in situ* в разрезе Б-4-22 (2240 ± 130 ЛУ-10723), возраст такого эпизода может быть оценен в 2.3–2.1 тыс. кал. л. н. Подобный эпизод размыва фиксируется и на предыдущем этапе развития долины в районе 4.5 тыс. кал. л. н. по инверсии радиоуглеродного возраста почвы 4 разреза Б-4-22.

Фазы роста флювиальной активности в долине р. Белой в последние 2.1 тыс. л. н. выглядят менее продолжительными, в то же время растет их

повторяемость. Они совпадают с относительными пиками интенсивности увлажнения на кривой (Wang, Feng, 2013), составленной на основе синтеза палеоклиматической информации по Прибайкалью (рис. 5). Этапы повышенной водности 2.1–1.9 и 1.6–1.5 тыс. кал. л. н. находят отражение в палиноспектрах торфяников Приольхонья (Данько и др., 2009), а также в трансгрессивных фазах развития озерных бассейнов Даурии (Баженова, Черкашина, 2018). Последний из них (1.6–1.5 тыс. кал. л. н.) также можно объяснить дополнительным притоком влаги в результате таяния ледников в горах Восточного Саяна, зафиксированного 1.8–1.5 тыс. кал. л. н. (Stepanova et al., 2019). Сказанное может быть справедливо и для фазы 1.1–0.9 тыс. кал. л. н., частично совпавшей со средневековым температурным оптимумом. Позже, на временном промежутке, соответствующем Малому ледниковому периоду, эта фаза продолжилась, однако, судя по формированию почвы на высокой пойме, водность реки снизилась.

5. ВЫВОДЫ

1. Климатический фактор является ведущим в формировании пойменно-русловых комплексов исследуемой территории. При этом отклик флювиальных процессов на гидроклиматические изменения в голоцене был в значительной мере связан с неоднородным морфоструктурным строением долины р. Белой в ее нижнем течении.

2. Ландшафтно-климатические изменения позднеледниковых и голоцена на исследуемой территории обусловили чередование стадий высокой и низкой водности и связанные с ними этапы развития долины р. Белой в пределах равнинной части ее бассейна. Этапы относительно небольшого речного стока, характерного для временных интервалов 12.9–7.0; 5.6–4.5; 4.1–2.3 и 0.3–0 тыс. кал. л. н., сменяются этапами высокой водности и активного осадконакопления в периоды 7.0–5.6; 4.5–4.1 и 2.3–0.3 тыс. кал. л. н.

3. Развитие флювиальных процессов и ритмичность формирования исследуемых пойм хорошо вписывается в контекст региональных климатических изменений в позднеледниковые и голоцене, позволяя рассматривать поймы левобережных притоков р. Ангary в качестве значимых палеогеографических архивов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-27-00326 “Специфика формирования и факторы развития речных долин

бассейнов левых притоков Ангary: современная динамика и палеогеографические аспекты”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО) [Электронный ресурс]. URL: <https://gmvo.skniivh.ru> (дата обращения: 23.02.2021).
- Аржанникова А.А., Аржанников С.Г. (2005). Проявления новейших тектонических деформаций на юге Сибирской платформы. *Геология и геофизика*. Т. 46. № 3. С. 273–279.
- Атлас Иркутской области. Экологические условия развития. (2004). Под. ред В.В. Воробьева, А.Н. Антипова, В.Ф. Хабарова. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН; М.: Роскартография. 90 с.
- Баженова О.И., Черкашина А.А. (2018). Голоценовый морфолитогенез в озерных котловинах юго-восточного Забайкалья. *Геоморфология*. № 2. С. 4–19. <https://doi.org/10.7868/S0435428118020013>
- Базарова В.Б., Мохова Л.М., Климин М.А. и др. (2008). Климатические изменения и обстановки осадконакопления в среднем-позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье (на примере изучения поймы р. Иля). *Геология и геофизика*. Т. 49. № 12. С. 1294–1303.
- Ботвинкина Л.Н. (1965). Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука. 263 с.
- Безрукова Е.В., Белов А.В. (2010). Эволюция растительности на северо-востоке Лено-Ангарского плато в среднем-позднем голоцене. *География и природные ресурсы*. № 1. С. 90–98.
- Безрукова Е.В., Решетова С.А., Волчатова Е.В. и др. (2022). Первые реконструкции ландшафтно-климатических изменений в центральной части Окинского плато (Восточный Саян) в среднем-позднем голоцене. *ДАН. Науки о Земле*. Т. 506. № 1. С. 104–110. <https://doi.org/10.31857/S2686739722600722>
- Воробьёва Г.А. (2010). Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та. 205 с.
- Воскресенский С.С. (1968). Геоморфология СССР. М.: Высшая школа. 367 с.
- Геология СССР. Т. 17: Иркутская область. (1962). Под ред. М.М. Одинцова, С.Н. Ткалича. М.: Госгеолтехиздат. 514 с.
- Голубцов В.А., Опекунова М.Ю. (2022). Строение и хронология формирования пойменных отложений рек бассейна р. Белая (Верхнее Приангарье). *Геоморфология*. № 4. С. 42–55. <https://doi.org/10.31857/S0435428122040046>
- Голубцов В.А., Опекунова М.Ю., Максимов Ф.Е. и др. (2020). Эоловые процессы в лесостепных ландшафтах Верхнего Приангарья в голоцене. *География и природные ресурсы*. № 4. С. 142–151. [https://doi.org/10.2178/GIPR0206-1619-2020-4\(142-151\)](https://doi.org/10.2178/GIPR0206-1619-2020-4(142-151))
- Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. (2017). Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковые и голоцене. Иркутск: ИГ СО РАН. 139 с.

- Голубцов В.А., Черкашина А.А., Бронникова М.А. (2021). Карбонатные новообразования в степных и лесостепных почвах Байкальского региона: генезис, условия и хронология формирования. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 222 с.
- Данько Л.В., Безрукова Е.В., Орлова Л.А. (2009). Реконструкция развития геосистем Приморского хребта во второй половине голоцене. *География и природные ресурсы*. № 3. С. 48–55.
- Ендрихинский А.С. (1982). Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. В сб.: *Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI Конгрессу INQUA в СССР*. Москва, Новосибирск: Наука. С. 6–35.
- Золотарев А.Г. (1981). Некоторые проблемы неотектоники. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники юга Восточной Сибири масштаба 1:1 500 000. Л.: ВСЕГЕИ.
- Куклина С.Л., Воробьева Г.А. (2019). Палеоэкологические условия почвообразования и осадконакопления на высокой пойме реки Белой (Западное Прибайкалье). *Известия ИГУ. Серия Биология. Экология*. Т. 29. С. 73–87. <https://doi.org/10.26516/2073-3372.2019.29.73>
- Ламакин В.В. (1950). О динамической классификации речных отложений. *Землеведение*. Т. 3 (43). С. 161–168.
- Лексакова В.Д. (1987). Максимальный сток рек бассейна р. Ангара. Новосибирск: Наука. 136 с.
- Литвинцев Г.Г., Тараканова Г.И. (1970). К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений Иркутского амфитеатра. *Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы*. Л.: Недра. С. 88–106.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. (1964). Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука. 195 с.
- Малолетко А.М. (2008). Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Томский госуниверситет. 288 с.
- Мац В.Д., Фуджии Ш., Машико К. и др. (2002). К палеогидрологии Байкала в связи с неотектоникой. *Геология и геофизика*. Т. 43. № 2. С. 142–154.
- Мезолит Верхнего Приангарья. Ч. 1. Памятники Ангаро-Бельского и Ангаро-Идинского районов. (1971). Под ред. Г.И. Медведева. Иркутск: Изд. Иркутск. ун-та. 242 с.
- Плоскогорья и низменность Восточной Сибири. (1971). Под ред. Н.А. Флоренсова. М.: Наука. 320 с.
- Равский Э.И. (1972). Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука. 323 с.
- Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Опекунова М.Ю. (2021). Формирование террас р. Тарбагатайки (Западное Забайкалье) в позднеледниковые и голоцене. *География и природные ресурсы*. № 2. С. 132–140. <https://doi.org/10.15372/GIPR20210214>
- Савельев Н.А., Уланов И.В. (2018). Керамика эпохи неолита мультислойчатого местонахождения Горелый Лес (Южное Приангарье). *Известия ИГУ. Сер. Геоархеология. Этнология. Антропология*. Т. 26. С. 46–85. <https://doi.org/10.26516/2227-2380.2018.26.46>
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. (2012). Снижение стока рек равнин Северной Евразии в оптимум голоцене. *Водные ресурсы*. Т. 39. № 1. С. 40–53.
- Тектоническая карта (масштаб 1:4 000 000). Атлас Иркутской области. (1962). М.–Иркутск: ГУГК СССР. С. 18–19.
- Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. (2010). Последний эрозионный врез в речных долинах юга Восточной Сибири. *Геология и геофизика*. Т. 51. № 8. С. 1108–1113.
- Хотинский Н.А. (1977). Голоцен Северной Евразии. М.: Наука. 200 с.
- Цейтлин С.М. (1979). Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука. 287 с.
- Чалов Р.С. (2011). Русловедение: теория, география, практика. Т. 2: Морфодинамика речных русел. М.: КРАСАНД. 960 с.
- Чипизубов А.В., Аржанникова А.В., Воробьева Г.А. и др. (2001). Погребенные палеосейсмодислокации на юге Сибирской платформы. *Доклады РАН*. Т. 379. № 1. С. 101–103.
- Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K. et al. (2012). Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology. *Quat. Sci. Rev.* V. 43. № 8. P. 74–93. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.012>
- Batbaatar J., Gillespie A. (2016). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part II – new age constraints from Darhad basin. *Int. Geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1753–1779. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2016.1193452>
- Batbaatar J., Gillespie A., Fink D. et al. (2018). Asynchronous glaciations in arid continental climate. *Quat. Sci. Rev.* V. 182. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.12.001>
- Benito G., Macklin M.G., Panin A. et al. (2015). Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene climatic variability. *Scientific Reports*. V. 5. 16398. <https://doi.org/10.1038/srep16398>
- Bezrukova E.V., Reshetova S.A., Kulagina N.V. et al. (2022). Late Glacial and Holocene environmental history of the Oka Plateau, East Sayan Mountains (Siberia): a palaeolimnological study of several lakes. *Limnology and Freshwater Biology*. V. 4. P. 1397–1399. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1397>
- Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N. et al. (2010). Last glacial-interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: chronology, forcing and feedbacks. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 296. P. 185–198. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.020>
- Bird B.W., Barr R.C., Commerford J. et al. (2019). Late-Holocene floodplain development, land-use, and hydroclimate-flood relationships on the lower Ohio River, US. *The Holocene*. V. 29. P. 1856–1870. <https://doi.org/10.1177/0959683619865598>
- Bridge J.S. (2003). Rivers and Floodplains, Forms, Processes, and Sedimentary Record. Oxford: Blackwell Science. 512 p.

- Fedotov A.P., Chebykin E.P., Semenov M.Yu. et al. (2004). Changes in the volume and salinity of Lake Khubsugul (Mongolia) in response to global climate changes in the upper Pleistocene and the Holocene. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 209. № 1-4. P. 245–257. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.12.022>
- Feng Z.-D., Ma Y.Z., Zhang H.C. et al. (2013). Holocene climate variations retrieved from Gun Nuur lake-sediment core in the northern Mongolian Plateau. *Holocene*. V. 23. № 12. P. 1721–1730. <https://doi.org/10.1177/0959683613505337>
- Fukumoto Y., Kashima K., Orkhonselenge A. et al. (2012). Holocene environmental changes in northern Mongolia inferred from diatom and pollen records of peat sediment. *Quat. Int.* V. 254. P. 83–91. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.10.014>
- Holocene zooarchaeology of Cis-Baikal. (2017). Mainz: Nünnerich-Asmus Verl. & Media GmbH. 144 p.
- IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 p. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F. et al. (2000). A new record of Holocene climate change from the bottom sediments of Lake Baikal. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 156. № 3-4. P. 211–224.
- Kobe F., Bezrukova E., Leipe C. et al. (2020). Holocene vegetation and climate history in Baikal Siberia reconstructed from pollen records and its implications for archaeology. *Archaeological Research in Asia*. V. 23. 100209. <https://doi.org/10.1016/j.ara.2020.100209>
- Mann M., Zhang Z., Rutherford S. et al. (2009). Global signatures and dynamical origins of the little ice Age and Medieval climate anomaly. *Science*. V. 326. P. 1256.
- Opekunova M.Y., Kichigina N.V., Rybchenko A.A. et al. (2023). Channel deformations and hazardous processes of the left-bank tributaries of the Angara River (Eastern Siberia). *Water*. V. 15. 291. <https://doi.org/10.3390/w15020291>
- Panin A., Adamiec G., Buylaert J.-P. et al. (2017). Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain. *Quat. Sci. Rev.* V. 166. P. 266–288. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.12.002>
- Pears B., Brown A., Toms P. et al. (2020). A sub-centennial-scale optically stimulated luminescence chronostratigraphy and late Holocene flood history from a temperate river confluence. *Geology*. V. 48. P. 819–825. <https://doi.org/10.1130/G47079.1>
- Ran M., Chen L. (2019). The 4.2 ka BP climatic event and its cultural responses. *Quat. Int.* V. 521. P. 158–167. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.030>
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. Iss. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A. (2021). Paleocryogenesis and erosional landform development in the Baikal region, Siberia, during the second half of the Late Pleistocene and the Holocene. *Archaeological Res. in Asia*. V. 26. 100277. <https://doi.org/10.1016/j.ara.2021.100277>
- Schwanghart W., Schutt B., Walther M. (2008). Holocene climate evolution of the Ugii nuur Basin, Mongolia. *Adv. Atmos. Sci.* V. 25. № 6. P. 986–998. <https://doi.org/10.1007/s00376-008-0986-4>
- Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Maksimov F.E. et al. (2016). Environmental and climate reconstructions of the Fore-Baikal area during MIS 5-1: Multiproxy record from terrestrial sediments of the Ust-Oda section (Siberia, Russia). *J. of Asian Earth Sci.* V. 129. P. 220–230. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.08.015>
- Stepanova O.G., Trunova V.A., Osipov E.Yu. et al. (2019). Glacier dynamics in the southern part of East Siberia (Russia) from the final part of the LGM to the present based on from biogeochemical proxies from bottom sediments of proglacial lakes. *Quat. Int.* V. 524. P. 4–12. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.003>
- Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E. et al. (2007). Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 252. P. 440–457. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.05.002>
- Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. (2009). Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel. *Climate of the Past*. V. 5. P. 285–295. <https://doi.org/10.5194/cp-5-285-2009>
- Wang W., Feng Z. (2013). Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: A synthesis of climatic record. *Earth-Sci. Rev.* V. 122. P. 38–57. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.005>
- Zhang C., Zhang W., Feng Z.-D. et al. (2012). Holocene hydrological and climatic change on the northern Mongolian Plateau based on multi-proxy records from Lake Gun Nuur. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 323–325. P. 75–86. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.01.032>

THE CHRONOLOGY AND FORMATION CONDITIONS OF FLOODPLAIN GENERATIONS IN THE LOWER REACHES OF THE BELAYA RIVER (UPPER ANGARA REGION)¹

V. A. Golubtsov^{a, #}, M. Yu. Opekunova^{a,b,##}, and M. V. Smirnov^{a,c}

^a Sochava Institute of geography SB RAS, Irkutsk, Russia

^b Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

^c Institute of Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia

[#]E-mail: tea_88@inbox.ru

^{##}E-mail: opek@mail.ru

A geomorphological study of a key section of the Belaya River valley in the lower reaches is conducted to reconstruct the Holocene history of the development of the valley. The spatial distribution of floodplain generations of different morphology and low terrace levels is analyzed. To clarify the age relationships of various surfaces, a study of the facies structure and composition of deposits of ten pits and seven boreholes on a cross-section profile was carried out, the age of formation of alluvial strata was determined by radiocarbon dating. The structure of the longitudinal profile of the floodplain and the channel, the absence of signs of constrictive accumulation of alluvium, suggests the absence of the tectonic influence on the formation of alluvium in the floodplains and low terraces of the Belaya River. However, the control of the development of a number of bands in the lower reaches of the Belaya River by system of lineaments and the associated stability of these landforms determined their representativeness for assessing the rhythm of alluvial sedimentation and the development of fluvial processes in the Holocene. The landscape-climatic changes at the end of the Late Glacial and Holocene caused the alternation of the stages of high and low water level and the stages of development of the Belaya River valley associated with them within the plain part of its basin. Stages of a relatively small river runoff, typical for time intervals 12.9–7.0; 5.6–4.5; 4.1–2.3 and 0.3–0 kyr BP changed by stages of high-water levels and active floodplain sedimentation 7.0–5.6; 4.5–4.1 and 2.3–0.3 kyr BP. The development of fluvial processes and the rhythmicity of the formation of the studied floodplains correlates well with the context of regional temperature and humidity changes during the Late Glacial and Holocene, allowing us to consider the floodplains of the left-bank tributaries of the Angara River as significant paleogeographic archives.

Keywords: river valleys, floodplain-channel complexes, alluvial deposits, Holocene, Baikal region

ACKNOWLEDGMENTS

The work was carried out with the financial support of the RSF (project № 22-27-00326 “Specifics of formation and factors of development of river valleys of the basins of the left tributaries of the Angara: modern dynamics and paleogeographic aspects”).

REFERENCES

- Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K. et al. (2012). Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology. *Quat. Sci. Rev.* V. 43. № 8. P. 74–93.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.012>
- Arzhannikova A.A., Arzhannikov S.G. (2005). Neotectonic deformation in the southwestern Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics*. V. 46. № 3. P. 273–279.
- Avtomatizirovannaya informatsionnaya sistema gosudarstvennogo monitoringa vodnykh ob"ektorov (AISGMVO) (Automated information system for state monitoring of water bodies (AIS GMVO)) [Electronic data]. Access way: <https://gmvo.skniih.ru> (access date: 23.02.2021)
- Batbaatar J., Gillespie A. (2016). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part II – new age constraints from Darhad basin. *Int. geology Rev.* V. 58. Iss. 14. P. 1753–1779.
<http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2016.1193452>
- Batbaatar J., Gillespie A., Fink D. et al. (2018). Asynchronous glaciations in arid continental climate. *Quat. Sci. Rev.* V. 182. P. 1–19.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.12.001>
- Bazarova V.B., Mokhova L.M., Bazarov K.Yu. et al. (2008). Climatic changes and alluvial sedimentation settings in southeastern Transbaikalia in the Middle-Late Holocene (by the example of the Ilya floodplain). *Russian Geology and Geophysics*. V. 49. № 12. P. 978–985.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.03.008>
- Bazhenova O.I., Cherkashina A.A. (2018). Holocene morpholithogenesis in the lake basins of Southeastern Transbaikalia. *Geomorfologiya*. № 2. P. 4–19. (in Russ.)
<https://doi.org/10.7868/S0435428118020013>
- Benito G., Macklin M.G., Panin A. et al. (2015). Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene

¹ For citation: Golubtsov V.A., Opekunova M.Yu., Smirnov M.V. (2024). The chronology and formation conditions of floodplain generations in the lower reaches of the Belaya River (Upper Angara region). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 111–128. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924040073>; <https://elibrary.ru/FGISXJ>

- climatic variability. *Scientific Reports*. V. 5. 16398. <https://doi.org/10.1038/srep16398>
- Bezrukova E.V., Belov A.V. (2010). Vegetation evolution in the northeastern part of the Lena-Angra plateau during the Mid-Late Holocene. *Geography and Natural Resources*. V. 31. № 1. P. 41–47. <https://doi.org/10.1016/j.gnr.2010.03.008>
- Bezrukova E.V., Reshetova S.A., Kulagina N.V. et al. (2022). Late Glacial and Holocene environmental history of the Oka Plateau, East Sayan Mountains (Siberia): a palaeolimnological study of several lakes. *Limnology and Freshwater Biology*. V. 4. P. 1397–1399. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1397>
- Bezrukova E.V., Reshetova S.A., Volchatova E.V. et al. (2022). The first reconstruction of vegetation and climate changes in the central part of the Oka plateau (East Sayan mountains) in the Middle-Late Holocene. *Dokl. Earth Sci.* V. 506. № 1. P. 687–692. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22700064>
- Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N. et al. (2010). Last glacial-interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: chronology, forcing and feedbacks. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. 296. P. 185–198. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.020>
- Bird B.W., Barr R.C., Commerford J. et al. (2019). Late-Holocene floodplain development, land-use, and hydroclimate–flood relationships on the lower Ohio River, US. *Holocene*. V. 29. P. 1856–1870. <https://doi.org/10.1177/0959683619865598>
- Botvinkina L.N. (1965). *Metodicheskoe rukovodstvo po izucheniiu sloistosti* (Methodological guide to the study of layering). Moscow: Nauka (Publ.). 263 p. (in Russ.)
- Bridge J.S. (2003). Rivers and Floodplains, Forms, Processes, and Sedimentary Record. Oxford: Blackwell Science. 512 p.
- Chalov R.S. (2011). Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika. T 2. Morfodinamika rechnykh rusei (Riverbed science: theory, geography, practice. V. 2. Morphodynamics of river channels). Moscow: KRASAND (Publ.). 960 p. (in Russ.)
- Chipizubov A.V., Arzhannikova A.V., Vorobyeva G.A. et al. (2001). Buried paleoseismic dislocations in the south of the Siberian platform. *Dokl. Earth Sci.* V. 379. № 5. P. 586–588. (in Russ.)
- Danko L.V., Bezrukova E.V., Orlova L.A. (2009). Reconstructing the development of the geosystems of the Primorsky Range during the latter half of the Holocene. *Geography and Natural Resources*. V. 30. № 3. P. 246–252. <https://doi.org/10.1016/j.gnr.2009.09.008>
- Endrikhinsky A.S. (1982). Sequence of main geologic events on south of Siberia during late Pleistocene and Holocene. In: *Pozdnii pleistotsen i golotsen yuga Vostochnoi Sibiri*. K XI Kongressu INQUA v SSSR. Moscow–Novosibirsk: Nauka (Publ.). P. 6–35. (in Russ.)
- Fedotov A.P., Chebykin E.P., Semenov M.Yu. et al. (2004). Changes in the volume and salinity of Lake Khubsugul (Mongolia) in response to global climate changes in the upper Pleistocene and the Holocene. *Palaeogeogr., Palaeo-*
- climatol., Palaeoecol.* V. 209. № 1–4. P. 245–257. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.12.022>
- Feng Z.-D., Ma Y.Z., Zhang H.C. et al. (2013). Holocene climate variations retrieved from Gun Nuur lake-sediment core in the northern Mongolian Plateau. *Holocene*. V. 23. № 12. P. 1721–1730. <https://doi.org/10.1177/0959683613505337>
- Florensov N.A. (Eds.). (1971). *Ploskogor'ya i nizmennosti Vostochnoi Sibiri* (Plateau and lowlands of Eastern Siberia). Moscow: Nauka (Publ.). 321 p. (in Russ.)
- Fukumoto Y., Kashima K., Orkhonselenge A. et al. (2012). Holocene environmental changes in northern Mongolia inferred from diatom and pollen records of peat sediment. *Quat. Int.* V. 254. P. 83–91. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.10.014>
- Golubtsov V.A., Cherkashina A.A., Bronnikova M.A. (2021). *Karbonatnye novoobrazovaniya v stepnykh i lesostepnykh pochvakh Baikal'skogo regiona: genesis, usloviya i chro-nologiya formirovaniya* (Secondary carbonate accumulations in steppe and forest-steppe soils of Baikal region: genesis, chronology and forming conditions). Novosibirsk: SO RAN (Publ.). 222 p. (in Russ.)
- Golubtsov V.A., Opekunova M.Yu. (2022) Structure and chronology of floodplain deposits within Belaya River basin. *Geomorfologiya*. V. 53. № 4. P. 42–55. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0435428122040046>
- Golubtsov V.A., Opekunova M.Yu., Maksimov F.E. et al. (2020). Aeolian processes in the forest-steppe landscapes of the Upper Angara region in the Holocene. *Geography and natural resources*. V. 41. № 4. P. 381–389. <https://doi.org/10.1134/S1875372841040095>
- Golubtsov V.A., Ryzhov Yu.V., Kobylkin D.V. (2017). *Pochvoobrazovanie i osadkonakoplenie v Selenginskom srednegor'e v pozdnelednikove i golotsene* (Pedogenesis and sedimentation in the Selenga Middle Mountains in the Late Glacial and Holocene). Irkutsk: Institut geografii SO RAN (Publ.). 139 p. (in Russ.)
- Holocene zooarchaeology of Cis-Baikal. (2017). Mainz: Nünnerich-Asmus Verl. & Media GmbH. 144 p.
- IPCC, Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2391 p. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F. et al. (2000). A new record of Holocene climate change from the bottom sediments of Lake Baikal. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 156. № 3–4. P. 211–224.
- Khotinsky N.A. (1977). Golotsen Severnoi Evrazii (Holocene of Northern Eurasia). Moscow: Nauka (Publ.). 200 p. (in Russ.)
- Kobe F., Bezrukova E., Leipe C. et al. (2020). Holocene vegetation and climate history in Baikal Siberia reconstructed from pollen records and its implications for archaeology. *Archaeological Research in Asia*. V. 23. 100209. <https://doi.org/10.1016/j.ara.2020.100209>
- Kuklina S.L., Vorobyeva G.A. (2019). Paleoecological conditions of pedogenesis and sedimentation on high

- floodplain of Belya River (Western Cisbaikalia). *Izvestiya IGU. Seriya Biologiya. Ecologiya.* V. 29. P. 73–87. (in Russ.)
<https://doi.org/10.26516/2073-3372.2019.29.73>
- Lamakin V.V. (1950). About dynamic classification of river deposits. *Zemlevedeniye.* Vol. 3. No. 43. P. 161–168. (in Russ.)
- Leksakova V.D. (1987) Maksimalnyi stok rek basseina reki Angary (Maximal runoff of rivers in Angara basin). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 136 p. (in Russ.)
- Litvintsev G.G., Tarakanova G.I. (1970). K voprosu o stratigrafii chetvertichnykh otlozhenii Irkutskogo amfiteatra. *Geologiya i poleznye iskopaemye yuga Sibirskoi platformy* (On the question of the stratigraphy of quaternary deposits of the Irkutsk amphitheater. Geology and minerals of the South of the Siberian platform). Leningrad: Nedra (Publ.). P. 88–106. (in Russ.)
- Logachev N.A., Lomonosova T.K., Klimanova V.M. (1964). *Kainozoiskie otlozheniya Irkutskogo amfiteatra* (Cenozoic deposits of the Irkutsk amphitheater). Moscow: Nauka (Publ.). 195 p. (in Russ.)
- Maloletko A.M. (2008). *Evolutsiya rechnykh sistem Zapadnoi Sibiri v mezozoe i kainozoe* (Evolution of river systems of Western Siberia in Mesozoic and Cenozoic). Tomsk: TGU Publ. 288 p. (in Russ.)
- Mann M., Zhang Z., Rutherford S. et al. (2009). Global signatures and dynamical origins of the little ice Age and Medieval climate anomaly. *Science.* V. 326. P. 1256.
- Mats V.D., Fudjii Sh., Mashiko K. et al. (2002). Paleohydrology of Lake Baikal in relation to neotectonics. *Russian Geology and Geophysics.* V. 43. № 2. P. 129–142.
- Medvedev G.I. (Eds.). (1971). *Mezolit Verkhnego Priangariya.* Ch. 1. *Pamyatniki Angaro-Bel'skogo i Angaro-Idinskogo raionov* (Mesolithic of Upper Angara region. Ch. 1. Archeological sites of Angara-Bel'sk and Angara-Ida districts). Irkutsk: Irkutsk State University (Publ.). 242 p. (in Russ.)
- Odintcov M.M., Tkalich S.N. (Eds.). (1962). *Geologiya SSSR* (Geology of USSR). Moscow: Gosgeoltekhnizdat (Publ.). 514 p. (in Russ.)
- Opekunova M.Y., Kichigina N.V., Rybchenko A.A. et al. (2023). Channel deformations and hazardous processes of the left-bank tributaries of the Angara River (Eastern Siberia). *Water.* V. 15. 291.
<https://doi.org/10.3390/w15020291>
- Panin A., Adamiec G., Buylaert J.-P. et al. (2017). Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain. *Quat. Sci. Rev.* V. 166. P. 266–288.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.12.002>
- Pears B., Brown A., Toms P. et al. (2020). A sub-centennial-scale optically stimulated luminescence chronostratigraphy and late Holocene flood history from a temperate river confluence. *Geology.* V. 48. P. 819–825.
<https://doi.org/10.1130/G47079.1>
- Ran M., Chen L. (2019). The 4.2 ka BP climatic event and its cultural responses. *Quat. Int.* V. 521. P. 158–167.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.030>
- Ravskiy E.I. (1972). *Osadkonakoplenie i klimaty Vnutrennei Azii v antropogene* (Sedimentations and climates of Inner Asia in anthropogene). Moscow: Nauka (Publ.). 323 p. (in Russ.)
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon.* V. 62. Iss. 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A. (2021). Paleocryogenesis and erosional landform development in the Baikal region, Siberia, during the second half of the Late Pleistocene and the Holocene. *Archaeological Research in Asia.* V. 26. 100277.
<https://doi.org/10.1016/j.ara.2021.100277>
- Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A., Opekunova M.Yu. (2021). The formation of terraces of the Tarbagataika river (Western Transbaikalia) in the Late Glacial and Holocene. *Geography and Natural Resources.* V. 42. № 2. P. 164–171.
<https://doi.org/10.1134/S1875372821020116>
- Savelyev N.A. Ulanov I.V. (2018). Ceramics of the Neolithic age of the multilayered location of the Burnt Forest (Southern Angara region). *Izvestiya IGU. Seriya Geoarkheologiya. Etnologiya. Antropologiya.* V. 26. P. 46–85. (in Russ.)
- Schwanghart W., Schutt B., Walther M. (2008). Holocene climate evolution of the Ugii nuur Basin, Mongolia. *Adv. Atmos. Sci.* V. 25. № 6. P. 986–998.
<https://doi.org/10.1007/s00376-008-0986-4>
- Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Maksimov F.E. et al. (2016). Environmental and climate reconstructions of the Fore-Baikal area during MIS 5-1: Multiproxy record from terrestrial sediments of the Ust-Oda section (Siberia, Russia). *J. of Asian Earth Sci.* V. 129. P. 220–230.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2016.08.015>
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. (2012). River runoff decrease in North-Eurasian Plains during the Holocene optimum. *Water Resources.* V. 39. № 1. P. 69–82.
<https://doi.org/10.1134/S0097807812010113>
- Stepanova O.G., Trunova V.A., Osipov E.Yu. et al. (2019). Glacier dynamics in the southern part of East Siberia (Russia) from the final part of the LGM to the present based on from biogeochemical proxies from bottom sediments of proglacial lakes. *Quat. Int.* V. 524. P. 4–12.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.003>
- Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E. et al. (2007). Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 252. P. 440–457.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.05.002>
- Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. (2009). Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel. *Climate of the Past.* V. 5. P. 285–295.
<https://doi.org/10.5194/cp-5-285-2009>
- Tseitlin S.M. (1979). *Geologiya paleolita Severnoi Azii* (Geology of the Paleolithic of Northern Asia). Moscow: Nauka (Publ.). 287 p. (in Russ.)

- Tektonicheskaya karta (masshtab 1:4 000 000). Atlas Irkutskoi oblasti (Tectonic map (scale 1:4 000 000). Atlas Irkut region). (1962). Moscow–Irkutsk: GUGK SSSR (Publ.). P. 18–19.
- Ufimtsev G.F., Shchetnikov A.A., Filinov I.A. (2010). Latest erosional incision in river valleys of Southern East Siberia. *Russian Geology and Geophysics*. V. 51. № 8. P. 863–867. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.07.006>
- Vorobyev V.V., Antipov A.N., Khabarov V.F. (Eds.). (2004). Atlas. Irkutskaya oblast': ekologicheskie usloviya razvitiya (Atlas. Irkutsk region: environmental conditions for the development). Irkutsk: IG SO RAN; Moscow: Roskartografiya (Publ.). 90 p. (in Russ.)
- Vorobyeva G.A. (2010). Pochva kak letopis' prirodnykh sobytiy Pribaikal'ya: problema evolutsii i klassifikatsii pochv (Soil as a memory of natural events of Cisbaikalia: problems of evolution and classification of soils). Irkutsk: Irkutsk. un-t (Publ.). 205 p. (in Russ.)
- Voskresenskii S.S. (1968). Geomorfologiya SSSR (Geomorphology of the USSR). Moscow: Vysshaya shkola (Publ.). 367 p. (in Russ.)
- Zolotarev A.G. (1981). Some problems of neotectonics. Ob"yasnitel'naya zapiska k karte noveishei tektoniki yuga Vostochnoi Sibiri (1:1 500 000). Leningrad: VSEGEI (Publ.). (in Russ.)
- Wang W., Feng Z. (2013). Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: A synthesis of climatic record. *Earth-Sci. Rev.* V. 122. P. 38–57. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.005>
- Zhang C., Zhang W., Feng Z.-D. et al. (2012). Holocene hydrological and climatic change on the northern Mongolian Plateau based on multi-proxy records from Lake Gun Nuur. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 323–325. P. 75–86. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.01.032>

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЧЁТКОВИДНЫХ РУСЕЛ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СТЕПНОЙ ЗОНЫ РУССКОЙ РАВНИНЫ[#]

© 2024 г. А. А. Камышев^{1,*}, А. А. Куракова^{1,**}, А. М. Тарбеева^{1,***}

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

*E-mail: arsenii.kamyshev@yandex.ru

**E-mail: a.a.kurakova@mail.ru

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

Поступила в редакцию 10.06.2024 г.

После доработки 31.07.2024 г.

Принята к публикации 25.09.2024 г.

Чётковидными называются русла, в которых на значительном протяжении реки следуют друг за другом округлые в плане расширения русла в пределах бровок пойменных яров. Они широко распространены в криолитозоне и в степи и являются специфическим малоисследованным морфодинамическим типом русел. В условиях криолитозоны происхождение таких русел считается эрозионно-термокарстовым, но механизмы образования расширений русел в степи до сих пор дискутируются. Даже на смежных территориях их объясняют разными причинами: криогенными реликтами позднего неоплейстоцена, неравномерным заилиением и другими процессами. В данной работе была проведена оценка частоты встречаемости чётковидных русел в районах севера степной зоны ЕТР. Анализировалось их распространение на малых реках Хопёрско-Бузулукской равнины и Калачской возвышенности. На одной из типичных малых рек – Кардаиле – проведен морфометрический анализ параметров русла. Выявлено, что чётковидные русла характерны для степных рек с площадями водосбора от 44 км² до 9000 км², и формируются в диапазоне уклонов от 0.26 м/км до 1.35 м/км. При площадях водосбора более 1600 км² чётки наблюдаются только в разветвленных руслах, пойменных протоках и старицах. В неразветвленном русле чётки наблюдаются в пределах излучин, у которых соотношение шага к ширине русла больше 10, а на берегах отсутствуют следы активной динамики русла. Общая протяженность чётковидного русла может достигать 80% длины реки. Выделено два типа чёток, различающихся по размерам, расположению в русле и выраженности в пределах бровок высокой или низкой поймы. Чётки, выраженные только в бровках низкой поймы, вероятно связаны с неравномерным зарастанием деградирующего русла и образованием молодой поймы, тогда как чётки, выраженные в бровках более высоких уровней пойме вероятнее всего сформированы внешними факторами – криогенными или суффозией.

Ключевые слова: озеровидные расширения русла, бочаги, малые реки, деградация русел, Хопёрско-Бузулукская равнина

DOI: 10.31857/S2949178924040089, **EDN:** FGBFIS

1. ВВЕДЕНИЕ

Чётковидные русла (в англоязычной литературе – *chain of ponds* или *beaded streams*) представляют собой серии глубоких расширений русла (чёток, бочагов), соединенных узкими, как правило мелководными, протоками различной протяженности. Чётковидные русла характерны для

малых рек криолитозоны, где они занимают до 50% протяженности малых рек (Григорьев, 1927; Hopkins et al., 1955; Губарьков, Лейбман, 2010; Тарбеева, Сурков, 2013; Arg et al., 2015; Тарбеева и др., 2019) и степной зоны Евразии (Тарбеева и др., 2016; Рябуха, Поляков, 2020; Беляев и др., 2021), также они описаны в Австралии (Mould, Fryirs, 2017; Williams, Fryirs, 2020). Однако исследованы они недостаточно. В наиболее распространенных классификациях русел (Кондратьев и др., 1982; Rosgen, 1994; Чалов, 2008) чётковидные русла не выделяются, а сведения о факторах их образования и закономерностях динамики очень скучны.

[#]Ссылка для цитирования: Камышев А.А., Куракова А.А., Тарбеева А.М. (2024). Распространение и морфометрические характеристики чётковидных русел северной части степной зоны Русской равнины. Геоморфология и палеогеография. Т. 55. № 4. С. 129–143. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040089>; <https://elibrary.ru/FGBFIS>

В криолитозоне образование чётковидных русел обычно связывают с вытаиванием полигонально-жильных льдов (Hopkins et al., 1955; Arp et al., 2015). Предположения насчет генезиса расширенний русел за пределами криолитозоны существенно различаются даже на смежных территориях: чётки считаютrudиментарными образованиями, генезис которых обусловлен криогенными процессами в прошлом (Рябуха, Поляков, 2020; Беляев и др., 2021); остатками плесов в условиях заилиения перекатов (Чернов, 1988; Иванова и др., 1996; Чалов, 2011); связывают с гидравликой потока при дефиците наносов (Чалов и др., 2018), суффозионно-карстовыми процессами (Тарбеева и др., 2016) и разгрузкой подземных вод (Кичигин, 1992).

Между тем установление генезиса чётковидных русел имеет большое индикационное значение и позволило бы прогнозировать динамику русла. Для решения проблемы генезиса чётковидных русел в степи требуется комплексный подход, включающий как наблюдение за современными процессами в русле, так и анализ их распространения, морфологии и геологического строения пойм. Данное исследование посвящено анализу распространения и морфометрических параметров чётковидных русел рек степной зоны в пределах двух схожих по климатическим условиям, но разных в геоморфологическом отношении (возвышенность и низменность) территорий в среднем течении Хопра.

2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ТЕРРИТОРИИ

Исследовались малые реки в пределах Хопёрско-Бузулукской равнины и Калачской возвышенности (рис. 1, табл. 1).

Хопёрско-Бузулукская равнина, в пределах которой расположена большая часть водосбора р. Бузулук, характеризуется пологоволнистым моренным рельефом с отметками водоразделов 130–180 м. Морена преимущественно глинистого состава с включением валунов имеет мощность 15–30 м, местами перекрыта флювиогляциальными песками или лёссовидными суглинками мощностью до 15 м и подстилается неогеновыми и нижнемеловыми песками и глинами (Государственная геологическая карта... 2009). Максимальная отметка бассейна реки Бузулук, составляющая 220 м, находится вблизи истока реки на западных склонах Приволжской возвышенности.

Реки Калачской возвышенности дренируют правый берег Хопра и междуречье Хопра и Дона. Калачская возвышенность сложена верхнемеловыми карбонатными и палеогеновыми терригенными отложениями, перекрытыми флювиогляциальным и покровными образованиями. Максимальные от-

метки водосборов составляют около 240 м. Территория характеризуется развитием мелового карста (Основные... 2020).

Многолетняя мерзлота, с которой связывают реликтовое происхождение чётковидных русел, в последний раз существовала на данной территории в позднекалдайское время и имела температуры около -3°C (Величко, 2002). С этим периодом связывают широкое развитие больших палеорусел на высокой пойме и низких террасах Дона, Хопра и Бузулука, когда речной сток в 2–4 раза превышал современный, а русла были врезаны на несколько метров глубже современных (Панин и др., 2013). В течение голоцена в отсутствии многолетнемерзлых пород на фоне колебаний стока происходило заполнение позднекалдайского вреза, и сформировались еще две генерации поймы. На некоторых реках голоценовая пойма формировалась в условиях развития многорукавного русла (Панин и др., 2011). История развития верхних звеньев гидросети данной территории, в том числе пойменных генераций малых рек, пока остается не исследованной.

В среднем течении Кардаила (правый приток р. Бузулук) выделены три уровня поймы и как минимум одна терраса (Тарбеева и др., 2024). Большую часть дна долины занимает высокая

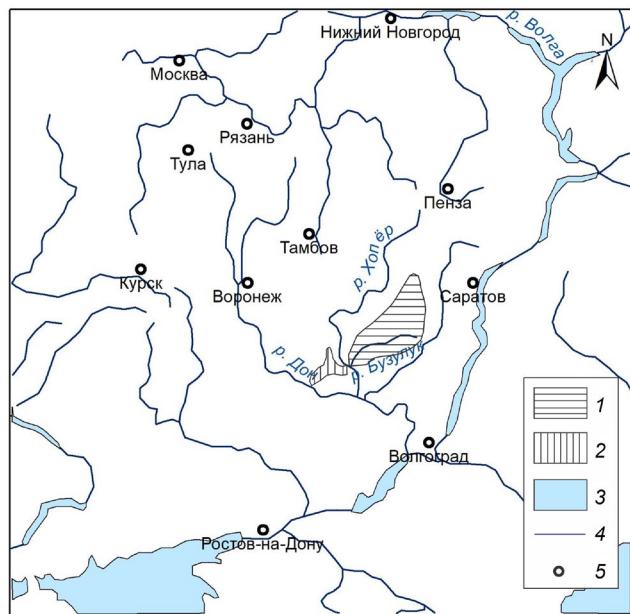


Рис. 1. Расположение исследуемых бассейнов: 1 – бассейн Бузулука (Хопёрско-Бузулукская низменность); 2 – бассейны рек Калачской возвышенности; 3 – водоемы; 4 – реки; 5 – города.

Fig. 1. Location of the studied river basins: 1 – Buzuluk basin (Khoper-Buzuluk lowland); 2 – basins of the Kalach Upland; 3 – water bodies; 4 – rivers; 5 – cities.

Таблица 1. Параметры водотоков, на которых выявлены чётковидные русла
Table 1. Parameters of watercourses on which beaded channels have been identified

№	Название водотока	Общая площадь водосбора, км ²	Количество чёток	Параметры реки выше верхней по течению чётки		
				Площадь водосбора, км ²	Порядок по снимку	Порядок по карте
<i>Реки Хопёрско-Бузулукской равнины</i>						
1	Кардаил	1920	265	216	9.6	5.9
2	Каравочка	120	26	78	8.4	4.3
3	балка Крутенькая	69	23	58	8.1	4.2
4	балка Гайворонка	126	25	83	8.2	4.5
5	Кирхина	330	79	156	9.0	5.3
6	Купава	364	96	44	6.9	3.3
7	Большая Завязка	426	64	91	8.7	5.0
8	Мачеха*	438	103	71	8.0	4.3
9	Бузулук	9510	244	123	7.8	3.6
10	Черная 1	406	6	281	8.1	4.3
11	Балка Гришина	410	10	261	8.4	5.2
12	Карман	723	11	693	9.7	5.6
13	Черная 2	750	97	257	8.9	4.3
14	Паника	610	20	79	7.5	4.5
15	Балка Солонка	197	46	50	7.1	3.6
<i>Реки Калачской возвышенности</i>						
16	Тишанка	678	28	313	Не рассчитывался	
17	Акишёвка	739	10	421		
18	Песковатка	983	43	268		

Примечание. * – с учетом р. Свинухи.

(4.5–5 м над урезом межени) редко затапливаемая пойма шириной 300–400 м, плавно переходящая в первую надпойменную террасу высотой 5.5–6 м. Средняя пойма высотой 1.5–3 м представлена фрагментарно. Низкая занятая тростником пойма высотой около 1 м образовалась при зарастании и заилиении части бывшего русла. Чётковидные расширения в среднем течении р. Кардаил расположены как в вершинах, так и на крыльях излучин, имеют ширину 16–23 м и глубину до 4–6 м, соединяющие их протоки имеют ширину около 8 м и глубину менее 1 м.

Климат исследуемых территорий умеренно-континентальный с недостаточным увлажнением. Среднегодовая температура воздуха по метеорологической станции Новоанинский, расположенной в западной части бассейна р. Бузулук, составляет +7.3 °C, средняя температура июля +21.9 °C, средняя температура января –7.9 °C, количество осадков за ноябрь–март – 199 мм; за апрель–октябрь – 294 мм. Абсолютный максимум температуры воздуха – плюс 43 °C; абс. минимум – ми-

нус 41 °C (Свод правил... 2020). Зима малоснежная, с частыми оттепелями. Климатические изменения последних десятилетий проявились в основном в потеплении в зимний период. Статистически значимого изменения слоя осадков не произошло, но уменьшилась доля твердых осадков и возросла доля экстремальных дождей (Основные... 2020).

Норма годового стока исследуемых рек составляет 40–60 мм. Реки характеризуются выраженным весенним половодьем (70–80% годового стока), которое является основным руслоформирующим событием. Наиболее низкие уровни воды наблюдаются в августе, некоторые реки пересыхают. Со второй половины 1970-х гг. в бассейне Дона произошли существенные изменения водного режима рек. В 1978–2017 гг. по отношению к 1936–1978 гг. объем весеннего стока рек территории сократился в среднем на 7%, объем летне-осеннего стока вырос на 166%, а зимнего – на 155% (Основные... 2020).

Исследуемая территория относится к зоне типичных степей, почвы представлены черноземами

обыкновенными, выщелоченными и южными (Основные... 2020). Земледельческое освоение среднего Дона началось во второй половине XVII в., поступление наносов в речную сеть достигло максимума в последней трети XIX в., а затем сокращалось (Голосов, 2006). В настоящее время распахивается до 80% территории (Лобанова, 2014).

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На основе дешифрирования космических снимков разных съемочных систем, доступных в сервисе SAS.Planet, была проведена оцифровка русел рассматриваемых рек. Русла выделялись начиная с истока (первого порядка по снимку), в качестве которого принималось самая верхняя считываемая по снимку эрозионная форма. Затем были выделены участки с разными морфодинамическими типами русел (Чалов и др., 1998): относительно прямолинейные неразветвленные русла; извилистые русла; участки развития пойменной многорукавности (в данную группу, ввиду сложности их разделения дистанционными методами, включались также русла с наличием на пойме протяженных обводненных стариц). Отдельным типом выделялись зарегулированные русла, находящиеся в состоянии постоянного подпора из-за строительства крупных прудов или каскада прудов.

Дополнительно русла были разделены по степени зарастания. На основе анализа космических снимков на период межени выделены 3 категории: полностью заросшее (рис. 2, (а)), частично заросшее русло (рис. 2, (б)) и открытое русло (рис. 2, (в)).

На исследуемых реках было проведено дешифрирование всех чётковидных расширений русла – чёток. Дешифрирование чёток выполнялось на основе визуального поиска по всей русловой сети в

пределах анализируемых водосборов. Ввиду того, что критерии выделения чёток отсутствуют, выделялись все локальные расширения русла. В центре каждой из выделенных чёток устанавливалась метка с номером, затем все метки с номерами и координатами конвертировались в векторный файл и обрабатывались в программе ArcGIS.

Для участков рек как с развитием чёток, так и без них были определены площади водосбора и средние уклоны русла. Площади водосбора определялись по снимкам, значения средних уклонов водотоков – по цифровой модели местности (Copernicus GLO-30 Digital Elevation Model). На основе полученных данных был построен график связи площадей водосборов с уклонами русел, на которой разделены русла с чётковидными расширениями и без них. Данный график является аналогом $Q(I)$ диаграмм, где Q – расход воды в пойменных бровках, I – уклон русла (Leopold, Wolman, 1957), которые применяются для выявления условий формирования разных морфодинамических типов русел. Для уточнения максимальной площади водосбора, при которой на реках фиксируется наличие чёток, помимо р. Бузулук были использованы ближайшие средние реки – Цна (левый приток Мокши, площадь водосбора 21 500 км²) и Ворона (правый приток Хопра, площадь водосбора 13 200 км²). Реки Цна и Ворона детально не анализировались, для них только была установлена площадь водосбора, выше которых начинается формирование чётковидных расширений русла.

Также в пределах бассейна р. Бузулук были определены порядки водотоков выше верхней по течению чётки по методике Шейдеггера (1964):

$$N = \log_2 P,$$

где P – число элементарных водотоков (водотоков первого порядка).



Рис. 2. Примеры русел с различной степенью зарастания: (а) – полностью заросшие; (б) – частично заросшие; (в) – открытое русло (не заросшее).

Fig. 2. Examples of riverbeds with varying degrees of overgrowth: (a) – completely overgrown; (b) – partially overgrown; (c) – open channel (not overgrown).

Таблица 2. Средние значения морфологических параметров излучин русла р. Кардаил по участкам: ширина русла в бровках низкой поймы ($b_{\text{пп}}$), ширина русла в бровках высокой поймы ($b_{\text{вп}}$), минимальный радиус кривизны (r) и шаг излучин (L), и их соотношения

Table 2. Average values of morphological parameters of meanders of Kardail River by sections: width of the channel in the edges of the low-level floodplain ($b_{\text{пп}}$), width of the channel in the edges of the high-level floodplain ($b_{\text{вп}}$), minimum radius of curvature (r), and half of meander wavelength (L), and their ratios

Участок	Площадь водосбора, F (км 2)	$b_{\text{пп}}$, м	$b_{\text{вп}}$, м	r , м	L , м	$L/b_{\text{пп}}$	$L/b_{\text{вп}}$	Доля излучин, $L/b_{\text{пп}} < 10$
I	376	8.7	43.7	61.6	171	20.8	4.0	0.07
II	538	11.6	36.5	53.6	153	16.5	4.2	0.36
III	936	10.0	34.7	52.2	130	14.5	3.7	0.17
IV	1630	15.2	46.3	67.5	186	14.4	4.1	0.40
V	1920	28.5	53.9	88.2	270	10.0	5.1	0.59

Элементарные водотоки определялись двумя методами: по космическому снимку и по топографической карте масштаба 1:100 000 (карта ГГЦ, 2000). Критерием выделения элементарного водотока по снимку являлось наличие морфологически выраженного (не распахиваемого) вреза. Критерием выделения водотока на карте являлось наличие условного знака водотока (синяя сплошная или прерывистая линия) или наличие в пределах отрицательной формы рельефа русловых прудов, т.е. – постоянного или временного водотока. Разница между порядками водотоков, выделенными разными методами, косвенно характеризует степень деградации русел малых рек в исторической перспективе, характерной для многих рек Русской равнины (Иванова и др., 1996, Панин и др., 1997).

На примере правого притока Бузулука – р. Кардаил, характеризующейся широким распространением чёток, были установлены морфометрические параметры излучин и чёток (табл. 2), оценено их изменение по мере увеличения водности реки. Для этого Кардаил был разделен на пять относительно бесприоточных участков: I – исток – р. овр. Вихляевка, II – р. овр. Вихляевка – р. Каравочки, III – р. Каравочки – р. Купава, IV – р. Купава – р. Кирхина, V – р. Кирхина – устье. Для каждого из участков определена площадь водосбора и проведен статистический анализ морфометрических параметров излучин русла и чёток.

Для определения параметров чётковидного русла использовались космические снимки, доступные в сервисах GoogleEarth и SAS.Planet. Для измерений выбирались снимки сверхвысокого (менее 1 м в пикселе) разрешения, весеннего периода, где тростник на низкой пойме отсутствует или повален, а водная растительность еще не получила развития, что позволило точнее определять границы русла.

Шаг излучин (L) р. Кардаил определялся как расстояние между точками изменения знака кривизны осевой линии русла (рис. 3, (а)). Минимальные значения радиусов кривизны в пределах каждой излучины были получены при помощи специально написанной программы в Python в ArcMap 10.8 на основе обработки средней линии русла. Ширина русла р. Кардаил определялась в створах изменения кривизны осевой линии русла в верхних и нижних крыльях излучин. Определялась ширина русла в бровках высокой поймы ($b_{\text{вп}}$), и ширина русла в пределах низкой поймы ($b_{\text{пп}}$). Помимо этого, для чётковидных русел дополнительно определялись максимальная длина (L_u) и максимальная ширина (B_u) чёток (рис. 3, (б)).

Перечисленные параметры были установлены для 142 излучин, в пределах которых отмечено 265 чёток. Верификация дешифрируемых параметров и данные о высотных отметках уровней поймы получены в результате полевых наблюдений на двух ключевых участках русел малых рек – Кардаила и его притока Купавы (Тарбееева и др., 2024).

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Закономерности распространения различных морфодинамических типов и степени зарастания русла

На исследуемых реках преобладают извилистые русла (рис. 4). Прямолинейные русла распространены в самых верховьях рек бассейна Бузулука, а также на реках Калачской возвышенности. Для верховьев рек северной части бассейна Бузулука характерно широкое распространение прудов. В нижнем течении рек развита пойменная многорукавность, которая фрагментарно встречается и в среднем течении малых рек. При этом в нижнем течении Бузулука и Кардаила пойменные протоки

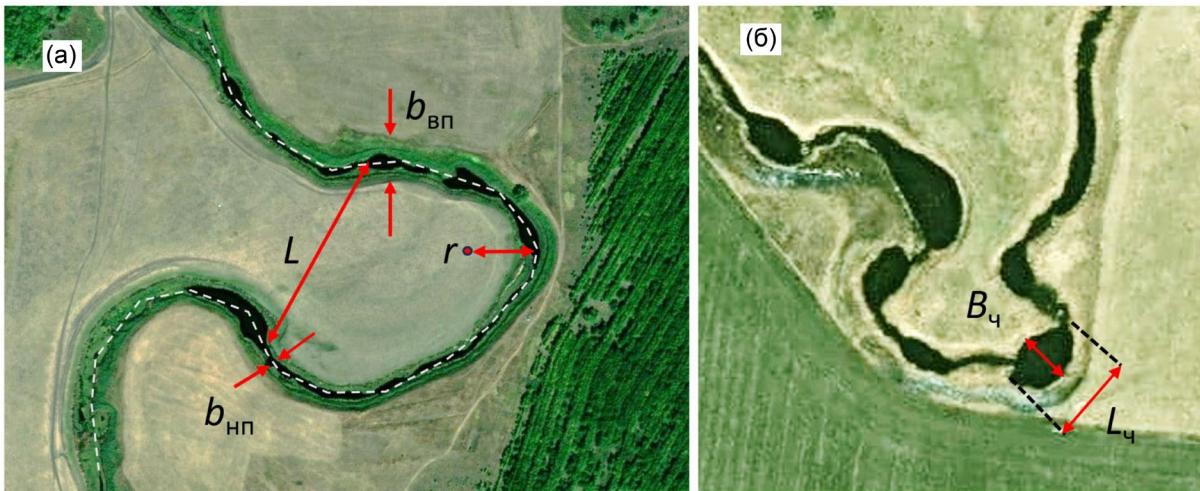


Рис. 3. Определение параметров русла р. Кардаил: (а) – излучин (ширины русла в бровках высокой поймы – $b_{\text{вп}}$, ширины русла в бровках низкой поймы – $b_{\text{нп}}$, шага излучины – L , минимальных радиусов кривизны – r); (б) – чёток (максимальных ширин чёток – B_q и максимальных длин чёток – L_q).

Fig. 3. Determination of the parameters of the Kardail River channel: (a) – parameters of the meanders (the width of the channel in the edges of the high-level floodplain – $b_{\text{вп}}$, the width of the channel in the edges of the low-level floodplain – $b_{\text{нп}}$, the half of the meander wavelength – L , the minimum radius of curvature – r); (b) – parameters of beads (the maximum widths of the bead – B_q and the maximum lengths of the bead – L_q).

(ерики) обводнены большую часть года, а выше по течению, например, на р. Кардаил выше устья р. Купавы, бывшие пойменные протоки сохранились лишь в форме слабо выраженных в рельефе стариц в пределах высокой поймы и первой террасы.

Полное зарастание русла характерно для самых верховьев рек. Вниз по течению полностью заросшие участки рек закономерно сменяются частично заросшими и незаросшими (рис. 5). Наиболее протяженные участки полностью заросших русел распространены в южной половине бассейна Бузулуга и на реках Калачской возвышенности. Участки незаросшего русла распространены в нижнем течении р. Бузулук, нижнем и некоторых участках среднего течения рек Кардаил, Карман и др. притоков Бузулуга, а также в самом верхнем течении рек, где развиты каскады прудов.

4.2. Закономерности распространения чётковидных расширений русел

Чётковидные расширения русел на исследуемых реках распространены неравномерно. В бассейне Бузулуга выделено 1044 чётки в русле и 329 в старицах и второстепенных рукавах; на р. Тишанке – 28 чёток в русле и 5 в старицах, на р. Песковатке – 43 в русле и 10 в старицах, на р. Акишевке – 10 в русле и 2 в старицах. Протяжённость русла с наличием чёток варьирует от 3 км (р. Чёрная 1) до 134 км (р. Бузулук). Максимальная доля протяжённости чётковидного русла от общей длины реки составляет 85.9%, минимальная – 7.3%, среднее значение составляет

42.9%. Плотность чёток (шт./км) изменяется от 0.8 до 5.8 при среднем значении 2.2 (табл. 3).

Основные ареалы распространения чёток сконцентрированы в северной, северо-восточной и восточной частях бассейна Бузулуга. Наибольшее количество чёток в основном русле зафиксировано на Кардаиле, Бузулуге, Мачехе (с учетом р. Свинухи) и Черной № 2. Чётковидные русла не характерны для самых верхних звеньев русловой сети и их количество уменьшается в нижнем течении Бузулуга, где они распространены преимущественно в старицах (рис. 4).

Минимальное значение площади водосбора, при которой фиксируется наличие чёток, составляет 44 км^2 (р. Купава), среднее – 185 км^2 , максимальное – 693 км^2 (р. Карман) (табл. 1). При этом максимальные площади водосборов, не затронутые формированием чёток, сконцентрированы в южной части бассейна р. Бузулук – р. Чёрная № 1, Карман и Бал. Гришина, общее количество чёток на этих реках также незначительно (11 ед. или менее), а также на реке Акишевке, для которой площадь водосбора, ограниченная верхней по течению чёткой, составляет 421 км^2 . Для участков рек, где начинается формирование чёток, были определены порядки водотоков двумя методами. Сравнение порядков рек, посчитанных по космическому снимку и топографической карте, показало, что в среднем происходит потеря четырёх порядков (при подсчёте по карте).

Нижняя граница распространения чёток в пределах неразветвленного русла р. Бузулук соответствует впадению рек Кардаил и Карман (площадь

Таблица 3. Характеристика распространения чётковидных русел по длине водотоков
Table 3. Characteristics of the distribution of beaded channels along the watercourses

№	Название водотока	Длина реки (общая), км	Длина участка между верхней и нижней чёткой, км	Доля чётковидного русла, %	Количество чёток	Плотность чёток, шт./км***
<i>Реки Хопёрско-Бузулукской равнины</i>						
1	Кардаил	156	134	85.9	265	2.0
2	Каравочка	18	8	44.4	26	3.3
3	Балка Крутенькая	13	4	30.8	23	5.8
4	Балка Гайворонка	22	7	31.8	25	3.6
5	Кирхина	47	29	61.7	79	2.7
6	Купава	51	42	82.4	96	2.3
7	Большая Завязка	57	26	45.6	64	2.5
8	Мачеха*	61	48	78.7	103	2.1
9	Бузулук**	304	133	43.8	244	1.8
10	Чёрная 1	32	3	9.4	6	2.0
11	Балка Гришина	55	4	7.3	10	2.5
12	Карман	84	10	11.9	11	1.1
13	Чёрная 2	90	66	73.3	97	1.5
14	Паника	78	25	32.1	20	0.8
15	Балка Солонка	41	16	39.0	46	2.9
<i>Реки Калачской возвышенности</i>						
16	Тишанка	73	37	50.7	28	0.8
17	Акишёвка	61	11	18.0	10	0.9
18	Песковатка	88	22	25.0	43	2.0

Примечания. * – с учётом р. Свинухи; ** – для р. Бузулук не учитывался участок разветвлённого русла (пойменная многорукавность), располагающийся ниже впадения р. Кардаил; *** – плотность чёток рассчитана для участка русла между верхней и нижней чётками.

водосбора 1600 км²). При этом локально чётковидные расширения выявлены и ниже по течению, но они приурочены к участкам разделения реки на рукава в расширениях дна долины, а также к старицам. Площадь бассейна р. Бузулук, соответствующая нижней по течению чётке в старице, составляет 9240 км². Для соседних рек Цна и Ворона площади водосбора, соответствующие нижней по течению чётке, составляют 7240 км² и 9250 км² соответственно.

Анализ диаграмм связи площадей водосбора (F) и уклонов русла (I) с для участков рек с чётками и без них (рис. 6, (а)) показывает, что чётковидные русла не встречаются при уклонах более 1.35 м/км. Такие уклоны характерны для верховьев рек бассейна Бузулука и рек Калачской возвышенности. Для чётковидных русел проведена верхняя огибающая (зеленая пунктирная линия), показывающая соотношение между уклонами и площадью водосборов, при которых наблюдается чётковидные русла. На рис. 6, (б) выполнено срав-

нение полученных результатов с аналогичными данными, полученными для одного из бассейнов криолитозоны (бассейна Фиш Крик на Аляске), где формирование чёток связывают с вытаиванием полигонально-жильных льдов.

4.3. Изменение морфометрических параметров излучин и чёток по длине р. Кардаил

Средние значения измеренных параметров излучин: ширины русла в бровках низкой поймы ($b_{нп}$), ширины русла в бровках высокой поймы ($b_{вп}$), минимального радиуса кривизны излучин (r) и шага излучин (L) в целом возрастают вниз по течению р. Кардаил, но наблюдается небольшое снижение значений к III участку (табл. 2).

Соотношение шага излучин к ширине русла в бровках низкой поймы ($L/b_{нп}$) существенно (в 2–4 раза) превышает нормальные значения для рек, равные 5–7, т.е. русло реки сильно заужено для излучин такого размера. Особенно сильно сужение русла проявляется в верхнем течении Кардаила, что выражается в уменьшении соотношения

$L/b_{\text{пп}}$ вниз по течению, где оно достигает значений, близких к нормальным (10).

В то же время соотношение шага излучин к ширине русла в бровках высокой поймы ($L/b_{\text{пп}}$) находится в пределах 3.7–5.1, что близко к нормальным соотношениям, хоть и несколько ниже их.

На каждом участке выделяются излучины с нормальным соотношением шага к ширине русла в бровках низкой поймы, условно принятое нами по значению $L/b_{\text{пп}} < 10$. Доля таких излучин возрастает вниз по течению (табл. 1). Шаг таких излучин в 1.2–2.2 раза меньше, чем излучин с $L/b_{\text{пп}} > 10$.

Величины максимальных ширин чёток B_q увеличиваются по длине реки, несколько снижаясь к III участку, а изменения длины L_q чёток не имеют четко выраженного тренда (табл. 4).

Визуальный анализ чёток позволил выявить две группы расширений, морфологически отличающихся друг от друга. Первая группа представляет собой расширения в пределах молодой формирующейся низкой поймы, зарастающей тростником; при этом расстояния между бровками высокой поймы не меняются (рис. 7, (а)). Они характерны для основного русла исследуемых рек.

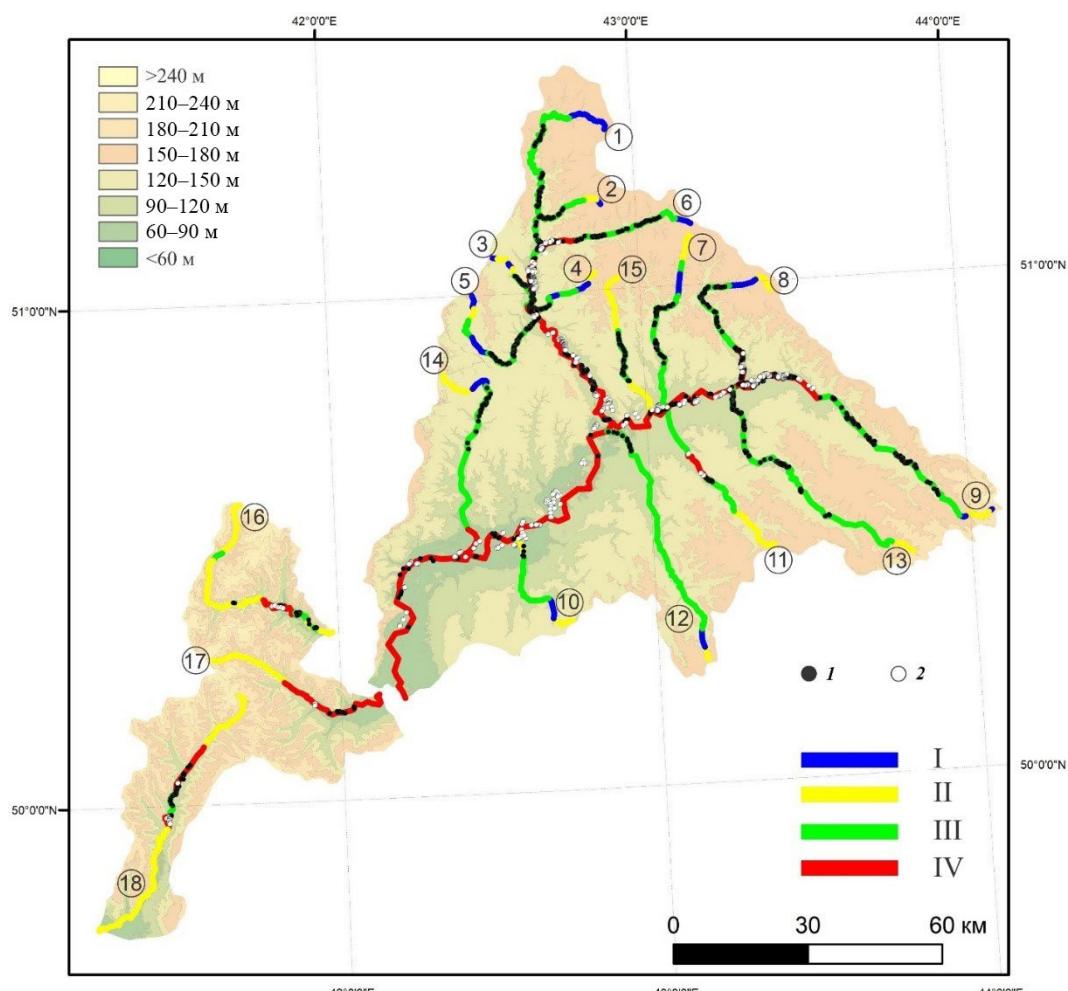


Рис. 4. Схема типов русел рек бассейна р. Бузулук – Тишанки, Акишевки и Песковатки – с распределением чётковидных русел.

1 – чётки в основном русле водотока; 2 – чётки в старицах. I – русловые пруды (каскады прудов); II – участки с преобладанием относительно прямолинейного неразветвлённого русла; III – участки с преобладанием извилистого русла; IV – участки с наличием стариц и вторичных рукавов, как в функционирующем, так и в заиливающемся состоянии (пойменная многорукавность). Номера рек приведены в соответствии с табл. 1.

Fig. 4. Channel types of the rivers in the basin of the Buzuluk basin – the Tishanka River, the Akishevka River and the Peskovatka River – with a distribution of beaded channels.

1 – beads in the main channel; 2 – beads in the oxbows. I – channel ponds (cascades of ponds); II – areas with a predominance of a relatively straight unbranched channel; III – areas with a predominance of a meandering channel; IV – areas with the presence of oxbows and secondary branches, both in functioning and silting conditions (anabranching channels). The river numbers are given in accordance with Table 1.

Таблица 4. Морфометрические характеристики чёток р. Кардаил (L_q – максимальная длина чётки, B_q – максимальная ширина чётки)

Table 4. Morphometric characteristics of the beads of the Kardail River (L_q – maximum length of the bead, B_q – maximum width of the bead)

Участок	L_q , м			B_q , м		
	Среднее	Максимальное	Минимальное	Среднее	Максимальное	Минимальное
I	105.1	290.0	17.0	31.2	54.0	15.0
II	61.0	139.0	25.0	26.4	58.0	9.0
III	66.6	154.0	20.0	25.8	57.0	9.0
IV	128.0	337.0	40.0	42.0	72.0	16.0
V	120.6	233.0	31.0	66.5	133.0	19.0

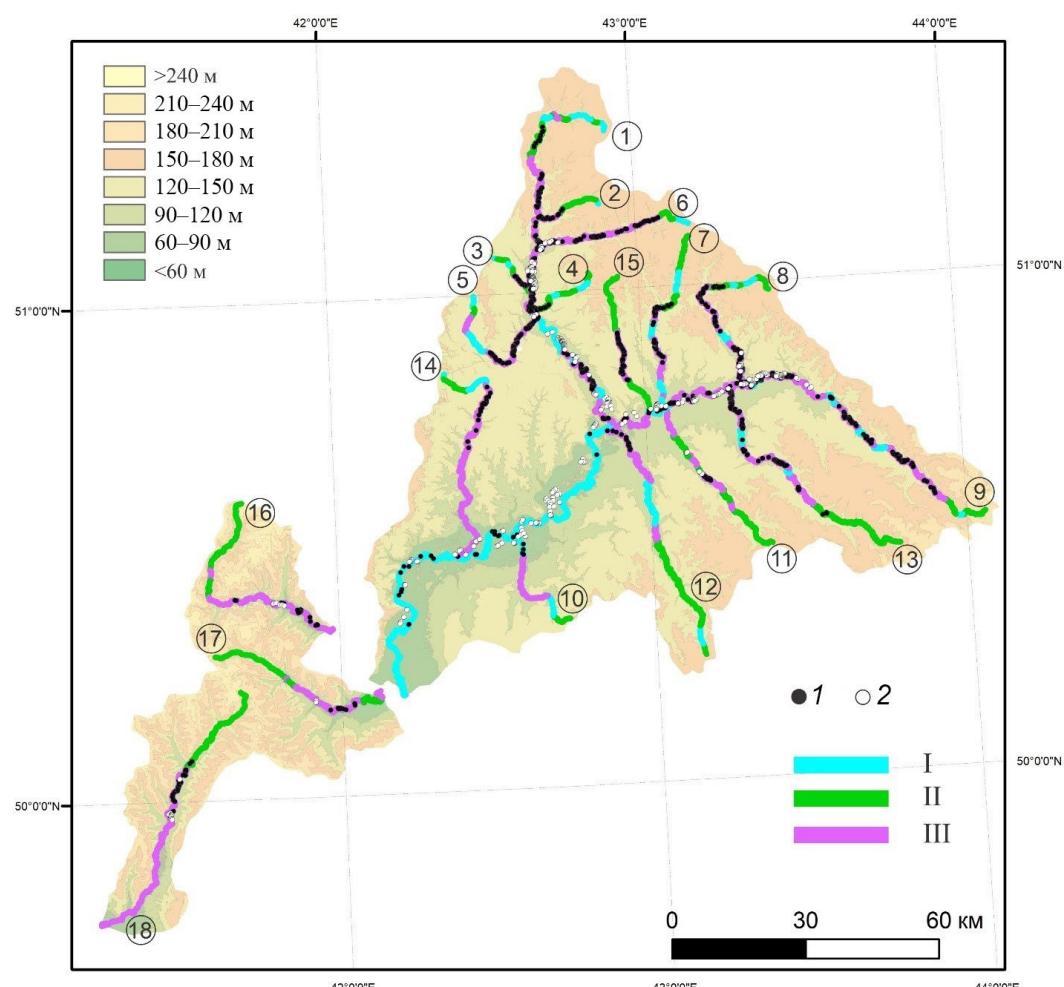


Рис. 5. Схема зарастания рек бассейна р. Бузулук – Тишанки, Акишевки и Песковатки – с распределением чётковидных русел.

1 – чётки в основном русле водотока; 2 – чётки в старицах и вторичных рукавах. I – открытое (не заросшее) русло; II – полностью заросшее русло; III – частично заросшее русло. Номера рек приведены в соответствии с табл. 1.

Fig. 5. Overgrowth of the channels of the Buzuluk basins – the Tishanka River, the Akishevka River and the Peskovatka River – with the distribution of beaded channels.

1 – beads in the main channel; 2 – beads in the oxbows and secondary branches. I – an open (not overgrown) riverbed; II – a completely overgrown riverbed; III – a partially overgrown riverbed. The river numbers are given in accordance with Table 1.

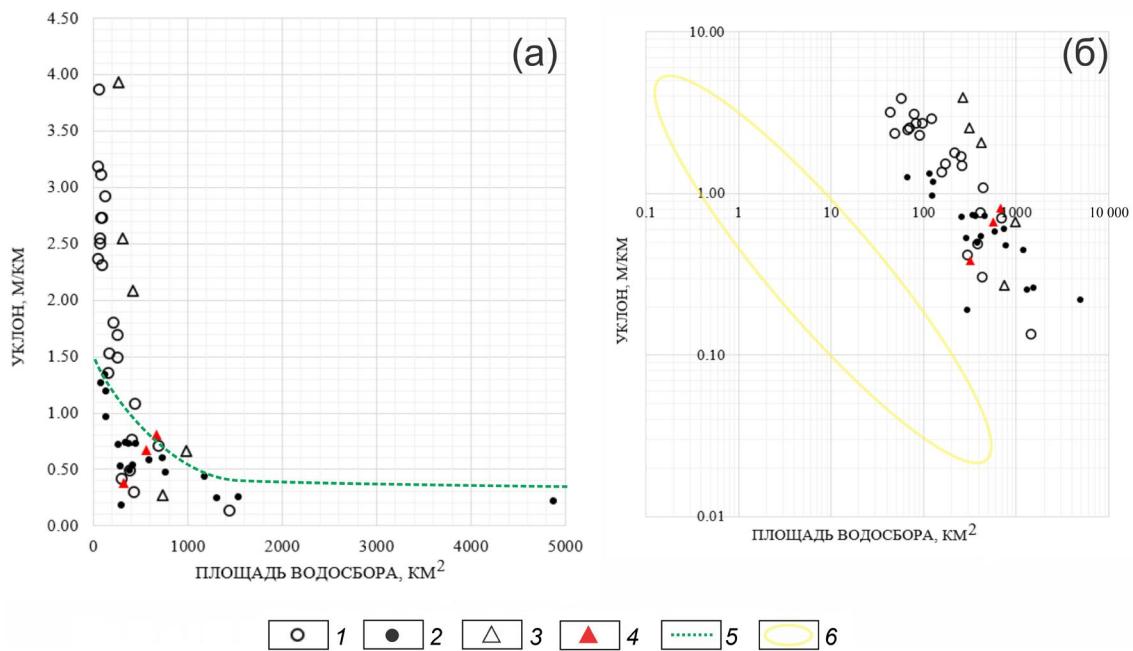


Рис. 6. Диаграммы распределения русел с чётками и без них при различных площадях водосбора и уклонах: (а) – в линейной системе координат с проведенной огибающей; (б) – в логарифмической системе координат для сравнения с реками криолитозоны.

1 – участки без чётковидных русел в пределах бассейна р. Бузулук; 2 – участки с чётковидными руслами в пределах бассейна р. Бузулук; 3 – участки без чётковидных русел в пределах бассейнов рек Тишанка, Акишёвка и Песковатка; 4 – участки с чётковидными руслами в пределах бассейнов рек Тишанка, Акишёвка и Песковатка; 5 – верхняя огибающая, ограничивающая условия распространения чёток; 6 – область, показывающая условия распространения чёток на реках Аляски (Arp at al., 2015).

Fig. 6. Diagrams of the distribution of channels with and without beads at different catchment areas and channel gradients: (a) – in a linear coordinate system with a drawn envelope; (b) – in a logarithmic coordinate system for comparison with the rivers of the cryolithozone.

1 – areas without beaded channels within the basin of the Buzuluk River; 2 – areas with beaded channels within the basin of the Buzuluk River; 3 – areas without beaded channels within the basins of the Tishanka, Akishevka and Peskovatka Rivers; 4 – areas with beaded channels within the basins of the Tishanka, Akishevka and Peskovatka rivers; 5 – is the upper envelope limiting the conditions for the distribution of beads; 6 – is the area showing the conditions for the distribution of beaded channels on the rivers of Alaska (Arp at al., 2015).

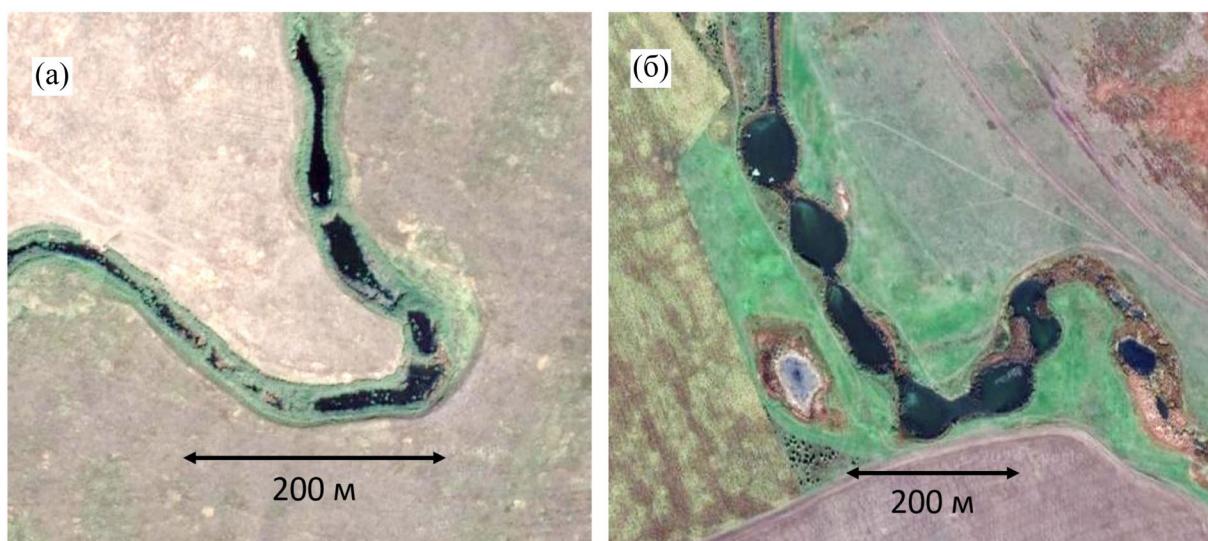


Рис. 7. Примеры чётковидных русел, относящихся к различным группам: (а) – первая группа; (б) – вторая группа.

Вторая группа чёток представляет собой локальные расширения русла, в которых увеличивается расстояние между бровками высокой (3–5 м над урезом) луговой поймы (рис. 7, (б)). Чётки второй группы преобладают в старицах и пойменных протоках, но наблюдаются и в основном русле.

Сопоставление морфометрических параметров (длина, ширина и глубина) чёток двух выделенных типов, на которых были выполнены инструментальные измерения, показало, что длина и ширина чёток второго типа примерно в 2 раза больше, чем первого, а глубины больше примерно в 1.5 раза.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно одной из гипотез, чётки являются формой деградации русла, связанной с зарастанием и заиблением русел (Чернов, 1988; Иванова и др., 1996; Чалов, 2011). Действительно, чётки свойственны руслам, не имеющим следов активной динамики (аккумулятивных форм и незадернованных берегов) в настоящее время, а также старицам и отмирающим протокам. Динамика меандрирующих русел (активные горизонтальные русловые переформирования), наблюдающаяся на средних реках территории (Вороне, Цне), и на отрезках неразветвленного русла в нижнем течении р. Бузулук, препятствует развитию чёток.

В то же время в самых верховьях рек чётки также не наблюдаются, так как там идет усиленная аккумуляция наносов, заиление русла, выражющиеся в его полном зарастании. Хопёрско-Бузулукская равнина из-за малых уклонов, низкого эрозионного потенциала осадков и наличия широких нераспахиваемых участков поймы характеризуется относительно низким смытом почв (Белоцерковский, 1983), незначительным количеством поступающих в русла бассейновых наносов и невысокими темпами заиления (Тарбеева и др., 2024). Реки Калачской возвышенности, формирующиеся в условиях больших уклонов, заилены в большей степени и характеризуются слабым распространением чёток. Наибольшее распространение чёток наблюдается на реках, которые в наименьшей степени сократили свою длину в результате деградации, что выражается в наименьшей разнице между порядками водотоков, определяемых по снимку и по карте (табл. 3).

Проведенный анализ связи площадей водосбора с уклонами русел позволил получить граничные условия современного распространения чётковидных русел. Установлено, что чётки не наблюдаются при уклонах более 1.35 м/км и при площадях водосбора более 1600 км² (в неразветвленном русле). Однако в случае разделения русла на рукава, чётковидные русла встречаются в условиях степной зоны ETP

при площадях водосбора до 9240 км² на р. Бузулук и до 9250 км² на р. Вороне; при этом на стыке Урала и Зауральского пленена в пойменных протоках р. Орь чётки наблюдаются при площадях водосбора до 18 600 км² (Тарбеева и др., 2016). Вероятно, эти условия зависят от слоя поверхностного стока. Так, в криолитозоне образование чётковидных русел также ограничено более низкими значениями площади водосбора и уклонов: на реках Северного склона Аляски чётки формируются в диапазоне от ≈0.1 м² до ≈500 км² (Arg et al., 2015) (см. рис. 6, (б)), а в засушливых условиях Центральной Якутии – при площадях водосбора до 3500 км² (Тарбеева и др., 2019). Ширина чётковидных расширений русла на старицах Кардаила достигает 133 м, тогда как в криолитозоне она как правило не превышает 40–50 м (Arg et al., 2015). Кроме того, формирование чётковидных стариц могло происходить при иных условиях водности, по сравнению с современным руслом реки.

В то же время чётки чаще всего осложняют извилистые и разветвленные русла, которые во время своего формирования (при иных условиях водности) имели весьма активную динамику.

Морфометрический анализ излучин р. Кардаил показал, что их размеры закономерно возрастают вниз по течению, что говорит о ведущей роли водности потока в их формировании. Незначительное снижение значений параметров излучин на III участке, вероятно, связано с наличием здесь реликтовой пойменной многорукавности, выраженной в виде стариц на пойме, тогда как современное русло наследует один из бывших рукавов многорукавного русла.

Излучины русла р. Кардаил являются унаследованными. Об этом свидетельствует несоответствие ширины русла шагу излучин, что можно объяснить зарастанием части русла и его превращением в низкую пойму.

Чётки, различающиеся по морфологии (выраженности в бровках молодой низкой или высокой поймы) и расположению (в современном русле и в старицах) с высокой степенью вероятности имеют различный генезис и возраст.

Первая группа чёток, имеющих меньшие размеры, связана с неравномерным сужением русла при образовании низкой поймы, обусловленным современным заиблением и зарастанием русел: зарастание тростниковой растительностью мелководного участка русла приводит к формированию небольшого подпорного озера выше по течению. При этом наличие значительного количества заросших участков за счет более высоких коэффициентов шероховатости усиливает аккумуляцию наносов на них.

Вторая группа более крупных чёток, выраженных в бровках высокой поймы, в том числе в пределах стариц, вероятно более древняя, генезис ее пока неясен (см. рис. 7, (б)). Чётки второй группы часто имеют более выраженную округлую форму, напоминающую оседание или провал, характерные для вертикальной миграции вещества, например, при суффозии (Хоменко, 2003). Наличие таких чёток на более древних аккумулятивных поверхностях не позволяет исключить и их криогенное происхождение, что можно подтвердить или опровергнуть описанием разрезов и датированием этих палеоформ.

С достоверностью можно утверждать, что карстовые процессы не оказывают влияние на возникновение чёток, так как карстующиеся породы в пределах Хопёрско-Бузулуской равнины в верхних горизонтах осадочного чехла отсутствуют, а наличие близко залегающих карстующихся пород под чётковидными руслами рек Калачской возвышенности не приводит к увеличению количества чёток в них.

В настоящее время в литературе отсутствует определение чётковидных русел. Авторами предлагается следующее определение: чётковидное русло – это специфический морфодинамический тип русла, представляющий собой последовательность локальных расширений бровок русла, имеющих естественную природу и отличающихся округлой или овальной формой. Чётковидные русла следует выделять в качестве вторичного морфодинамического типа русла, накладывающегося на основную геометрическую форму русла: прямолинейное, извилистое или разветвленное.

6. ВЫВОДЫ

Чётковидные русла – весьма распространенный тип русел малых рек: их доля достигает 80% протяженности малых степных рек.

Чётковидные русла – это вторичный морфодинамический тип русла, накладывающегося на его основную геометрическую форму: прямолинейное, извилистое или разветвленное.

Наличие и размеры чёток связаны с размерами рек. Для севера степной зоны установлены граничные условия современного распространения чётковидных русел: уклоны не более 1.35 м/км и площади водосбора от 44 до 1600 км² (в неразветвленном русле).

Чётки различаются по морфологии (выраженности в бровках молодой низкой или высокой поймы и плановым очертаниям) и расположению (в современном русле и в старицах) и, вероятно, имеют разный возраст и сформированы различными процессами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00008, <https://rscf.ru/project/23-27-00008/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоцерковский М.Ю., Докудовская О.Г., Кирюхина З.П. и др. (1983). Количественная оценка эрозионноопасных земель бассейна Дона. В сб.: *Эрозия почв и русловые процессы*. Вып. 9. С. 23–41.
- Беляев Ю.Р., Панин А.В., Бронникова М.А. и др. (2021). История формирования рельефа западной части Турано-Уюкской котловины (Тувинское нагорье) в позднем плейстоцене. *Геоморфология*. № 4. С. 15–27. <https://doi.org/10.31857/S0435428121040040>
- Величко А.А. (2002). Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография. М.: ГЕОС. 231 с.
- Голосов В.Н. (2006). Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. М.: ГЕОС. 296 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1 000 000 (третье поколение) Серия Центрально-Европейская. Лист М-38. Волгоград. Объяснительная записка. (2009). Под ред. С.И. Застрожнова. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 399 с.
- Григорьев А.А. (1927). Геоморфологический очерк Якутии. Л.: Изд-во АН СССР. 52 с.
- Губарьков А.А., Лейбман М.О. (2010). Чёткообразные русловые формы в долинах малых рек на Центральном Ямале – результат парагенеза криогенных и гидрологических процессов. *Криосфера Земли*. Т. XIV. № 1. С. 41–49.
- Иванова Н.Н., Голосов В.Н., Панин А.В. (1996). Земледельческое освоение территории и отмирание рек Европейской части России. *Геоморфология*. № 4. С. 53–60.
- Кичигин А.Н. (1992). Причины деградации русел малых рек Вологодской области. *Геоморфология*. № 1. С. 56–62.
- Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снищенко Б.Ф. (1982). Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л.: Гидрометеоиздат. 272 с.
- Лобанова Н.А. (2014). Особенности сельскохозяйственного районирования Волгоградской области. Электронный научно-образовательный журнал ВГСПУ “Границы познания”. № 4 (31). [Электронный ресурс] URL: www.grani.vspu.ru (дата обращения 30.09.2023)
- Основные гидрологические характеристики водных объектов бассейна реки Дон: научно-прикладной справочник. (2020). Под ред. В. Ю. Георгиевского. СПб.: Свое издательство. 262 с.
- Панин А.В., Иванова Н.Н., Голосов В.Н. (1997). Речная сеть и эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейне Верхнего Дона. *Водные ресурсы*. Т. 24. № 6. С. 663–671.

- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В. (2013). Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона. *Известия РАН. Серия географическая*. № 1. С. 118–129. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-118-129>
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. (2011). Основные этапы формирования пойм равнинных рек Северной Евразии. *Геоморфология*. № 3. С. 20–31. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2011-3-20-31>
- Рябуха А.Г., Поляков Д.Г. (2020). Особенности распространения, морфологическое строение и механизмы формирования чётковидных русел малых рек степной зоны Оренбургской области. *Успехи современного естествознания*. № 4. С. 146–150.
- Свод правил СП 131.13330.2020. СНиП 23-01-99* Строительная климатология. (2020). М.: Министерство строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации. <https://www.minstroyrf.gov.ru/upload/iblock/82b/SP-131.pdf>
- Тарбеева А.М., Крыленко И.В., Сурков В.В. (2016). Озеровидные расширения русел рек степной зоны и возможные причины их формирования (бассейн р. Урал в районе г. Орска). *Геоморфология*. № 1. С. 73–81. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2016-1-73-81>
- Тарбеева А.М., Крыленко И.В., Сурков В.В. и др. (2024). Современные процессы в чётковидных руслах степных рек Хопёрско-Бузулукской равнины. *Вестник МГУ. Сер. 5. География*. № 3. С. 136–149. <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.79.3.11>
- Тарбеева А.М., Лебедева Л.С., Ефремов В.С. и др. (2019). Условия и процессы формирования чётковидной формы русла малой реки криолитозоны (на примере р. Шестаковки, Центральная Якутия). *Криосфера Земли*. Т. 23. № 2. С. 38–49. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-2\(38-49\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-2(38-49))
- Тарбеева А.М., Сурков В.В. (2013). Чётковидные руслы малых рек зоны многолетней мерзлоты. *География и природные ресурсы*. № 3. С. 27–32.
- Хоменко В.П. (2003). Закономерности и прогноз супфлюзионных процессов. М.: ГЕОС. 216 с.
- Чалов Р.С. (2008). Русловедение: теория, география, практика. Т. 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ. 608 с.
- Чалов Р.С. (2011). Русловедение: теория, география, практика. Т. 2: Морфодинамика речных русел. М.: КРАСАНД. 960 с.
- Чалов Р.С., Алабян А.М., Иванов В.В. и др. (1998). Морфодинамика русел равнинных рек. М.: ГЕОС. 288 с.
- Чалов Р.С., Ботавин Д.В., Варёнов А.Л. и др. (2018). Формирование русел малых рек Приволжской возвышенности в условиях многовекового сельскохозяйственного освоения. *География и природные ресурсы*. Вып. 3. С. 86–94. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-3\(86-94\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-3(86-94))
- Чернов А.В. (1988). Современное развитие малых рек центральных районов Европейской части СССР. В сб.: *Малые реки Центра Русской равнины, их использование и охрана*. М.: МО ГО СССР. С. 17–25.
- Шайдеггер А.Е. (1964). Теоретическая геоморфология. М.: Прогресс. 450 с.
- Arp C.D., Whitman M., Jones B. et al. (2015). Distribution and biophysical processes of beaded streams in Arctic permafrost landscapes. *Biogeosciences*. V. 12. Iss. 1. P. 29–47. <https://doi.org/10.5194/bg-12-29-2015>
- Hopkins, D.M., Karlstrom, T.N.V., Black, R.F. et al. (1955). Permafrost and ground water in Alaska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 264 F. Washington, USA. 146 p.
- Leopold L.B., Wolman M.G. (1957). River channel patterns – braided, meandering and straight. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 282-B. Washington, USA. 85 p.
- Mould S., Fryirs K. (2017). The Holocene evolution and geomorphology of a chain of ponds, southeast Australia: Establishing a physical template for river management. *Catena*. V. 149. Part 1. P. 349–362. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.10.012>
- Rosgen D.L. (1994). A classification of natural rivers. *Catena*. V. 22. Iss. 3. P. 169–199. [http://dx.doi.org/10.1016/0341-8162\(94\)90001-9](http://dx.doi.org/10.1016/0341-8162(94)90001-9)
- Williams R.T., Fryirs K.A. (2020). The morphology and geomorphic evolution of a large chain-of-ponds river system. *Earth Surf. Process. Landforms*. V. 45. Iss. 8. P. 1732–1748. <https://doi.org/10.1002/esp.4842>

DISTRIBUTION AND MORPHOMETRIC CHARACTERISTICS OF BEADED CHANNELS IN THE NORTHERN PART OF THE STEPPE ZONE OF THE RUSSIAN PLAIN¹

A. A. Kamyshev^{a, #}, A. A. Kyrakova^{a, ##}, and A. M. Tarbeeva^{a, ###}

^a Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

[#] E-mail: arsenii.kamyshev@yandex.ru

^{##} E-mail: a.a.kurakova@mail.ru

^{###} E-mail: amtarbeeva@yandex.ru

Beads – are rounded natural river channel extensions. The channels in which these extensions follow each other for a considerable length of the river are called “beaded channels” or “chain-of-ponds”. They are a specific insufficiently studied morphodynamic type of small river channels widespread in the cryolithozone and in the steppe. The origin of such channels in permafrost is considered to be erosion-thermokarst. But

the mechanisms of channel widening in the steppe are still debated. Even in adjacent territories they are explained by different reasons: cryogenic relics of the late Neopleistocene, irregular siltation and other processes. In this paper, the frequency of occurrence of beaded-shaped channels in the northern regions of the steppe zone of the European part of Russia was assessed. Their distribution in small rivers of the Khoper-Buzuluk Plain and Kalachskaya Upland was analyzed. Morphometric analysis of channel parameters was carried out on one of the typical small rivers, the Kardail. It was found that beaded channels are characteristic of steppe rivers with catchment areas from 44 km² to 9000 km² and with the range of gradients from 0.26 m/km to 1.35 m/km. With catchment areas greater than 1600 km², beads are only observed in channel branches and cutoffs. In the unbranched rivers the beads are most often observed within meanders that have a ratio of half of wavelength to channel width greater than 10 and no evidence of active channel dynamics on the banks. The length of a beaded type channel can reach 80% of entire length of the river. Two types of beads have been identified, differing in size, location in the channel, and expression within the high-level or low-level floodplain berms. The beads expressed only in the edges of the low-level floodplain are probably associated with uneven overgrowing of the degrading channel and the formation of a young floodplain, while beads expressed in the edges of high-level floodplain are most likely formed by external factors, such as cryogenic or suffusion.

Keywords: lake-like channel extensions, chain of ponds, small rivers, channel degradation, Khoper-Buzuluk Plain

ACKNOWLEDGMENTS

The work was supported by Russian Science Foundation, project № 23-27-00008, <https://rscf.ru/en/project/23-27-00008/>

REFERENCE

- Arp C.D., Whitman M., Jones B. et al. (2015). Distribution and biophysical processes of beaded streams in Arctic permafrost landscapes. *Biogeosciences*. V. 12. Iss. 1. P. 29–47. <https://doi.org/10.5194/bg-12-29-2015>
- Belotserkovskii M.Yu., Dokudovskaya O.G., Kiryukhina Z.P. et al. (1983). Quantitative assessment of erosion-prone lands of the Don basin. In: *Erozija pochv i ruslovye protsessy*. Iss. 9. P. 23–41. (in Russ.)
- Belyaev Yu.R., Panin A.V., Bronnikova M.A. et al. (2021). Development of the western part of the Turan-Uyuk basin (Tuva highland) in the late quaternary. *Geomorphologiya*. № 4. P. 15–27. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0435428121040040>
- Chalov R.S. Alabyan A.M., Ivanov V.V. et al. (1998). *Morfodinamika rusel ravninnykh rek* (Morphodynamics of lowland river channels). Moscow: GEOS (Publ.). 288 p.
- Chalov R.S., Botavin D.V., Varyonov A.L. et al. (2018). Formation of small river channels of the Volga upland in conditions of centuries-long agricultural development. *Geografiya i prirodnye resursy*. № 3. P. 86–94. (in Russ.) [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-3\(86-94](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-3(86-94)
- Chalov R.S. (2008). *Ruslovedenie: teoria, geografia, praktika*. T. 1: *Ruslovye protsessy: faktory, mekhanizmy, formy proyavleniya i usloviya formirovaniya rechnykh rusel* (River channel science: theory, geography, practice. V. 1: Riverbed processes, mechanism, forms of manifestations and conditions of formations of riverbeds). Moscow: LKI (Publ.). 608 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. (2011). *Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika*. T. 2: *Morfodinamika rechnykh rusel*. Riverbed science: theory, geography, practice. V. 2. Morphodynamics of river channels. Moscow: KLASAND (Publ.). 960 p. (in Russ.)
- Chernov A.V. (1988). Modern development of small rivers of the central regions of the European part of the USSR. In: *Malye reki Centra Russkoi ravniny, ikh ispol'zovanie i okhrana*. Moscow: MO GOS SSSR (Publ.). P. 17–25. (in Russ.)
- Georgievsky Y.Y. (Ed.). (2020). *Basic hydrological characteristics of water bodies of the Don River basin: scientific and applied reference book*. St. Petersburg: Svoye (Publ.), P. 262. (in Russ.)
- Golosov V.N. (2006). *Erozionno-akkumulyativnye protsessy v rechnykh basseinakh osvoennykh ravnin* (Erosion and deposition processes in the river basins of cultivated plains). Moscow: GEOS (Publ.). 296 p. (in Russ.)
- Grigoriev A.A. (1927). *Geomorfologicheskii ocherk Yakutii* (Geomorphologic sketch of Yakutia). Leningrad. AN SSSR (Publ.). 52 p. (in Russ.)
- Gubarkov A.A., Leibman M.O. (2010). Bead-shaped channel forms as evidence of paragenesis of cryogenic and hydrological processes in the small-river valleys of Central Yamal. *Earth's Cryosphere*. V. XIV. № 1. P. 41–49.
- Hopkins D.M., Karlstrom T.N.V., Black R.F. et al. (1955). Permafrost and ground water in Alaska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 264 F. Washington, USA. 146 p.
- Ivanova N.N., Golosov V.N., Panin A.V. (1996). Agricultural cultivation of land and small rivers degradation in European Russia. *Geomorfologiya*. № 4. P. 53–60. (in Russ.)
- Khomenko V. P. (2003). *Zakonomernosti i prognoz suffuzionnykh protsessov* (Regularities and forecasting of suffusion). Moscow: GEOS (Publ.). 216 p.
- Kichigin A.N. (1992). Causes of degradation of the channels of small rivers of the Vologda region. *Geomorfologiya*. № 1. P. 56–62. (in Russ.)

¹For citation: Kamyshev A.A., Kyrakova A.A., Tarbeeva A.M. (2024). Distribution and morphometric characteristics of beaded channels in the northern part of the steppe zone of the Russian Plain. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 129–143. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924040089>; <https://elibrary.ru/FGBFIS>

- Kondratyev N.E., Popov I.V., Snishchenko B.F. (1982). *Osnovy gidromorfologicheskoi teorii ruslovoogo protsessa* (Fundamentals of hydromorphological theory of channel process). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.). 272 p. (in Russ.)
- Leopold L.B., Wolman M.G. (1957). River channel patterns – braided, meandering and straight. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 282-B. 85 p.
- Lobanova N.A. (2014). Peculiarities of agricultural zoning of the Volgograd region. *Elektronnyi nauchno-obrazovatel'nyi zhurnal VGSPU "Grani poznaniya"*. № 4(31). [Electronic data]. Access way: www.grani.vspu.ru (access date 30.09.2023)
- Mould S., Fryirs K. (2017). The Holocene evolution and geomorphology of a chain of ponds, southeast Australia: Establishing a physical template for river management. *Catena*. V. 149. Part 1. P. 349–362. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.10.012>
- Panin A.V., Sidorchuk A.Y., Vlasov M.V. (2013). High late Valdai (vistulian) runoff in the Don River basin. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya geograficheskaya*. № 1. P. 118–129. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-118-129>
- Panin A.V., Sidorchuk A.Y., Chernov A.V. (2011). The main stages of the flood-plain formation in northern Eurasia. *Geomorphologiya*. № 3. P. 20–31. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2011-3-20-31>
- Panin A.V., Ivanova N.N., Golosov V.N. (1997). The River Network and the Processes of Erosion and Accumulation in the Upper Don Basin. *Water resources*. V. 24. № 6. P. 609–617.
- Rosgen D.L. (1994). A classification of natural rivers. *Catena*. V. 22. Iss. 3. P. 169–199. [http://dx.doi.org/10.1016/0341-8162\(94\)90001-9](http://dx.doi.org/10.1016/0341-8162(94)90001-9)
- Ryabukha A.G., Polyakov D.G. (2020). Distribution, morphological structure and mechanisms of formation of bead-shaped channels of small rivers in the steppe zone of the Orenburg region. *Uspekhi sovremennoego estestvoznaniya*. № 4. P. 146–150. (in Russ.)
- Shaydegger A.E. (1964). *Teoreticheskaya geomorfologiya* (Theoretical Geomorphology). Moscow: Progress (Publ.). 450 p. (in Russ.)
- Svod pravil SP 131.13330.2020. SNiP 23-01-99* Stroitel'naya klimatologiya (Code of Regulations 131.13330.2020
- Building climatology). (2020). Moscow: Ministerstvo stroitel'stva i zhilishchno-kommunal'nogo khozyaistva Rossiiskoi Federatsii (Publ). (in Russ.). <https://www.minstroyrf.gov.ru/upload/iblock/82b/SP-131.pdf>
- Tarbeeva A.M., Krylenko I.V., Surkov V.V., Mikhailova N.M. (2024). Modern processes in the beaded channels of steppe rivers of the Khoper-Buzuluk plain. *Lomonosov geography journal*. № 3. P. 135–148. (in Russ.). <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.79.3.11>
- Tarbeeva A.M., Lebedeva L.S., Efremov V.S. et al. (2019). Conditions and processes of formation of a beaded channel of a small river in permafrost, Shestakovka River, central Yakutia *Earth's Cryosphere*. V. XXIII. № 2. P. 33–43. [https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-2\(33-43](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-2(33-43)
- Tarbeeva A.M., Surkov V.V. (2013). Beaded channels of small rivers of the permafrost zone. *Geography and Natural Resources*. V. 34. P. 216–220. <https://doi.org/10.1134/S1875372813030049>
- Tarbeyeva A.M., Krylenko I.V., Surkov V.V. (2016). Lake-like extensions of the riverbeds in the steppe zone and possible causes of their formation (on the example of the Ural River Basin near city of Orsk). *Geomorfologiya*. № 1. P. 73–81. (in Russ.). <http://dx.doi.org/10.15356/0435-4281-2016-1-73-81>
- Velichko A.A. (2002). Dynamics of landscape components and internal marine basins of Northern Eurasia over the last 130,000 years. *Atlas-monograph*. Moscow: GEOS (Publ.). 231 p. (in Russ.)
- Williams R.T., Fryirs K.A. (2020). The morphology and geomorphic evolution of a large chain-of-ponds river system. *Earth Surf. Process. Landforms*. V. 45. Iss. 8. P. 1732–1748. <https://doi.org/10.1002/esp.4842>
- Zastrozhnov S.I. (Ed.). (2009). *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii 1:1 000 000* (tret'e pokolenie). Seriya Tsentral'no-Europeiskaya. List M-38. Volgograd. Ob'yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of the Russian Federation 1:1 000 000 (third generation), Central European Series, Sheet M-38, Volgograd, Explanatory note). St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 399 p. (in Russ.)

НИВАЛЬНО-КОРРОЗИОННЫЕ КОЛОДЦЫ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ (ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ)[#]

© 2024 г. А. И. Смирнов^{1,*}

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

* E-mail: smalil@mail.ru

Поступила в редакцию 21.04.2024 г.

После доработки 10.07.2024 г.

Принята к публикации 25.09.2024 г.

Установлено, что в регионе распространены два основных генетических типа карстовых колодцев: гравитационные и нивально-коррозионные. Первые представляют собой широко распространенные провалы, вторые – редко встречающиеся отрицательные формы рельефа, образованные талыми снеговыми водами, которые сформированы в гипсах кунгурского яруса приуральского отдела пермской системы в условиях открытого карста. Максимальное распространение нивально-коррозионных колодцев зафиксировано на двух участках: Аургазинском – на Прибельской пологоволнистой равнине и Селеукском – в западных холмисто-увалистых предгорьях Южного Урала. На этих участках такие колодцы образуют карстовые поля, где плотность в пересчете на 1 км² достигает 5 тыс. шт. Это самая высокая плотность поверхностных карстопроявлений в Южном Предуралье. На остальной территории региона нивально-коррозионные колодцы распространены одиночно. Характерны однообразная морфология и морфометрия этих колодцев, и их приуроченность к определенным элементам рельефа – в придолинных частях междуречий, резко сочленяющихся с обрывистыми склонами. При общей условно цилиндрической форме средний поперечник колодцев составляет 5 м, а глубина – 10 м. Определяющим фактором их образования являются сходные геолого-геоморфологические условия – одинаковый литотип карстующихся гипсов, обнажающихся на ровных или слабонаклонных участках. Приведен предполагаемый механизм формирования колодцев, обусловленный, деятельностью метеорных (преимущественно снеговых) вод.

Ключевые слова: равнинное Предуралье, западные предгорья Южного Урала, гипсы кунгурского яруса, агрессивность метеорных вод

DOI: 10.31857/S2949178924040095, **EDN:** FFRTOQ

1. ВВЕДЕНИЕ

Южное Предуралье охватывает западную часть Республики Башкортостан (РБ) и примыкающие к ней окраинные территории соседних субъектов Российской Федерации. Здесь развит классический сульфатный карст и широко распространены разнообразные формы его проявления, в том числе карстовые колодцы с отвесными бортами, у которых глубина превышает их входной поперечник. По ведущему экзогенному процессу, определяющему механизм их возникновения, они подразделяются на карстово-гравитационные и нивально-коррозионные (Тимофеев и др., 1991).

Карстово-гравитационные колодцы в Южном Предуралье распространены достаточно широко. Они представляют собой отрицательные формы

рельефа, возникающие в результате обрушения сводов пустот и по сути своей являются провалами, обычно с крутонаклонными или отвесными бортами. Наиболее часто они встречаются в условиях закрытого и перекрытого типов карста (Смирнов, 2020), где карстующиеся породы залегают соответственно под терригенно-карбонатными уфимскими – русский тип карста (рис. 1), и аллювиальными четвертичными – камский тип карста (рис. 2) отложениями. Иногда провалы в условиях открытого карста служат входом в пещеру, и в этом случае они являются переходной от поверхностной к подземной форме карста (Соколов, 1962) (рис. 3).

Нивально-коррозионные колодцы на рассматриваемой территории представляют собой весьма своеобразные, редко встречающиеся и слабо изученные в Южном Предуралье карстовые формы рельефа. У них, как и у карстово-гравитационных колодцев, отвесные стенки и глубина, превышающая поперечник, но главным признаком этого типа колодцев является отсутствие под ними карстовых пустот, вмещающих обрушившиеся поро-

[#] Ссылка для цитирования: Смирнов А.И. (2024). Нивально-коррозионные колодцы Южного Предуралья (особенности распространения и формирования). Геоморфология и палеогеография. Т. 55. № 4. С. 144–156. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040095>; <https://elibrary.ru/FFRTOQ>

ды, и нередко – наличие коррозионных желобов на бортах.

Целью исследования является морфологическая и морфометрическая характеристика нивально-коррозионных колодцев, установление закономерностей их распространения и формирования.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исходными материалами послужили производственные отчеты по изучению экзогенных процессов на территории РБ (Смирнов, Ткачев, 1986, Смирнов и др., 1989, Смирнов, 1994). Сведения,

содержащиеся в этих отчетах, были дополнены автором данными дешифрирования космоснимков и полевыми исследованиями 2021–2023 гг., в результате которых определены территории распространения карстовых колодцев и выявлены участки развития колодцев не провального происхождения. При полевых исследованиях полуинструментально фиксировались морфометрические параметры колодцев и их приуроченность к элементам рельефа, описывались литологические типы карстующихся гипсов в бортах колодцев и на склонах долин-дрен. По результатам исследований



Рис. 1. Карстовый провал в 0.9 км северо-западнее д. Кигазытамаково (Мишкинский район РБ). Закрытый тип карста. Дата образования 03.05.2023. Фото ГУ МЧС по РБ.

Fig. 1. Karst dip 0.9 km north-west of Kigazytamakovo village (Mishkinsky district of the Republic of Bashkortostan). A closed type of karst. Date of formation: 03 May 2023. Photo of the Main Directorate of the Emergencies Ministry for the Republic of Bashkortostan.



Рис. 2. Карстовый провал в 0.17 км юго-восточнее д. Новоминзитарово (Благовещенский район РБ). Пerekрытый тип карста. Дата образования 26.10.2023. Фото А.А. Хайруллиной.

Fig. 2. Karst dip 0.17 km south-east of Novominzitarovo village (Blagoveshchensky district of the Republic of Bashkortostan). An overlapped type of karst. Date of formation: 26 October 2023. Photo by A.A. Khayrullina.



Рис. 3. Ахмеровский провал в 0.8 км северо-восточнее д. Ахмерово (Аургазинский район РБ). В южном борту провала – вход в гипсовую пещеру Вертолетная с общей протяженностью ходов 1872 м (Соколов, 2024 г.). Фото В.Л. Машина.

Fig. 3. Akhmerovsky dip 0.8 km north-east of Akhmerovo village (Aurgazinsky district of the Republic of Bashkortostan). In the southern side of the dip there is an entrance to the gypsum cave Vertoletnaya with a total length of 1872 m of passages (Sokolov, 2024). Photo by V.L. Mashin.



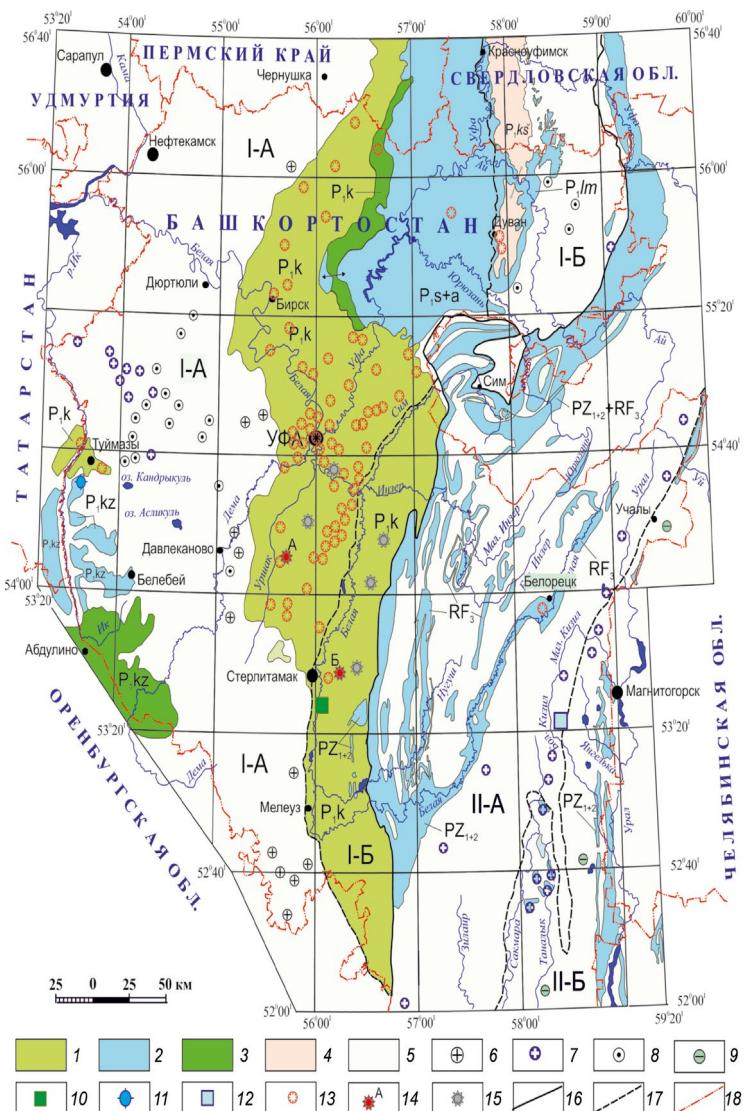


Рис. 4. Типы карста Южного Урала и Предуралья по (Смирнов, 2023).

Карстовая страна Восточно-Европейской равнины (I): I-А – равнинный карст в горизонтально и пологозалегающих породах Предуралья; I-Б – равнинный и предгорный карст Предуралья в пологозалегающих и слабо дислоцированных породах. Уральская карстовая страна (II): II-А – горный и предгорный карст в сильно дислоцированных образованиях Урала; II-Б – равнинный карст в складчато-глыбовых отложениях Зауралья. Типы карста по составу карстующихся пород: 1 – сульфатный, 2 – карбонатный, 3 – сульфатно-карбонатный, 4 – кластокарст, 5 – территории с отсутствием карстопроявлений. Локальные проявления традиционных типов карста: 6 – сульфатного, 7 – карбонатного, 8 – кластокарста. Проявления нетрадиционных типов карста: 9 – сульфидного, 10 – соляного, 11 – известковых туфов, 12 – в мраморах, 13 – карстовые провалы современные с фиксированным временем образования. Нивально-коррозионные колодцы: 14 – участки с площадным распространением колодцев (карстовых полей): А – Аургазинский, Б – Селеукский; 15 – локальное (одиночное) распространение колодцев. Границы: 16 – карстовых стран, 17 – типов карста по характеру рельефа и условиям залегания пород, 18 – субъектов РФ.

Fig. 4. Karst types of the Southern Urals and Cis-Urals by (Smirnov, 2023).

Karst country of the East European Plain (I): I-A – plain karst in horizontally and hollowly bedded rocks of the western piedmont of the Ural Mountains; I-B – plain and foothill karst of the western piedmont of the Ural Mountains in hollowly bedded and weakly dislocated rocks. Ural karst country (II): II-A – mountainous and foothill karst in strongly dislocated formations of the Urals; II-B – plain karst in folded clastic deposits of the Trans-Urals.

Types of karsts by the composition of karst rocks: 1 – sulfate, 2 – carbonate, 3 – sulfate-carbonate, 4 – clastokarst, 5 – territories with no karst occurrences. Local manifestations of traditional types of karsts: 6 – sulfate karst, 7 – carbonate karst, 8 – clastokarst. Manifestations of non-traditional types of karsts: 9 – sulfide, 10 – salt, 11 – calcareous tuff, 12 – in marbles, 13 – contemporary karst dips with fixed time of formation. Nival-corrosive wells: 14 – areas with area distribution of wells (karst fields): А – Aurgazinsky, Б – Seleuksky; 15 – local (single) distribution of wells. Borders: 16 – karst countries, 17 – karst types by the character of relief and conditions of rock occurrence, 18 – subjects of the Russian Federation.

по ранее апробированной методике карстологической съемки (Смирнов, 2018) были составлены карты карста участков площадного распространения нивально-коррозионных колодцев, на основе которых установлены особенности распространения карстовых форм.

Ранее автором уже публиковались сведения о карстовых колодцах Южного Предуралья (Смирнов, 2014; Смирнов, Соколов, 2021), но сводные

данные о них и предполагаемый механизм образования нивально-коррозионных колодцев приводятся впервые.

Следует особо отметить, что большую помощь при обследовании колодцев оказал главный специалист ОАО “Институт Гипростроймост” В.Л. Машин, которым по рекомендациям и просьбе автора осуществлена съемка исследуемых объектов квадрокоптером “Геоскан”.

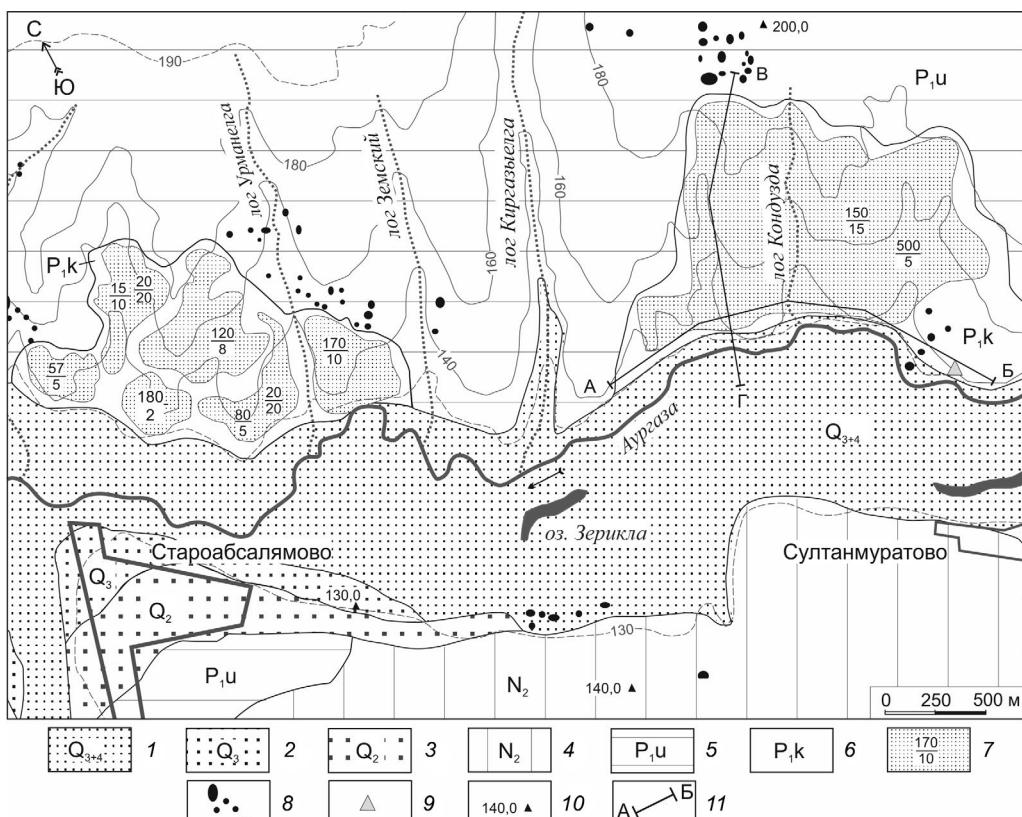


Рис. 5. Карта карста Аургазинского участка по (Смирнов, 2014).

Типы сульфатного карста по степени перекрытия карстующихся гипсов некарстующимися породами: 1 – поймы и первой нпт (голоцен и верхний плейстоцен), 2 – второй нпт (верхний и средний плейстоцен), 3 – третьей нпт (средний плейстоцен); 4 – покрытый в условиях залегания гипсов под суглинисто-глинистыми плиоценовыми отложениями, 5 – закрытый (русский) в условиях залегания гипсов под терригенно-карбонатными уфимскими породами, 6 – открытый (голый или средиземноморский) карст с участками прикрытого в условиях выхода гипсов кунгурского яруса на поверхность или прикрытия их маломощным (не более 3 м) чехлом элювиально-делювиальных четвертичных отложений. Поверхностные проявления карста: 7 – карстовое поле (количество воронок и колодцев на карстовом поле (числитель) и их средний диаметр (знаменатель)), 8 – отдельные карстовые воронки; 9 – родник; 10 – отметки abs. высот, м; 11 – линии профилей.

Fig. 5. Karst map of the Aurgazinsky area by (Smirnov, 2023).

Types of sulfate karst according to the degree of overlap of karsted gypsum with non-karsted rocks: overlapped (suballuvial or Kama) in the bottom of the Aurgazy river valley within the limits of: 1 – floodplain and first supra-floodplain terrace (Holocene and Upper Pleistocene), 2 – second supra-floodplain terrace (Upper and Middle Pleistocene), 3 – third supra-floodplain terrace (Middle Pleistocene); 4 – covered in conditions of gypsum occurrence under loamy-clayey Pliocene sediments, 5 – enclosed (Russian) in conditions of gypsum occurrence under terrigenous-carbonate Ufa rocks, 6 – open (bare or Mediterranean) karst with areas of covered karst in the conditions of gypsums of the Kungurian stage reaching the surface or covered by a low thickness (not more than 3 m) cover of eluvial-deluvial Quaternary sediments. Surface manifestations of karst: 7 – karst field, fraction: number of sinkholes and wells in the karst field (numerator) and their average diameter (denominator), 8 – individual karst sinkholes; 9 – spring; 10 – absolute height marks, m; 11 – traverse line.

3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Южное Предуралье находится на восточной окраине Восточно-Европейской (Русской) равнины, где выделяются ряд плато (Уфимское и Белокатайское), возвышенностей (Бугульмино-Белебеевская и Общий Сырт) и равнин (Прибельская и Приайская), а также предгорья Южного Урала (Смирнов, 2005).

Климат района континентальный с холодной зимой и жарким летом. Среднегодовая температура воздуха $+2.4^{\circ}\text{C}$. Период со среднесуточной температурой воздуха выше 0°C составляет около 6.5 мес. (обычно с первой половины апреля до

третьей декады октября). Снежный покров держится в течение 5 мес., устойчивым он становится в середине ноября, а разрушается в середине апреля. Глубина промерзания грунта колеблется от 0.5 до 1.3 м и находится в обратной зависимости от высоты снежного покрова (Смирнов, Соколов, 2022).

Среднегодовое количество атмосферных осадков в Южном Предуралье составляет 500–600 мм. По химическому составу они гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и магниево-кальциевые с общей минерализацией около 30 мг/дм^3 (Черняева и др., 1978). По отношению к гипсу дефицит их насыщения, рассчитанный по методике В.П. Зверева (1967), достигает 2.5 г/дм^3 .

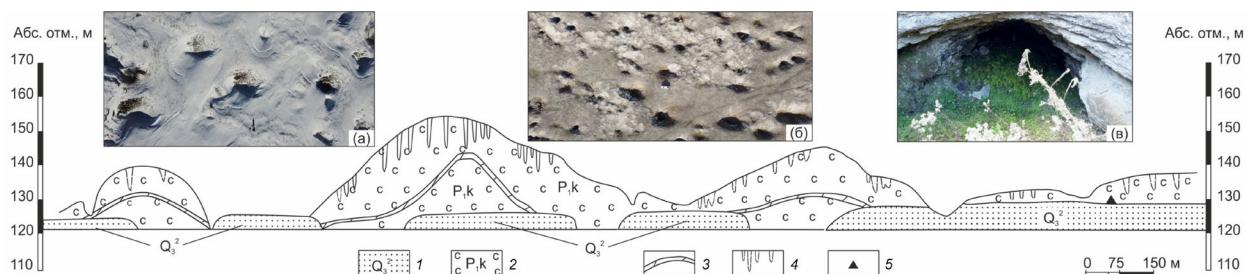


Рис. 6. Продольный профиль правого склона долины р. Аургазы по линии А–Б (рис. 5). Фото В.Л. Машина. (а) – карстовое поле колодцев в начале зимы (ноябрь 2021 г.) напротив д. Староабсолюмово; (б) – карстовое поле колодцев поздней осенью (октябрь 2021 г.) напротив д. Султанмуратово; (в) – нивально-коррозионный колодец напротив д. Султанмуратово.

1 – аллювий первой надпойменной террасы (суглинки, супеси, пески); 2 – кунгурский ярус (гипсы); 3 – прослой мергелей; 4 – колодцы; 5 – родник.

Fig. 6. Longitudinal section of the right slope of the Augazzy river valley along the A–B line in fig. 5. Photo by V.L. Mashin.

(а) – karst field of wells in early winter (November 2021) opposite the village of Staroabsolyamovo; (б) – karst field of wells in late fall (October 2021) opposite Sultanmuratovo village; (в) – nival-corrosive well opposite Sultanmuratovo village. 1 – alluvium of the first supra-floodplain terrace (loams, sandy loams, sands); 2 – Kungurian stage (gypsums); 3 – marl interlayers; 4 – wells; 5 – spring.

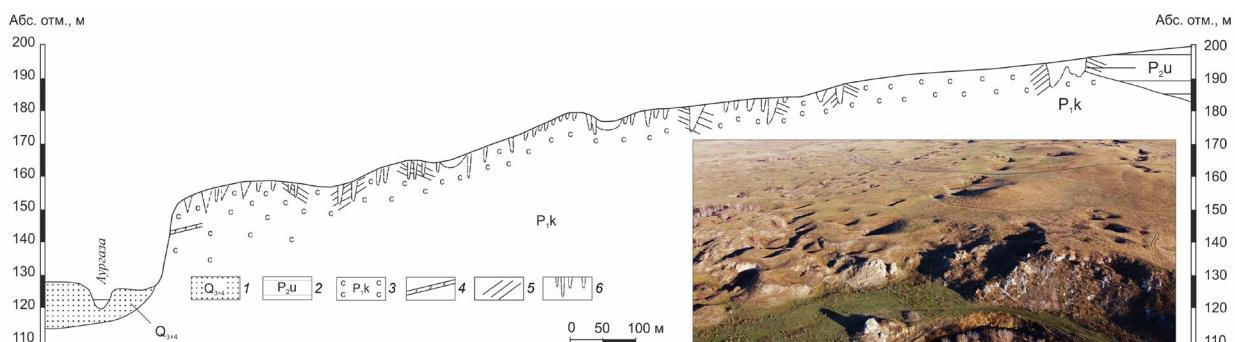


Рис. 7. Поперечный профиль правого склона долины р. Аургазы по линии В–Г (рис. 5). Фото В.Л. Машина. 1 – аллювий первой надпойменной террасы (суглинки, супеси, пески); 2 – уфимский ярус (тонкое переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, известняков, мергелей); 3 – кунгурский ярус (гипсы); 4 – прослой мергеля (маркирующий горизонт); 5 – залегание пород; 6 – колодцы.

Fig. 7. Transverse section of the right slope of the Augazzy river valley along the B–G line in fig. 5. Photo by V.L. Mashin.

1 – alluvium of the first supra-flood terrace (loams, sandy loams, sands); 2 – Ufa Stage (thin interlacing of mudstones, siltstones, sandstones, limestones, marls); 3 – Kungur Stage (gypsums); 4 – marl interlayer (marking horizon); 5 – bedding of rocks; 6 – wells.

В тектоническом отношении рассматриваемый регион относится соответственно к юго-восточной окраине Восточно-Европейской (Русской) платформы и граничащей с ней с востока, Бельской депрессии Предуральского прогиба. До глубины, при которой карст может проявляться на поверхности (обычно до 100 м), принимают участие осадочные отложения нижней перми, неогена (ограниченно) и плейстоцена.

Главной особенностью истории развития рельефа рассматриваемого региона является длительный (с раннего миоцена и до настоящего времени) преимущественно континентальный режим. При этом миоцен был временем максимальной плененизации. Четвертичный период характеризуется прерывистыми поднятиями и в это время Южное Предуралье не подвергалось оледенению (Рождественский, 1971).

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В Южном Предуралье колодцы карстово-гравитационного генезиса распространены почти повсеместно в районах развития сульфатного карста, в любых условиях перекрытия гипсов некарстующимися отложениями (Смирнов, 2020). Нивально-коррозионные колодцы встречены на Прибельской равнине и в западных предгорьях Южного Урала в районах развития открытого карста. Больше всего их на в долине р. Аургазы (Аургазинский участок) (Смирнов, 2014) и в

долине р. Селеук (Селеукский участок), где они образуют карстовые поля – скопления поверхностных карстопроявлений, объединенных единым контуром от их края на расстоянии не более 100 м (Смирнов, Соколов, 2021). На остальной территории Южного Предуралья нивально-коррозионные колодцы встречаются одинично или небольшими группами (до 5 шт.) на небольших участках выхода гипсов. Их распространение показано на карте типов карста (рис. 4).

4.1. Площадное распространение нивально-коррозионных колодцев

4.1.1 Аургазинский участок

В административном отношении участок находится на территории Аургазинского муниципального района РБ, в нижнем течении р. Аургазы (правый приток р. Уршак) с абр. отметками от 120–130 (в днище долины реки) и до 200 м (на водоразделе). В геоморфологическом отношении участок расположен в юго-восточной части Прибельской пологоволнистой равнины на Уршак-Бельском междуречье (Смирнов, 2005) в пределах южной части Рязано-Охлебининского вала (Рождественский, 1971).

Долина р. Аургазы асимметричная, с левым пологим склоном, плавно переходящим в междуречье, и правым крутым, местами обрывистым склоном высотой 30–40 м, расчлененным логами. Правый склон и придолинная часть междуречья сложены нижнепермскими гипсами кунгурского яруса и терригенно-карбонатными отложениями

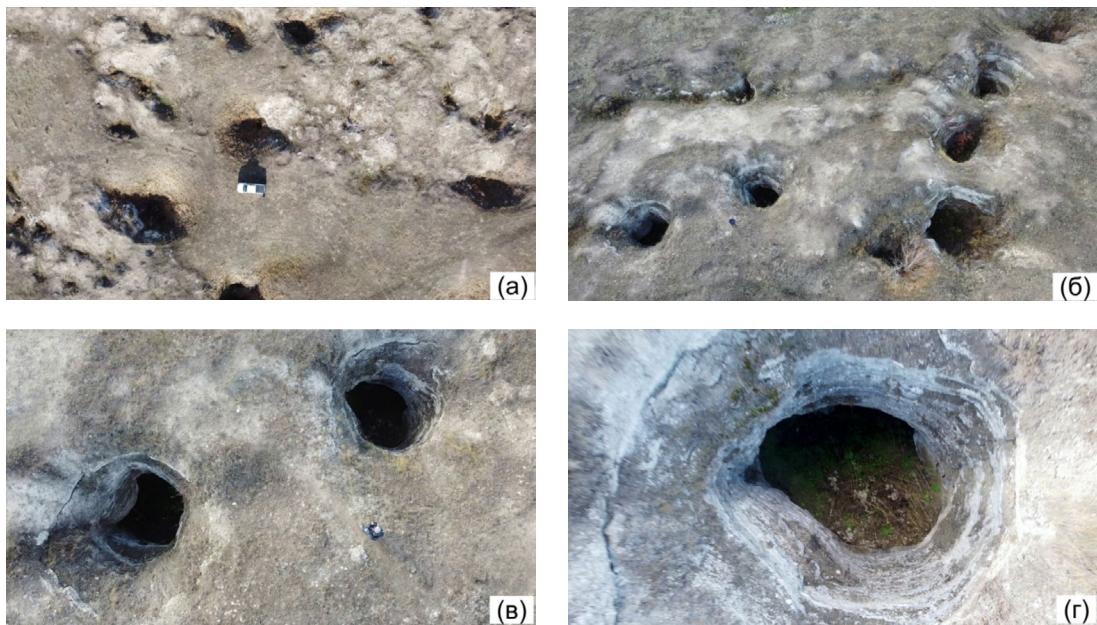


Рис. 8. Нивально-коррозионные колодцы на Аургазинском участке: (а) и (б) – карстовые поля колодцев, (в) и (г) – форма колодцев. Фото В.Л. Машин.

Fig. 8. Nival-corrosive wells at the Aurgazinskiy area: (a) and (b) – karst fields of wells, (c) and (d) – shape of wells. Photo by V.L. Mashin.

уфимского яруса, а левый — преимущественно суглинисто-глинистыми отложениями плиоцена. Днище долины реки выполнено аллювиальными плейстоценовыми и голоценовыми образованиями (рис. 5).

Колодцы непровального генезиса распространены исключительно на правобережье (рис. 6, 7), в чистых по составу белых сахаровидных гипсах мощностью 8–14 м, выведенных на поверхность,

ниже которых залегают тонкослоистые с глинистыми прослойками гипсы (Смирнов, 2014). Глубина колодцев 8–12 м, поперечник — 3–7 м сверху и 2–3 м в средней и нижней частях. Дно плоское, сформированное чаще всего по кровле слоистых гипсов. На дне — щелевидные поноры, направленные в сторону долины р. Аургазы (рис. 8).

Встречаемость колодцев на карстовых полях достигает 385 шт на 1 км². Так, на карстовом поле

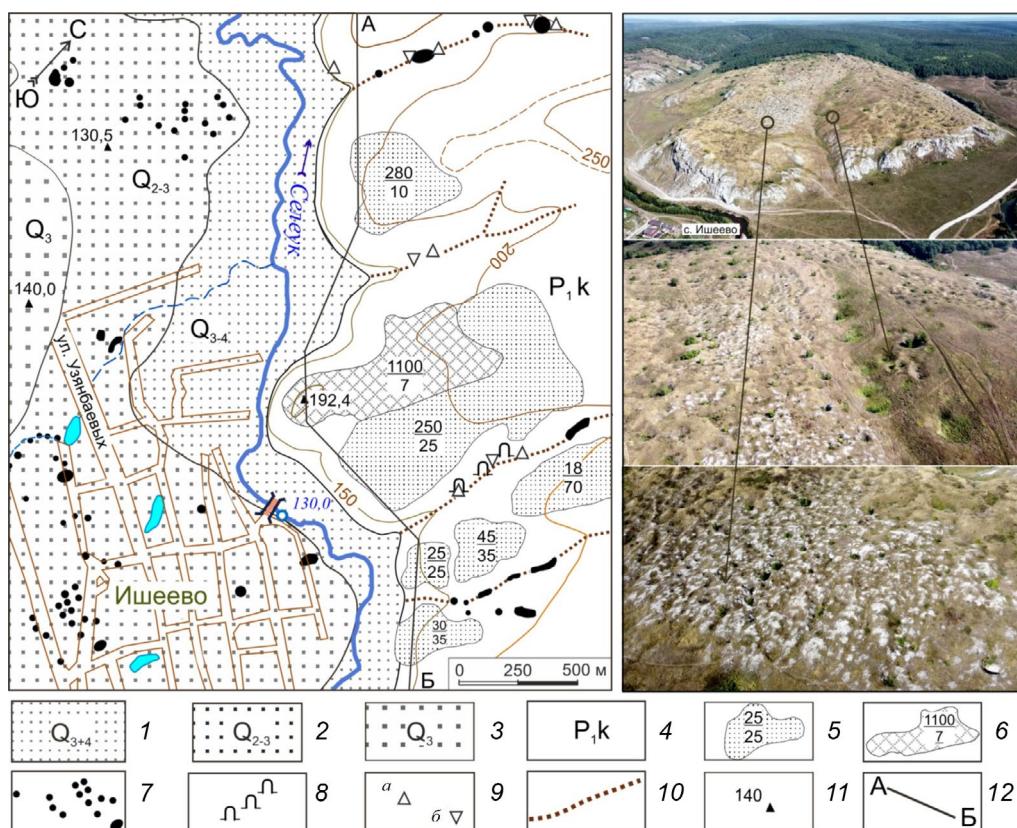


Рис. 9. Карта карста Селеукского участка (по Смирнов, Соколов, 2021). Фото В.Л. Машин.

Типы сульфатного карста по степени перекрытия карстующихся гипсов некарстующимися породами: перекрытый (подаллювиальный или камский) в днище долины р. Селеук в пределах: 1 — поймы и первой нпт (голоцен и верхний плейстоцен), 2 — второй нпт (верхний и средний плейстоцен), 3 — третьей нпт (средний плейстоцен); 4 — открытый (голый или средиземноморский) карст с участками прикрытого в условиях выхода гипсов кунгурского яруса на поверхность или прикрытия их маломощным (не более 3 м) чехлом элювиально-делювиальных четвертичных отложений. Поверхностные проявления карста: 5 — карстовое поле воронок и колодцев (числитель — количество воронок и колодцев, шт., знаменатель — их средний диаметр, м); 6 — карстовое поле нивально-коррозионных колодцев (числитель — количество колодцев, шт., знаменатель — средний диаметр колодцев, м); 7 — отдельные карстовые воронки; 8 — Ишевская пещерная система; 9 — водный и поглощающий воды объекты (а — родник, б — понор); 10 — тальвег эрозионно-карстового лога; 11 — отметки абс. высот; 12 — линия профиля А—Б.

Fig. 9. Karst map of the Seleuksky area (by Smirnov, Sokolov, 2021). Photo by V.L. Mashin.

Types of sulfate karst according to the degree of overlap of karsted gypsum with non-karsted rocks: overlapped (suballuvial or Kama) in the bottom of the Seleuk River valley within the limits of: 1 — floodplain and first supra-floodplain terrace (Holocene and Upper Pleistocene), 2 — second supra-floodplain terrace (Upper and Middle Pleistocene), 3 — third supra-floodplain terrace (Middle Pleistocene); 4 — open (bare or Mediterranean) karst with areas of covered karst in the conditions of gypsums of the Kungurian stage reaching the surface or covered by a low thickness (not more than 3 m) cover of eluvial-deluvial Quaternary sediments. Surface manifestations of karst: 5 — karst field of sinkholes and wells, fraction in the field contours: numerator — number of sinkholes and wells (pcs.), denominator — their average diameter (m); 6 — karst field of nival-corrosive wells, fraction in the field contours: numerator — number of wells (pcs.), denominator — average diameter of wells (m); 7 — separate karst sinkholes; 8 — Ishevskaya cave system; 9 — water and water absorbing objects (a — spring, б — ponor); 10 — thalweg of erosion-karst log; 11 —marks of absolute heights (m); 12 — traverse A—Б line.

напротив с. Султанмуратово на площади ~ 1.7 км 2 суммарно насчитывается 650 колодцев (рис. 5).

4.1.2. Селеукский участок

Находится в Ишимбайском районе РБ, в нижнем течении р. Селеук (правый приток р. Белой), в западных предгорьях Южного Урала со структурно-денудационным типом рельефа (Смирнов, 2005). Долина асимметричная, с левым пологим и правым крутым, расчлененным логами, склоном высотой до 50 м. Абсолютные отметки участка – от 130 до 250 м на водоразделе. На правом склоне и в придолинной части междуречья гипсы выведены на поверхность, а в днище долины они перекрыты аллювиальными плеистоценовыми и голоценовыми образованиями (рис. 9, 10). Нивально-коррозионные колодцы на Селеукском участке, как и на Аургазинском, развиты на правобережье в гипсах кунгурского яруса. Сформированы они на абс. отметках 180–210 м с превышением над рекой 50–60 м.

Колодцы на Селеукском участке похожи на Аургазинские. Глубина их также составляет 10–12 м при поперечнике 3–5 (редко до 10) м и также контролируется мощностью гипсов. Дно колодцев плоское с пологонаклонными щелевидными понорами; также имеет вертикальные стенки, осложненные коррозионными желобами. При этом

более четко желоба выражены в меньших по поперечнику колодцах (рис. 11).

Установлено, что количество карстовых форм на обоих участках возрастает от молодых форм рельефа к более древним. Максимум приурочен к придолинной части междуречья, расчлененного логами, где они образуют карстовые поля с плотностью ~ 5 тыс. шт. на 1 км 2 . Это самая высокая в Южном Предуралье, а, возможно, и на всей Восточно-Европейской равнине плотность поверхностных карстопроявлений (Смирнов, Соколов, 2021) (рис. 9). На карстовых полях колодцы встречаются так часто, что они нередко отделены друг от друга лишь узкими перешейками шириной 1–5 м (рис. 11).

4.2. Локальное распространение нивально-коррозионных колодцев

Выявлено на Прибельской равнине и в западных предгорьях Южного Урала (рис. 4). Встречаемость их там крайне редкая, а площадь участков распространения не превышает 0.5 км 2 .

Локальное распространение колодцев, как и площадное, связано с развитием карста в условиях открытого типа. Сформированы они также в гипсах кунгурского яруса, но встречаются одинично или небольшими группами (очень редко до 5 шт.) и карстовых полей не образуют.

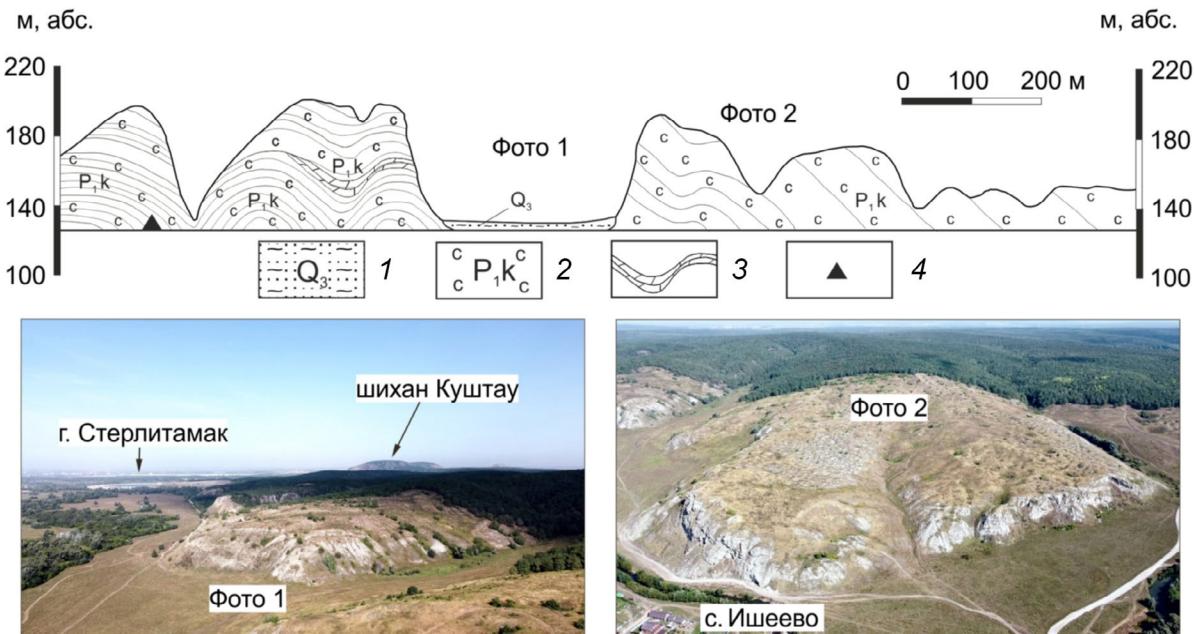


Рис. 10. Продольный профиль правого склона долины р. Селеук по линии А–Б (по Смирнов, Соколов, 2021). Фото А.И. Смирнова (1) и В.Л. Машина (2).

1 – аллювий первой надпойменной террасы (суглинки, супеси, пески); 2 – кунгурский ярус (гипсы); 3 – слой мергелей; 4 – родник.

Fig. 10. Longitudinal section of the right slope of the Seleuk River valley along the A–B line (by Smirnov, Sokolov, 2021). Photo by A.I. Smirnov (1), photo by V.L. Mashin (2).

1 – alluvium of the first supra-floodplain terrace (loams, sandy loams, sands); 2 – Kungurian stage (gypsums); 3 – marl interlayers; 4 – spring.

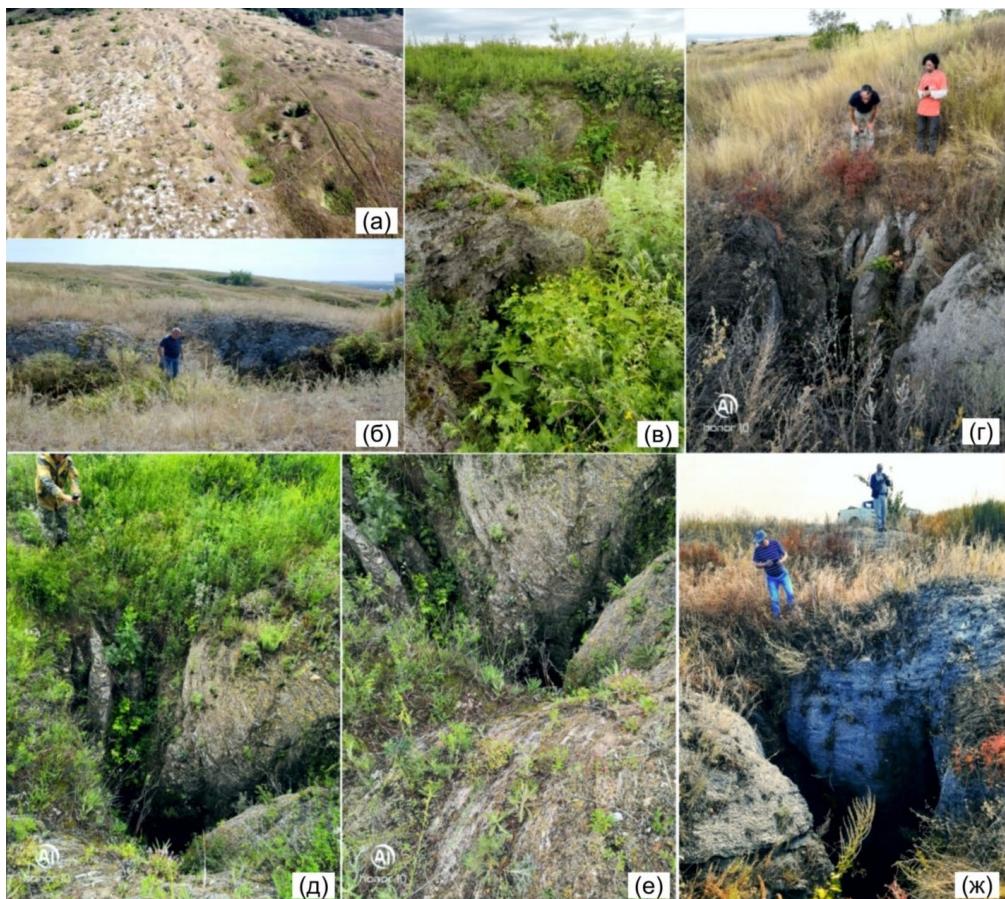


Рис. 11. Нивально-коррозионные колодцы в придолинной части водораздельного пространства по правобережью р. Селеук напротив с. Ишеево. Фото А.И. Смирнова.

(а) – карстовое поле колодцев; (б) и (в) – перешейки между соседними колодцами; (г), (д), (е), (ж) – коррозионные желоба в бортах колодцев с различным поперечником.

Fig. 11. Nival-corrosive wells in the near-bottom part of the watershed along the right bank of the Seleuk River opposite Isheev village. Photo by A.I. Smirnov.

(a) – karst field of wells; (б) and (в) – isthmuses between neighboring wells; (г), (д), (е), (ж) – corrosion troughs in the sides of wells with different cross-section.



Рис. 12. Колодец в долине р. Бердяшки (Ишимбайский район РБ). Фото А.И. Смирнова.

Fig. 12. A well in the valley of the Berdyashka River (Ishimbaysky district of the Republic of Bashkortostan). Photo by A.I. Smirnov.



Рис. 13. Колодец на Уфа-Симском междуречье в коренной излучине р. Белой (Иглинский район РБ). Фото В.Л. Машин.

Fig. 13. A well on the Ufa-Sim interfluvium in the radial bend of the Belaya River (Iglinsky district of the Republic of Bashkortostan). Photo by V.L. Mashin.

В геоморфологическом отношении одиночные колодцы приурочены к плоским или слабона-клонным придолинным частям правобережных водораздельных пространств, где на небольших по площади участках гипсы кунгура выведены на поверхность. В равнинном Южном Предуралье локальное распространение колодцев встречается на abs. отметках 180–200 м, а в западных предгорьях Южного Урала на – 230–250 м.

Форма и размеры одиночных колодцев почти такие же, как и на участках их площадного их распространения. При относительно одинаковой глубине колодцев в среднем около 10 м эрозионные желоба в их отвесных бортах более ярко выражены в меньших по поперечнику колодцах (рис. 12, 13).

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Все нивально-коррозионные колодцы в Южном Предуралье сформированы в условиях открытого карста, где гипсы кунгура выведены на поверхность или прикрыты маломощным (менее 0,2 м) почвенно-растительным слоем. Открытый карст имеет ограниченное распространение и занимает по площади менее 0,1% от всей территории распространения поверхностных карстопроявлений в регионе (Смирнов, 2005), что и предопределяет крайне редкую встречаемость нивально-коррозионных колодцев в рассматриваемом регионе.

Нивально-коррозионные колодцы сформированы в чистых гипсах. Главной их особенностью является сходная морфология и морфометрия. Повсеместно они округлые или овальные с отвесными бортами при относительно одинаковом поперечнике в средних и нижних частях, а иногда и по всей глубине (рис. 8). Преобладающие глубины и диаметр колодцев составляют соответственно 10 и 5 м. Вполне вероятно, что относительно одинаковая глубина колодцев в основном соответствует мощности чистых гипсов. Ниже их подошвы залегают очень тонкослоистые с глинистыми прослойками (плойчатые) серые и темно-серые гипсы, и колодцы в них не развиваются. Иногда “входной” поперечник колодцев имеет воронкообразный облик (рис. 12). Следует также отметить, что эрозионные желоба в отвесных стенках нивально-коррозионных колодцев наиболее ярко выражены на участках с заметным наклоном, хотя следы деятельности временных или постоянных водотоков вокруг них отсутствуют. Слабо выражены эрозионные желоба в бортах колодцев, расположенных на плоских участках.

Основной геоморфологической особенностью распространения колодцев в рассматриваемом регионе является их формирование только на выемленных придолинных участках правобережья, расчлененного логами, с превышением над урезом дренирующих рек на 30–40 м в Южном

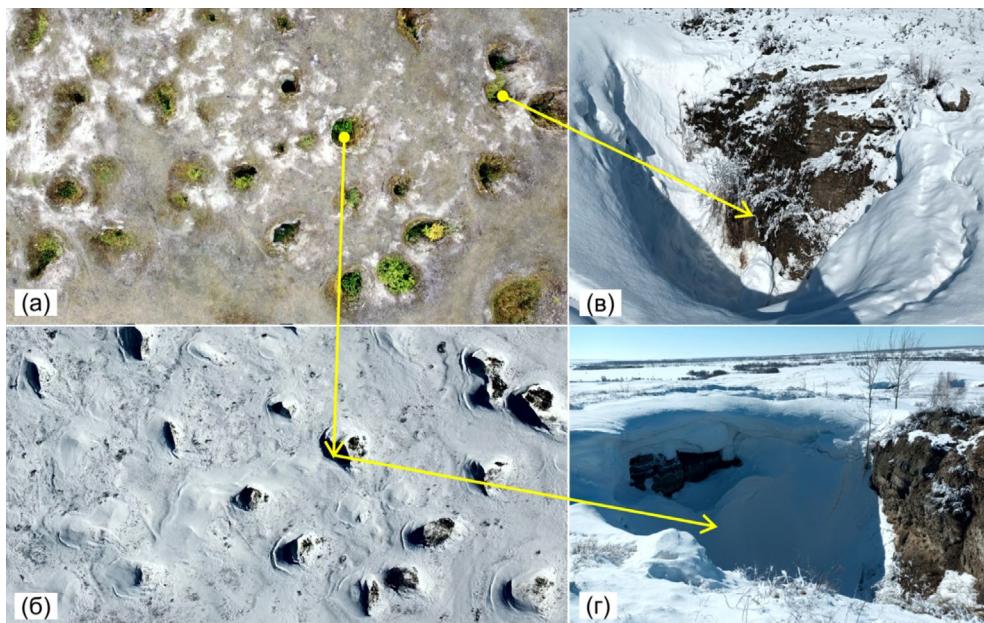


Рис. 14. Поле колодцев на Аургазинском участке. Карстовое поле колодцев: (а) – октябрь 2022 г., (б) – март 2023 г.; (в) и (г) – колодцы со снегом в бортах и дне в марте 2023 г. Фото. В.Л. Машин (все фото ориентированы с юга на север).

Fig. 14. A field of wells on the Aurgazinsk area. Karst well field: (a) – October 2022, (b) – March 2023; (c) and (d) – wells with snow in the sides and bottom in March 2023. Photo by V.L. Mashin (all photos are oriented from south to north).

Предуралье и на 50–60 м в западных предгорьях Южного Урала.

Еще одной особенностью мест расположения колодцев является отсутствие на них древесно-кустарниковой растительности и хорошая “продуваемость” межовражных пространств, что препятствует формированию мощного снежного покрова. Даже в конце зимы мощность его там не превышает 0.2 м, а к концу марта он полностью сходит. Между тем при преобладающих западных ветрах выпадающий за зиму снег скапливается в колодцах и может сохраняться в них до начала мая (рис. 14).

Вполне вероятно, что повсеместное сходство форм и размеров колодцев, а также их однотипная геоморфологическая приуроченность распространения при однообразном геологическом строении мест их развития, обусловлены одинаковым механизмом их образования.

По мнению В.Н. Дублянского (1977), изучавшего пещеры и шахты горного Крыма, механизм образования нивально-коррозионных колодцев относительно прост: снег, накапливаясь зимой в углублениях, летом постепенно тает, растворяя известняки (Дублянский, 2000). В Южном Предуралье атмосферные осадки и снеговая вода с дефицитом насыщения к гипсу до 2.5 г/дм³, также могут способствовать формированию колодцев. Действительно, Г.Г. Скворцовым (1962) экспериментально установлено, что призмы различных разновидностей гипсов в слабоминерализованной (до 0.5 г/дм³) воде растворяются со скоростью 3.1–4.7 см/год.

Следует отметить, что на Селеукском участке колодцы встречаются на фрагментах цокольной террасы долины р. Селеук с превышением над рекой 50–60 м. Этот высотный интервал на широте г. Стерлитамак соответствует уровню V надпойменной террасы долины р. Белой, возраст которой оценивается как ранний–средний неоплейстоцен (Борисевич, 1992). Если предположить, что нивально-коррозионные колодцы начали развиваться одновременно с формированием V надпойменной террасы, то возраст колодцев является относительно древним.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые приведены сводные данные о нивально-коррозионных колодцах Южного Предуралья, сформированных в гипсах кунгурского яруса приуральского отдела пермской системы в условиях открытого (голого, или средиземноморского) карста. Установлен площадной и локальный характер их распространения на Прибельской равнине и в западных предгорьях Южного Урала.

Площадное распространение характеризуется наличием карстовых полей, которое зафиксировано на Аургазинском и Селеукском участках, где их плотность – одна из самых высоких в Южном Предуралье. Прочие нивально-коррозионные колодцы распределены локально на небольших по площади участках, где гипсы кунгура также выведены на поверхность. Там они встречаются одиночно или небольшими группами. Однообразные размеры и форма колодцев, а также их приуроченность к определенным элементам рельефа позволяют предполагать сходный механизм их образования на всей территории Южного Предуралья, связанный с деятельностью талых снеговых вод. Определяющими факторами образования нивально-коррозионных колодцев являются определенный литотип карстующихся гипсов, слагающий субгоризонтальные или слабонаклонные безлесные участки междуречий и характер формирования снежного покрова на них.

Дальнейшие исследования нивально-коррозионных колодцев должны быть направлены на определение их возраста.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено по государственной бюджетной теме FMRS-2022-0010.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисевич Д.В. (1992). Неотектоника Урала. *Геотектоника*. № 1. С. 57–67.
- Дублянский В.Н. (1977). Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л.: Наука. 182 с.
- Дублянский В.Н. (2000). Занимательная спелеология. Челябинск: Урал LTD. 526 с.
- Зверев В.П. (1967). Гидрогеохимические исследования системы гипсы – подземные воды. М.: Наука. 99 с.
- Рождественский А.П. (1971). Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука. 286 с.
- Скворцов Г.Г. (1962). Вопросы инженерно-геологического изучения и оценки карста в основании железнодорожных сооружений. В сб.: *Специальные вопросы карстоведения*. М.: Изд-во АН СССР. С. 43–57.
- Смирнов А.И. (2005а). Генетические типы и формы рельефа. В кн.: Атлас Республики Башкортостан. Правительство Республики Башкортостан. Уфа: Китап. С. 65.
- Смирнов А.И. (2005б). Карст. В кн.: *Атлас Республики Башкортостан. Правительство Республики Башкортостан*. Уфа: Китап. С. 60.
- Смирнов А.И. (2014). Открытый сульфатный карст Южного Предуралья. *Геологический сборник*. № 11. С. 243–248.
- Смирнов А.И. (2018). Карта сульфатного карста Южного Предуралья (содержание, принципы и методика построения). *Инженерная геология*. Т. XIII № 1-2. С. 86–94. <https://doi.org/10.25296/1993-5056-2018-13-1-2-86-94>

- Смирнов А.И. (2020). Современные карстовые провалы на территории Южного Урала и Предуралья (в границах Республики Башкортостан). *Инженерная геология*. Т. XV. № 4. С. 42–53.
<https://doi.org/10.25296/1993-5056-2020-15-4-42-53>
- Смирнов А.И. (2023). Нетрадиционные типы карста Южного Урала и Предуралья. *Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология*. № 3. С. 26–36.
<https://doi.org/DOI: 10.31857/S0869780923030104>
- Смирнов А.И., Соколов Ю.В. (2021). Ишевский участок – уникальный карстово-спелеологический объект Южного Предуралья. *Известия Русского географического общества*. Т. 153. № 3. С. 63–75.
<https://doi.org/10.31857/S086960712103006X>
- Смирнов А.И., Соколов Ю.В. (2022). Распространение пещер с многолетним льдом на Южном Урале и в Предуралье. *Лед и снег*. Т. 62. № 3. С. 363–376.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422030138>
- Соколов Д.С. (1962). Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат. 322 с.
- Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Ккикнадзе Т.З. (1991). Терминология карста. М.: Наука. 259 с.
- Черняева Л.Е., Черняев А.М., Могиленских А.К. (1978). Химический состав атмосферных осадков (Урал и Приуралье). Л.: Гидрометеоиздат. 179 с.
- Яхимович В.Л. (1971). Этапы геологического развития Башкирского Предуралья в неогене. В сб.: *Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР*. М.: Недра. С. 45–64.

NIVAL-CORROSIVE WELLS OF THE SOUTHERN CIS-URAL (FEATURES OF DISTRIBUTION AND FORMATION)¹

A. I. Smirnova,[#]

^a *Institute of Geology, UB RAS, Ufa, Russia*
[#] *E-mail: smalil@mail.ru*

It has been established that two main genetic types of wells are common in the region: karst-gravitational and nival-corrosive. The first ones are widely spread karst sinkholes, the second ones are rare negative landforms formed as a result of nival corrosion caused by snow melt water. The nival-corrosive wells are formed in gypsum of the Kungurian Stage of the Cisuralian Series of the Permian system in conditions of open (bare or Mediterranean) karst. The maximum distribution of such wells was recorded in two areas of karst gypsum outcrop in the watershed areas: Augazinsky – on the Pribelsk rolling and wavy plain and Seleuksky – in the western hilly foothills of the Southern Urals. In these areas, wells form karst fields. The density of wells per 1 km² in such fields reaches 5 thousand. This is the highest occurrence of surface karst in the Southern Cis-Ural region. In the rest of the region, nival-corrosive wells are distributed singly and do not form karst fields, but they are also formed in places of karst gypsum outcrops on the surface of watershed spaces. The uniform morphology and morphometry of wells has been recorded everywhere, and their uniform confinedness to certain relief features has been established. With the general conditionally cylindrical shape of the wells, their average diameter is 5 m, and their depth is 10 m. Everywhere wells are formed in the valley-side flattened parts of the watershed spaces that abruptly adjoin steep slopes of river valleys. The determining factor in the formation of wells in different parts of the region are similar geological and geomorphological conditions of their places of distribution – the similar lithotype of karst gypsum outcrops on flat or slightly inclined surfaces of watersheds. The proposed mechanism for the formation of wells, caused by the activity of meteoric (mainly snow) waters, is given.

Keywords: lowland Cis-Urals, western foothills of the Southern Urals, gypsum of the Kungurian Stage, aggressivity of meteoric waters

ACKNOWLEDGMENTS

The study was carried out within the framework of the State budget theme FMRS-2022-0010.

REFERENCES

- Borisevich D.V. (1992). Urals Neotectonics. *Geotektonika*. № 1. P. 57–67. (in Russ.)
- Chernyaeva L.E., Chernyaev A.M., Mogilenskikh A.K. (1978). Himicheskii sostav atmosfernykh osadkov (Ural

i Priural'ye) (The chemical composition of atmospheric precipitation (the Urals and Cis-Urals). Leningrad: Gosgeoltekhnizdat (Publ.). 179 p. (in Russ.)

Dublyanskij V.N. (1977). Karstovye peshchery i shakty Gornogo Kryma (Karst caves and mines of the Crimean Mountains). Leningrad: Nauka (Publ.). 182 p. (in Russ.)

Dublyanskij V.N. (2000). Zanimatel'naya speleologiya (Entertaining speleology). Chelyabinsk: Ural LTD (Publ.). 526 p. (in Russ.)

Rozhdestvenskij A.P. (1971). Noveishaya tektonika i razvitiye rel'efa Yuzhnogo Priural'ya (The latest tectonics and

¹ For citation: Smirnov A.I. (2024). Nival-corrosive wells of the Southern Cis-Ural (features of distribution and formation). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 144–156. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040095>; <https://elibrary.ru/FFRTOQ>

- development of the relief of the Southern Urals). Moscow: Nauka (Publ.). 286 p. (in Russ.)
- Skvorcov G.G. (1962). Issues of engineering-geological study and assessment of karst at the base of railway structures. In: *Spetsial'nye voprosy karstovedeniya*. Moscow: AN SSSR (Publ.). P. 43–57. (in Russ.)
- Smirnov A.I. (2005a). Karst. In: *Atlas Respubliki Bashkortostan. Pravitel'stvo Respubliki Bashkortostan*. Ufa: Kitap (Publ.). P. 60. (in Russ.)
- Smirnov A.I. (2005b). Relief genetic types and landforms. In: *Atlas Respubliki Bashkortostan. Pravitel'stvo Respubliki Bashkortostan*. Ufa: Kitap (Publ.). P. 65. (in Russ.)
- Smirnov A.I. (2014). Open sulfate karst of the Southern Urals. *Geologicheskii sbornik*. № 11. P. 243–248. (in Russ.)
- Smirnov A.I. (2018). The sulphate karst map of the Southern Cis-Ural region (content, principles and mapping methodology). *Inzhenernaya geologiya*. V. XIII. № 1-2. P. 86-94. (in Russ.)
<https://doi.org/10.25296/1993-5056-2018-13-1-2-86-94>
- Smirnov A.I. (2020). Modern karst sinkholes in the Southern Urals and Cis-Urals (within the borders of the Republic of Bashkortostan). *Inzhenernaya geologiya*. V. XV. № 4. P 42–53. (in Russ.)
<https://doi.org/10.25296/1993-5056-2020-15-4-42-53>
- Smirnov A.I. (2023). Atypical types of karst in the Southern Urals and Cis-Urals. *Geoekologiya. Inzhenernaya geo-*logiya, gidrogeologiya, geokriologiya. № 3. P. 26–36. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0869780923030104>
- Smirnov A.I., Sokolov Yu.V. (2021). Isheevsky site is a unique karst-speleological object of the Southern Urals. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. V. 153. № 3. P. 63–75. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S086960712103006X>
- Smirnov A.I., Sokolov Yu.V. (2022). Distribution of karst caves with perennial ice in the Southern Urals and in the Cis-Urals. *Ice and Snow*. V. 62. № 3. P. 363–376. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S2076673422030138>
- Sokolov D.S. (1962). *Osnovnye usloviya razvitiya karsta* (The main conditions for the development of karst). Moscow: Gosgeoltekhnizdat (Publ.). 322 p. (in Russ.)
- Timofeev D.A., Dublyanskij V.N., Kkiknadze T.Z. (1991). Terminologiya karsta (Karst terminology). Moscow: Nauka (Publ.). 259 p. (in Russ.)
- Yahimovich V.L. (1971). Geological development stages of the Bashkir Urals in the Neogene. In: *Stratigrafiya neogena vostoka Evropeiskoi chasti SSSR*. Moscow: Nedra (Publ.). P. 45–64. (in Russ.)
- Zverev V.P. (1967). *Gidrogeokhimicheskie issledovaniya sistemy gipsy – podzemnye vody* (Hydrogeochemical studies of the gypsum-groundwater system). Moscow: Nauka (Publ.). 99 p. (in Russ.)

ОТКЛИК РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА В ПРЕДГОРЬЕ ВОСТОЧНОГО САЯНА НА ГОЛОЦЕНОВЫЕ ЭКСТРЕМУМЫ КЛИМАТА (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ БОЛОТА БОЛЬШОЕ)[#]

© 2024 г. А. В. Гренадерова^{1,*}, А. Б. Михайлова¹, И. В. Курьина², О. В. Подобуева¹

¹Сибирский федеральный университет, Институт экологии и географии, Красноярск, Россия

²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

* E-mail: grenaderova-anna@mail.ru

Поступила в редакцию 28.11.2023 г.

После доработки 14.05.2023 г.

Принята к публикации 25.09.2024 г.

Приводятся результаты палеоэкологической реконструкции для подножья северо-западного макро-склона Восточного Саяна за последние 6600 лет, полученные на основе радиоуглеродного AMS-датирования, спорово-пыльцевого, ботанического, палеоантракологического и ризоподного анализа торфяных отложений болота Большое на правобережье р. Енисей. Установлено что, процесс заболачивания был инициирован пирогенным фактором в термический оптимум голоцена. Последние примерно 6000 календарных лет в предгорье распространены темнохвойные леса с доминирующим положением *Pinus sibirica*. Изменение климатических условий в сторону снижения влагообеспеченности 4050–3600 календарных лет назад (кал. л. н.) способствовало подъему нижней границы темнохвойных лесов, и усилению лесостепных сообществ с *Betula sect. Albae*. Это время отличается наиболее сильными преобразованиями и усилением пожаров. Менее продолжительные периоды осветления лесов пришлись на 3170–3080, 1850–1720, 490–400 и 310–220 кал. л. н. Наиболее значительное расширение ареала темнохвойных пород началось 1600 кал. л. н. и достигло максимума 1350–1230 кал. л. н., что можно соотнести с откликом на Похолодание темных веков. По результатам палеоантракологического анализа выделено шесть этапов усиления пожарной активности: 6500–6300 кал. л. н., 4300–3600 (включает 4 пожарных эпизода, отличается наименьшими межпожарными интервалами), 3400–2800, 1800–1550, 1200–1000, 150 кал. л. н. – по настоящее время. На основе комплексного анализа установлены периоды увеличения увлажнения: 6300–5320, 4700–4200, 3080–2900, 2820–2390, 1720–1230, 400–310 и 130–70 кал. л. н. Снижение увлажнения характерно для интервалов 5320–4960, 4050–3600, 2390–2220, 1000–700 кал. л. н.

Ключевые слова: бассейн Енисея, торфяник, пыльца, биомы, макроуголь, раковинные амебы, реконструкция природных условий

DOI: 10.31857/S2949178924040107, EDN: FFOAEY

1. ВВЕДЕНИЕ

Для понимания основных тенденций развития ландшафтов в современных условиях представляется чрезвычайно важным анализ отклика лесных экосистем на изменения климата в прошлом. Это особенно актуально для внутренних районов с максимальным темпом потепления (Доклад об особенностях климата... 2022), где палеоэкологические реконструкции позволяют изучить особенности многовековой динамики раститель-

ного покрова в ответ на климатические изменения, в том числе рассмотреть адаптации к условиям иссушения климата и восстановление после воздействия пирогенного фактора.

Алтай-Саянская горная страна, расположенная в центре Азии и выполняющая функцию орографического барьера на пути воздушных масс, характеризуется контрастными ландшафтно-климатическими условиями и показывает пространственно-временную неоднородность палеоклиматических закономерностей. На сегодняшний день, в меньшей степени изучен характер изменения природной среды в западной части Восточного Саяна (Rodionova, Grenaderova, 2018; Mikhailova et al., 2021), в то время как восточная часть Восточного Саяна (Безрукова Е.В. с соавторами, 2004, 2021, 2022 и др.) и смежные районы: Западный Саян (Платонов, 1965; Савина, 1976; Мульдияров,

[#]Ссылка для цитирования: Гренадерова А.В., Михайлова А.Б., Курьина И.В., Подобуева О.В. (2024). Отклик растительного покрова в предгорье Восточного Саяна на голоценовые экстремумы климата (по данным изучения болота Большое). Геоморфология и палеогеография. Т. 55. № 4. С. 157–176. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040107>; <https://elibrary.ru/FFOAEY>

Чернова, 2003; Гренадерова, Шарафутдинов, 2005; Чернова, 2006; Ямских и др., 2008; Бляхарчук, 2011; Кошкаров, Кошкарова, 2016, Blyakharchuk, Kurina, 2021; Кошкаров и др., 2021) Алтай (Eichler et al., 2011; Мыглан, 2012; Chernykh et al., 2014; Churakova-Sidorova et al., 2022; Бляхарчук, Пупышева, 2022) изучены более полно.

В рамках настоящего исследования, с помощью комплексного анализа отложений болота Большое, предпринята попытка рассмотреть особенности развития природных условий в западной части Восточного Саяна и выявить отклик растительного покрова на трансформацию гидроклиматических условий в разные этапы голоцена.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Болото Большое располагается в южной части Рыбинской впадины – самая крайняя северо-восточная межгорная впадина Саяно-Алтайской складчатой области – в периорогенной области Восточного Саяна и Сибирской платформы (Николаев, Чернов, 1988). В структурно-тектоническом плане район приурочен к зоне сочленения Рыбинской впадины и Канской глыбы, которая расположена в северо-западной части Восточного Саяна и ограничена крупными разрывами, являющимися ответвлениями Главного Саянского разлома (Берзин, 1967; Аржанников и др., 2004).

Рыбинская впадина представляет собой поднятую, глубоко расчлененную лесостепную холмисто-увалистую равнину, где высота холмов – 300–400 м, вершины холмов – плоские, широкие, склоны пологие (5–10°), отдельные склоны долин имеют крутизну до 30° (Сергеев, 1971). Водосбор изученного болота находится в бассейне р. Кан – крупного правобережного притока р. Енисей. Кан берет начало в Манско-Канском районе низких гор на северных склонах горного массива Канского Белогорья, где отчетливо проявляется асимметрия хребта, обусловленная климатотектоническими особенностями: хребет ориентирован перпендикулярно направлению господствующих ветров, несущих влагу, и разделяет территории с разной неотектоникой. В среднем течении (при выходе в Рыбинскую впадину) р. Кан течет в широкой долине (6–9 км), русло сильно меандрирует, в пойме много озер и стариц. Бассейн реки Кан широкий и асимметричный, отличается значительным уклоном основного русла (7.5 м/км) и малой густотой водотоков (0.44 км/км²).

Болото Большое находится на южной границе Канской лесостепи с ландшафтами таежного низкогорья, где среди древесных растений преобладают сосна сибирская (*Pinus sibirica* Du Tour), сосна

обыкновенная (*Pinus sylvestris* L.), береза повислая (*Betula pendula* Roth) и пихта сибирская (*Abies sibirica* Ledeb.) (Коротков, 1994). В южной части Канской лесостепи встречаются редколесья с низкой плотностью произрастания сосны обыкновенной и лиственницы сибирской, занимающие, в основном, северные склоны и понижения рельефа, естественные степные сообщества приурочены к возвышенностям. Заболоченные березово-еловые леса с зеленым мхом распространены по долинам рек (Антипова, 2003).

По данным метеостанции “Ирбейское”, которая находится на расстоянии 15 км к северу от болота Большое, количество атмосферных осадков в среднем составляет 450 мм в год. Средняя температура января –16.7 °C, июля +19.6 °C (ФГБУ, 2022).

Согласно схеме районирования Г.М. Платонова (1964), объект исследования располагается в пределах Нижне-Ингашского торфяно-болотного округа, отличающегося повышенной заболоченностью (до 25%) по сравнению с остальными болотными округами южной части Красноярского края, где заболоченность не превышает в среднем 5%. Благоприятные условия для развития болот обусловлены рядом факторов: территория относится к району относительного тектонического опускания (Николаев, Чернов, 1988); северо-западная ориентированность Восточного Саяна при господствующих западных и юго-западных ветрах определяет большее увлажнение его западной части. Кроме того, поверхности пойм с многочисленными понижениями и старицами, высокий уровень грунтовых вод, а также длительная концентрация поверхностно-сточных и грунтовых вод в притеррасных понижениях создают предпосылки для образования и развития болот (Сергеев, 1971).

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования явились отложения евтрофно-мезотрофного болота Большое (рис. 1), которое находится на надпойменной террасе р. Кан к югу от с. Ирбейское (Ирбейский район, Красноярский край). По данным геологоразведочных работ (Романов, Найдич, 1950) известно, что площадь торфяного месторождения в нулевой границе составляет 186 га, в границе промышленной глубины (свыше 0.6 м) – 15 га. Болото имеет вытянутую форму, протяженность продольного профиля торфяной залежи в нулевой границе составляет 4150 м, поперечного профиля – 1250 м. В границе промышленной глубины соответственно 1430 м и 960 м. По центральной части болота протекает ручей Зеленый ключ, водосбор которого ограничен высотами 360–414.8 м

(урочище Елань, урочище Волчий переход). Ручей имеет направление с северо-востока на юго-запад, впадает в р. Кан, отметка уреза в устье р. Зеленый ключ – 275 м. Общая мощность отложений изученной колонки – 325 см, из них торф – 305 см, ниже песок с обильным включением макроугля (частицы древесного угля крупнее 125 мкм). Абсолютная отметка высоты в точке бурения составила 332 м. Отбор проб торфа и подстилающих отложений выполнен при помощи пробоотборника для торфяных отложений фирмы Eijkelkamp.

Образцы изучены комплексом методов с применением разных индикаторов, что позволяет сделать вывод как о локальных условиях, существовавших на болоте, так и о характере окружающих ландшафтов. Для анализа проб применялись следующие методы: спорово-пыльцевой анализ (Гричук, Заклинская, 1948; Moore, 1991), анализ непыльцевых палиноморф (НПП) (Shumilovskikh,

van Geel, 2020), ботанический анализ торфа (Куликова, 1974), ризоподный анализ (Гельцер и др., 1985; Мазей и Цыганов, 2006; Kurina et al., 2020); палеоантракологический анализ (Clark, 1988), определение зольности торфа (ГОСТ 11306-2013). Определение степени гумификации проводилось с помощью фотоэлектроколориметра КФК-2 при длине волны 540 нм (Chambers et al., 2010). Для проведения всех анализов образцы отобраны с интервалом в 5 см, общее количество проб – 66 шт.

Лабораторная подготовка образцов для спорово-пыльцевого анализа проводилась по методике (Moore, 1991) с применением HCl и NaOH, в модификации без проведения ацетолиза и обработки тяжелой жидкостью. Промывание образцов выполнено через сито 200 мкм, пробы с высоким содержанием минеральных примесей (в интервале 305–280 см) дополнительно обработаны с ис-

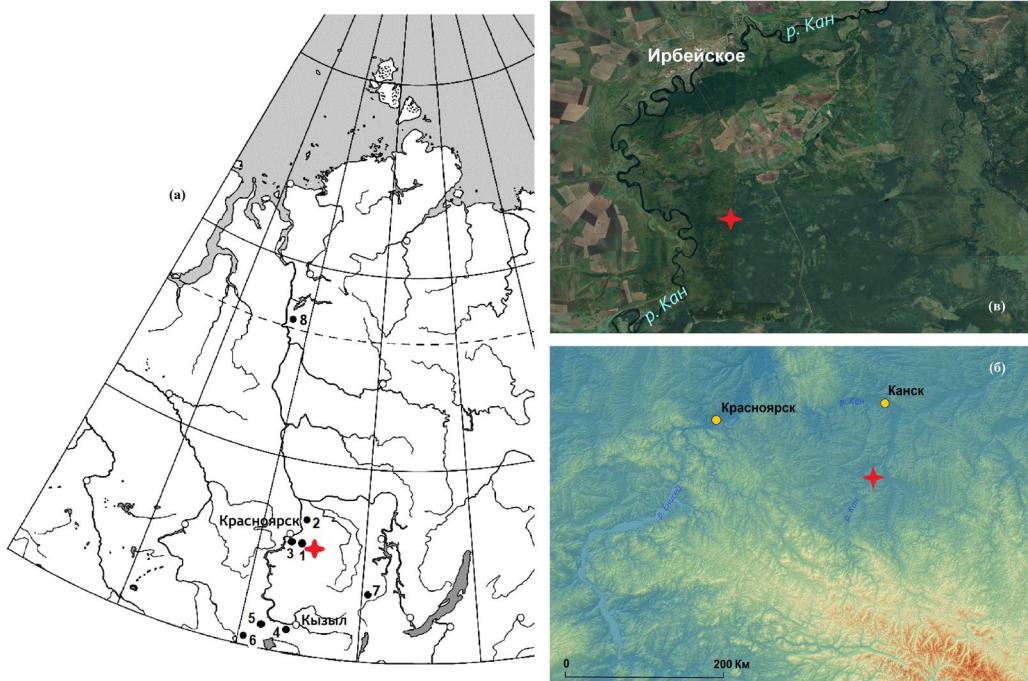


Рис. 1. Месторасположение района исследований. Звездочка – точка отбора торфяной колонки “Большое”. (а) – положение изучаемого региона, с указанием местоположения палеоархивов из литературных источников: 1 – болото Пинчинское (Mikhailova et al., 2021), 2 – болото Большое Споловинское (Гренадерова и др., 2021), 3 – сталагмит в Торгашинской пещере (Columbu et al., 2023), 4 – древесно-кольцевая хронология Монгун (Мыглан и др., 2012), 5 – болото Малый Лабыш (Бляхарчук, Пупышева, 2022), 6 – р. М. Чили (Телецкое озеро) (Черных и др., 2014), 7 – торфяник “Ярма” (Безрукова, и др., 2004), 8 – болото в окрестностях г. Игарки (Новенко и др., 2022); (б) – карта рельефа юга Красноярского края (построена с помощью геоинформационной системы QGIS 3.32.3-Lima); (в) – положение изучаемого района (космоснимок).

Fig. 1. Location of the study area. Asterisk – sampling point of the “Bolshoye” peat column.

(а) – position of the studied region, indicating the location of paleoarchives from literary sources: 1 – Pinchinskoye mire (Mikhailova et al., 2021), 2 – Bolshoe Spoloshinskoye mire (Grenaderova et al., 2021), 3 – stalagmite multiproxy record from Torgashinskaya Cave (Columbu et al., 2023), 4 – tree-ring cellulose chronologies “Mongun” (Myglan et al., 2012);, 5 – Maly Labysh mire (Blyakharchuk, Pupysheva, 2022), 6 – Malay Chile (Teletskoye Lake) (Chernykh et al., 2014), 7 – “Yarma” (Bezrukova et al., 2004), 8 – peat sequence, located in vicinity of the town of Igarka (Novenko et al., 2022); (б) – relief map of the south of the Krasnoyarsk Territory (built using the geographic information system QGIS 3.32.3-Lima); (в) – position of the study area (satellite image).

пользованием ультразвуковой ванны. Обработке подвергались пробы объемом 1 мл, таблетки со спорами *Lycopodium* для подсчета концентрации пыльцы не применялись. Анализ проводился на микроскопе Микромед-3 при увеличении $\times 200$ и $\times 400$, с использованием определителей (Куприянова, 1972, 1978; Beug, 2004). Для каждого образца подсчитывалось не менее 300–350 пыльцевых зерен древесных и травянистых растений в сумме. На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 2) обилие пыльцы травянистых (non-arboreal pollen, NAP) и древесных (arboreal pollen, AP) выражено в процентах от их суммы, обилие спор и НПП подсчитано отдельно (рис. 3). Для выделения спорово-пыльцевых зон и зон по НПП применялся метод broken stick model (MacArthur, 1957) в программе R пакетах vegan, rioja и analogue.

Полученные с помощью спорово-пыльцевого анализа данные дополнительно проанализированы методом биомизации (Tarasov et al., 2000), который основывается на выделении функциональных типов растений и математическом определении

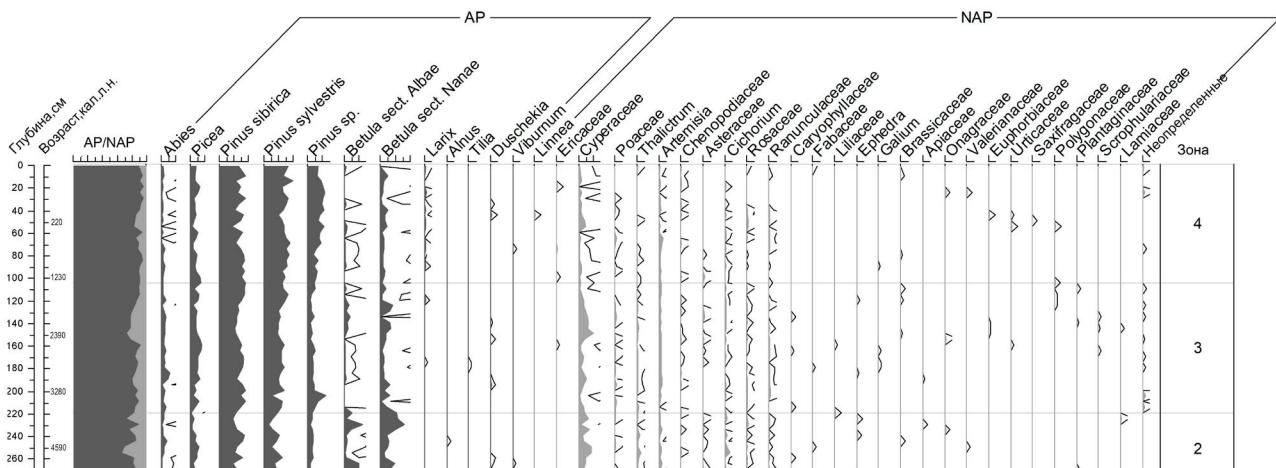


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений болота Большого.

AP + NAP = 100%; AP – пыльца деревьев и кустарников; NAP – пыльца трав и кустарничков. Дополнительный контур показывает увеличение базового пыльцевого таксона в 10 раз. Плюсом обозначены единичные пыльцевые зерна.

Fig. 2. Pollen diagram for the peat core Bolshoe.

AP + NAP = 100%; AP – arboreal pollen; NAP – non-arboreal pollen. Exaggeration curves $\times 10$. The plus sign denotes single pollen grains.

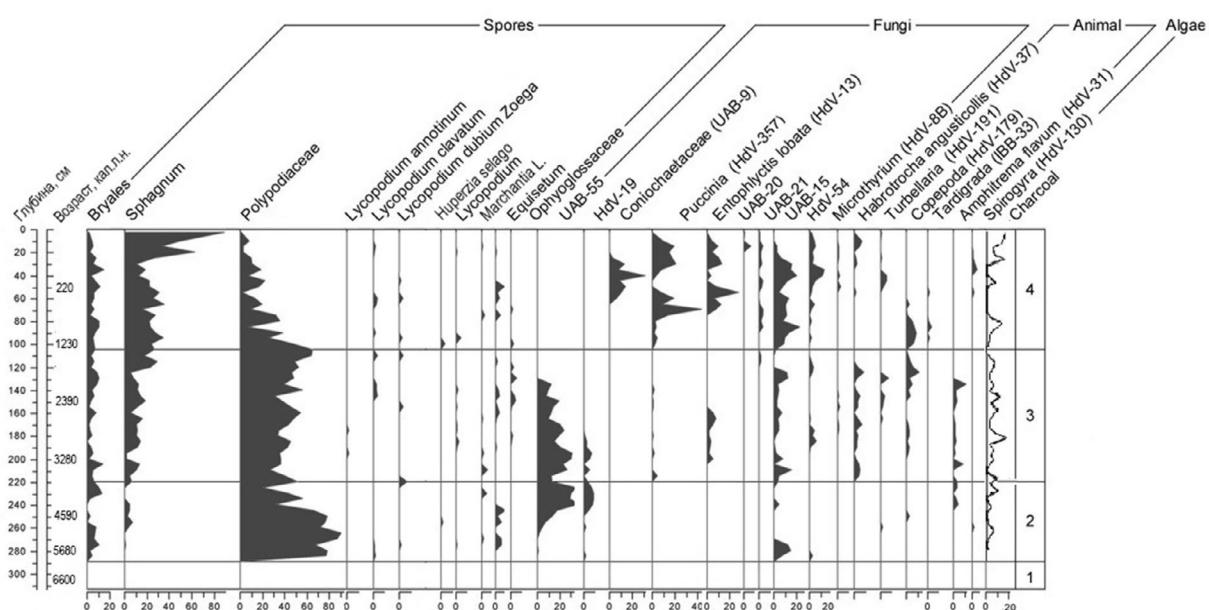


Рис. 3. Споры и непыльцевые палиноморфы из отложений болота Большое.

Fig. 3. Spores and non-pollen palynomorphs diagram for the peat core Bolshoe.

“веса” разных биомов в спектре каждого интервала. При расчетах, для биома тайги учитывались следующие таксоны, отмеченные в отложениях болота Большое: *Pinus sylvestris*, *Pinus sibirica*, *Abies*, *Picea*, *Betula sect. Albae*, *Larix*, *Viburnum*, *Ericales*; для биома холодных лиственных лесов: *Betula sect. Albae*, *Betula sect. Nanae*, *Larix*, *Pinus sylvestris*, *Pinus sibirica*, *Ericales*, для степного биома: *Chenopodiaceae*, *Apiaceae*, *Asteroideae*, *Cichorioideae*, *Brassicaceae*, *Caryophyllaceae*, *Euphorbiaceae*, *Fabaceae*, *Lamiaceae*, *Liliaceae*, *Onagraceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Scrophulariaceae*, *Valerianaceae*, *Polygonaceae* и *Poaceae*, *Galium*, *Artemisia*, *Plantago*. Таксоны, содержание которых в пыльцевом спектре менее 0.5%, в ходе математических операций отсекаются.

При подготовке к ботаническому анализу пробы торфа кипятили в течение 10 мин в 10% растворе NaOH, промывали под струей горячей воды через сито с диаметром ячейки 0.25 мм (Торфяные месторождения, 1977). Анализ осуществлялся при помощи светового микроскопа “Микромед-3” при увеличении $\times 140$. Для определения видовой принадлежности растительных остатков использовались атласы (Домбровская и др., 1959; Кац и др., 1977).

Для палеоантракологического анализа (подсчет концентрации угольных частиц в торфе) из каждого пятисантиметрового интервала керна была отобрана осредненная проба объемом 1 см³. Лабораторный этап включал в себя пробоподготовку по стандартной методике (Clarke, 1988), с предварительной обработкой 5%-ным раствором пирофосфата натрия ($Na_2P_2O_7$) и 6%-ным перекисью водорода (H_2O_2). Подсчет частиц угля проведен при увеличении $\times 20$, учитывались все частицы крупнее 125 мкм. Выявленное количество угольков в каждом интервале и полученный с помощью калибровочной кривой интерполированный возраст были введены в качестве исходных параметров в программу CharAnalysis (Higuera, 2009). В исходном файле обработки данных применены следующие значения: для интерполяции использовался временной отрезок 10 лет; метод сглаживания данных – функция локальной взвешенной регрессии с робастными весами (Robust LOWESS) со сглаживающим интервалом в 500 лет; тип пороговых значений – локальный; вероятность, при которой отсекаются минимальные значения CHAR – 0.05; временной интервал, использовавшийся для сглаживания данных расчета межпожарных интервалов, – 1000 лет.

Полученные схемы демонстрируют скорость аккумуляции макроскопических частиц угля (CHAR), локальные пожарные эпизоды и интервалы повторения пожаров в заданном временном

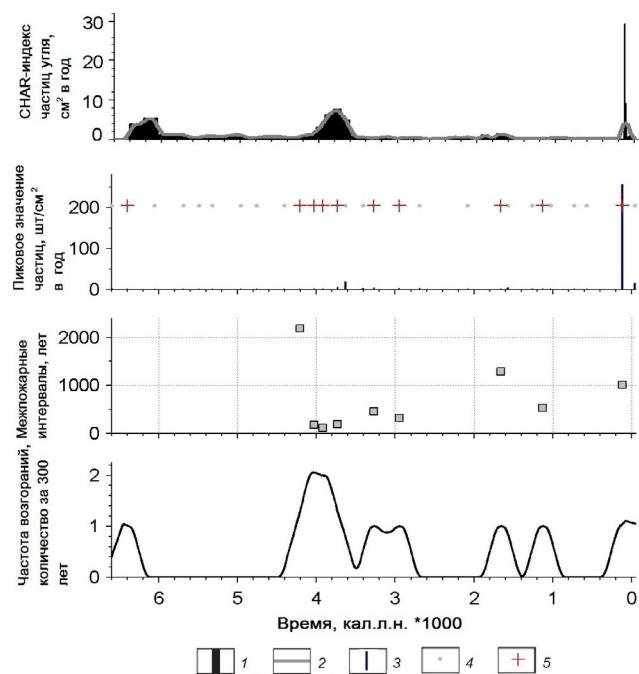


Рис. 4. Скорость аккумуляции макроскопических частиц угля в отложениях болота Большого.

1 – контуры интерполированного притока древесного угля; 2 – смоделированный фоновый приток древесного угля, шт./см² × год; 3 – пики древесного угля (разность интерполированного значения притока и фонового значения притока); 4 – пики, не превышающие пороговые; 5 – пожарный эпизод.

Fig. 4. Macroscopic charcoal accumulation rate in the peat core Bolshoe.

1 – contours of the interpolated charcoal influx; 2 – modeled background influx of charcoal, pcs./cm² year; 3 – charcoal peaks (the difference between the interpolated inflow value and the background inflow value); 4 – peaks not exceeding threshold; 5 – fire episode.

отрезке (рис. 4). Локальный пожарный эпизод (+) отражает первичное отложение древесного угля от пожара и/или серии пожаров, находящихся в радиусе от нескольких десятков–сотен метров (Clark et al., 1998) до 3 км (Higuera, 2009) от объекта исследования.

Для проведения анализа раковинных амеб применена стандартная методика подготовки торфяных проб (Kurina et al., 2020). Таксономическая идентификация раковинок амеб осуществлена при помощи определителей (Decloitre, 1979; Гельцер и др., 1985; Мазей, Цыганов, 2006).

Радиоуглеродный анализ четырех образцов (табл. 1) проведен в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). Две пробы подготовлены и проанализированы в Лаборатории изотопных

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования торфяных отложений болота Большое
Table 1. Results of radiocarbon dating of samples from Bolshoe peat core

Лабораторный номер образца	Материал для датирования	Глубина, см	Возраст, л. н.	
			Радиоуглеродный	Календарный, 95.4 (2σ)
IGAN _{AMS} -9516	Торф	40–45	140±20	114 (17–164)
GV-4393	Торф	80–85	975±31	859 (742–993)
GV-4394	Торф	135–140	2189±31	2218 (2036–2337)
IGAN _{AMS} -9517	Торф	190–195	2990±20	3166 (3033–3333)
IGAN _{AMS} -9518	Торф	230–235	3710±20	4045 (3924–4209)
IGAN _{AMS} -9519	Торф	300–305	5795±25	6594 (6398–6664)

исследований ЦКП “Геохронология кайнозоя” Института археологии и этнографии СО РАН и ЦКП “Ускорительная масс-спектрометрия НГУ-ННЦ”. Построение глубинно-взрастной модели (рис. 5) выполнено в пакете Clam программы R (Blaauw, 2010) при использовании калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020).

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

4.1. Анализ макрофоссилий

По результатам анализа растительных макрофоссилий установлено, что торфяная залежь переходного типа, лесо-топяного подтипа, сложена преимущественно древесным и сфагновым видами торфа, с небольшими прослойками древесно-осокового, осоково-гипнового, гипнового торфа. В развитии болота можно выделить стадии: 1) 305–240 см (6600–4230 кал. л. н.) – стадия облесенного болота с хорошо развитым древесным ярусом; 2) 40–190 см (4230–3080 кал. л. н.) – стадия “динамичной смены условий”; 3) 190–0 см от поверхности (3080 кал. л. н. – до настоящего времени) – мезотрофная осоково-моховая стадия (рис. 6).

4.2. Зольность и степень разложения

Значение зольности варьирует в диапазоне от 37 до 4%. Для нижней части толщи с 305 до 280 см характерны максимальные значения зольности от 37% до 18%, выше по профилю (от 280 до 160 см) зольность снижается и в среднем составляет 10%, минимум в слое 170–165 см – 4.32% и максимум в интервале 260–255 см – 13.53%. Верхняя часть толщи (160–0 см) отличается относительно стабильным значением зольности (11–14%) с более высокозольной прослойкой в интервале глубин 20–10 см – 20.4% (рис. 6).

Степень разложения определена косвенно фотометрическим методом, где полученный показатель светопропускного значения зависит от степени гумификации: чем выше процент светопропускания, тем меньше степень разложения.

В целом, наблюдается снижение степени разложения вверх по профилю (рис. 6). В слое 305–205 см светопропускное значение составило в среднем 69.4% (с кратковременным увеличением до 78% в интервале 265–255 см); в 205–65 см значение в среднем достигало 76% (190–180 см – увеличение до 84%) и в интервале 65–0 см – в среднем 85%.

4.3. Споро-пыльцевой анализ и анализ непыльцевых палиноморф

Зона 1 (325–285 см; 6600–6050 кал. л. н.) характеризуется небольшим количеством пыльцы и спор. В общем составе преобладает пыльца древесных растений: *Pinus sibirica*, *P.sylvestris*, *Picea*, встречается *Betula*, единично отмечены пыльцевые зерна травянистых растений: *Poaceae*, *Asteraceae*,

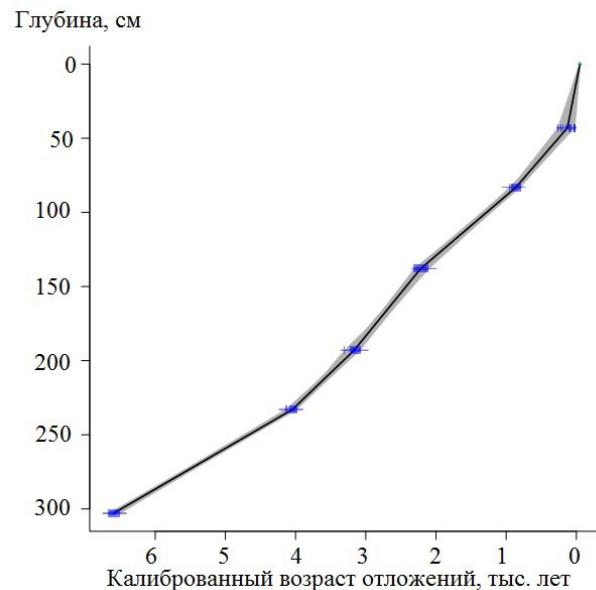


Рис. 5. Модель вертикального прироста торфа для болота Большое, рассчитанная в пакете Clam программы R (Blaauw, 2010) при использовании калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020).

Fig. 5. Age-depth model for the peat core Bolshoe calculated in the Clam package of the R program (Blaauw, 2010) using the IntCal20 calibration curve (Reimer et al., 2020).

Chenopodiaceae, Cyperaceae и Artemisia. Из споровых зафиксированы Polypodiaceae и *Lycopodium*.

Зона 2 (285–220 см; 6050–3720 кал. л. н.). Содержание пыльцы древесных растений составляет в среднем 79%, преобладает *Pinus sibirica* и *Pinus sylvestris*, отмечена пыльца *Picea*, *Abies*, *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Nanae*. В интервале 270–260 см зафиксировано снижение доли пыльцы темнохвойных до 21–30% (при среднем значении 40%). Выделено два пика пыльцы *Betula*: первый на глубине 275–260 см, второй – 235–220 см. Из пыльцы трав преобладают представители Cyperaceae, *Cichorium* и *Artemisia*, отмечены Asteraceae, Poaceae, Rosaceae, Ranunculaceae. Из спор доминируют Polypodiaceae, присутствуют Bryales, *Sphagnum* и единично споры *Equisetum* и *Lycopodiaceae*.

Зона 3 (220–105 см; 3720–1350 кал. л. н.). Пик пыльцы *Abies* до 10% на глубине 190–180 см. Содержание пыльцы *Pinus sibirica* в среднем составляет 30%, максимум до 36% в интервале 115–100 см и 200–195 см, *Pinus sylvestris* в среднем – 24%.

Доля пыльца *Betula* sect. *Nanae* достигает 9–12% в интервале 215–190 см. На глубине 175–170 см и 120–115 см единично зафиксирована пыльца *Larix*. В интервале 180–175 см отмечается единично пыльца *Tilia*. Можно предположить, что это пыльца *Tilia nasczokinii* – единственного представителя широколиственных пород, сохранившегося с доледникового времени в Красноярском крае. В настоящее время отмечены две малочисленные изолированные популяции *Tilia nasczokinii*, которые произрастают в окрестностях Красноярска (Седаева и др., 2022). Из трав присутствует пыльца Cyperaceae, *Cichorium*, Chenopodiaceae, Poaceae, Rosaceae, Ranunculaceae, *Thalictrum* и *Artemisia* (не более 3% каждого таксона). Из спор доминируют Polypodiaceae, отмечаются споры *Sphagnum* и Bryales, единично *Equisetum* и *Ophyglossaceae*.

Зона 4 (105–0 см; 1350 кал. л. н. – настоящее время). Отмечено уменьшение содержания пыльцы *Abies* до 3%. Количество пыльцы *Pinus sibirica* и *Pinus sylvestris* в среднем составляет

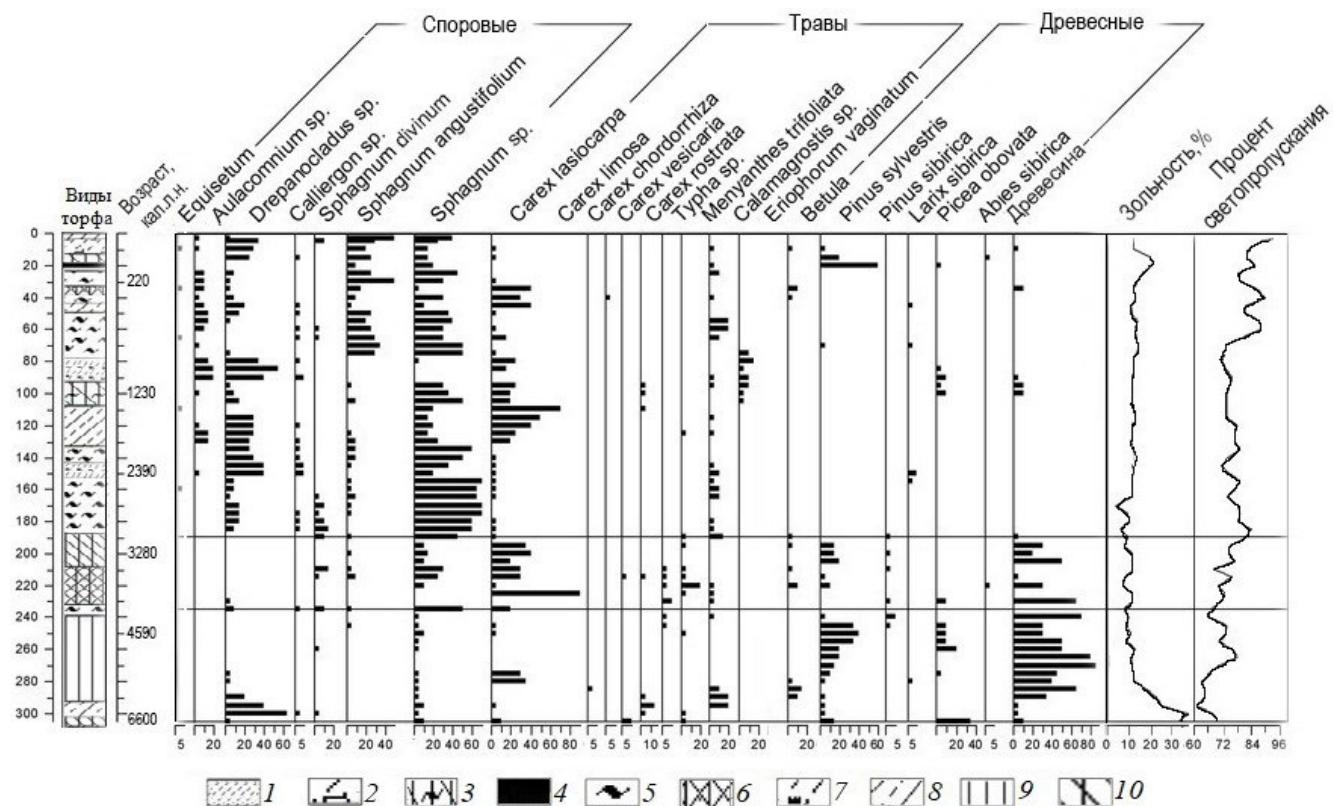


Рис. 6. Стратиграфия торфяной толщи болота Большое, динамика растений-торфообразователей, зольность и степень разложения торфа.

1 – моховой очёс; торф: 2 – моховой переходный, 3 – древесно-сфагновый переходный, 4 – сосновый переходный, 5 – сфагновый переходный, 6 – древесно-осоковый переходный, 7 – гипновый переходный, 8 – осоково-гипновый низинный, 9 – древесный низинный, 10 – древесный переходный.

Fig. 6. Plant macrofossil diagram, peat types, ash-content, gumification for the peat bog Bolshoe.

1 – moss tow; types of peat: 2 – moss, 3 – wood-sphagnum transitional, 4 – pine transitional, 5 – sphagnum transitional, 6 – wood-sedge transitional, 7 – hypnum transitional, 8 – sedge-hypnum eutrophical, 9 – wood eutrophical, 10 – wood transitional.

по 29%. Снижается доля *Betula* sect. *Albae* и *Betula* sect. *Nanae* по сравнению с предыдущей зоной. Начиная с глубины 90 см, единично присутствует пыльца *Larix*. В интервале 100–95 см и 75–70 см зафиксирована пыльца сем. Ericaceae. Из трав отмечена пыльца семейств Asteraceae, Cyperaceae, *Cichorium*, Chenopodiaceae, Poaceae, Rosaceae, Ranunculaceae и *Artemisia*, *Thalictrum*. Из спор доминирует *Sphagnum*, встречаются Polypodiaceae и Bryales, единично отмечается *Equisetum*, *Lycopodium* и Ophyglossaceae.

4.4. Палеоантракологический анализ

Согласно рис. 4, пожарные эпизоды пришлись на следующие даты: 6400, 4200, 4000, 3950, 3750, 3250, 2950, 1650, 1150 и около 150 кал. л. н., т.е. в это время распространение пожаров было максимально близким к точке исследования.

На основании кривой, отображающей временной ряд частоты пожаров, выделены шесть этапов усиления пожарной активности: I – около 6500–6300 кал. л. н., II – 4300–3600 (включает 4 пожарных эпизода, отличается наименьшими

межпожарными интервалами), III – 3400–2800 (2 пожарных эпизода), IV – 1800–1550, V – 1200–1000, VI – 150 кал. л. н. – по настоящее время.

Скорость аккумуляции макроскопических частиц угля составляла на I этапе 4–5 частиц на 1 см² в год, на II – до 8 частиц угля на 1 см² в год, на III, IV и V – менее 2 угольков на 1 см² в год; VI этап, имеющий небольшую продолжительность, отличается наибольшими значениями – от 4–10 до 29 частиц на 1 см² в год.

4.5. Метод биомизации

Согласно результатам, полученным с помощью метода биомизации, установлено, что в составе спорово-пыльцевых спектров преобладают таксоны, относящиеся к биому “тайга”, причем доминируют представители темнохвойной тайги (сосна сибирская, ель, пихта) (рис. 7). В интервалах 235–215 см, 195–190 см, 125–120 и 65–60 см отмечено снижение доли ели и пихты в составе спектров и увеличение содержания *Betula* sect. *Albae* и *Betula* sect. *Nanae*, что указывает на усиление в составе растительного покрова

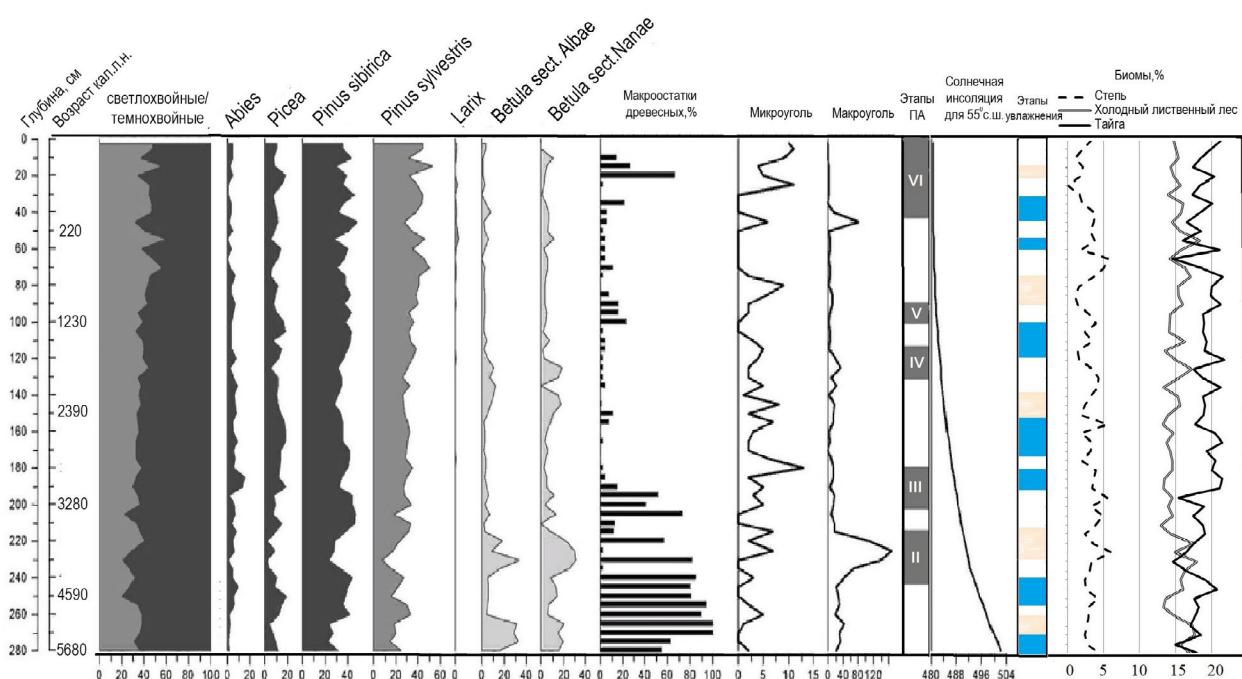


Рис. 7. Сводная диаграмма индикаторов палеоэкологических условий для реконструкции болота Большое. Процентное соотношение пыльцы светлохвойных и темнохвойных; пыльца основных представителей древесных (процент от AP); изменение количества макроостатков древесных (суммарная доля коры и древесины от объема пробы); микроуголь (% от НПП); количество частиц макроуголья (шт./см³); этапы усиления пожарной активности, выделенные на основе палеоантракологического анализа; солнечная инсоляция для 55° с. ш. (по Berger, Loutre, 1991); интервалы увеличения (темный тон) и уменьшения (светлый тон) увлажнения, интерпретированные по комплексу данных; динамика доминирующих типов растительности (биомы).

Fig. 7. Summary diagram of palaeoecological conditions indicators according to Bolshoe peat bog reconstruction. Percentage ratio of light-coniferous and dark-coniferous pollen, pollen of the main trees (AP percentage), change in the wood macroresidues amount (bark and wood), microcoal (% of NPP), macrocoal (pcs/cm³), stages of fire-fighting activities, solar insolation for 55° N. (after Berger, Loutre, 1991), intervals of increasing (dark tone) and decreasing (light tone) humidification, dynamics of dominant vegetation types (biome).

сообществ, относящихся к биому “холодный лиственний лес”. Указанные интервалы нашли отражение в трансформации как суходольных, так и болотных сообществ, что фиксируется полученными результатами по всему комплексу анализов.

4.6. Ризоподный анализ

С помощью ризоподного анализа изучена только верхняя часть (0–50 см, десять образцов) торфяной залежи, всего выявлено 43 вида и внутривидовых разновидности. Среди них наиболее часто встречались таксоны *Hyalosphenia elegans*, *H. papilio*, *Centropyxis aculeata*, *C. aerophila*, *C. sylvatica* и *Archerella flavum*. Наибольшего относительного обилия достигали таксоны *Euglypha rotunda*, *Centropyxis aerophila*, *C. aculeata* и *Hyalosphenia elegans*. Интервал глубин 15–0 см характеризуется заметно большим содержанием раковинок амеб, ниже количество раковинок резко уменьшается. Помимо целых раковинок в исследованных пробах торфа попадались их многочисленные фрагменты, которые не представлялось возможным идентифицировать до таксономического уровня рода и вида. Проведенные ранее исследования показывают, что в торфяниках низинного и переходного типа иногда наблюдается сходная низкая степень сохранности раковинок (например, Payne, Mitchell, 2007), тогда как на других болотах раковинки сохраняются гораздо лучше по всей глубине (например, Blyakharchuk, Kurina, 2021; Mikhailova et al., 2021; Kurina et al., 2023).

В целом видовой состав сохранившихся комплексов раковинных амеб свидетельствует о мезотрофных условиях среды на болоте (Amesbury et al. 2013, 2016; Payne, Mitchell, 2007; Kurina, Li, 2019). Большинство обнаруженных видов раковинных амеб характерно для болот переходного и низинного типа. В комплексах также постоянно присутствует небольшая доля видов (например, *Hyalosphenia elegans*, *H. papilio*, *Archerella flavum*), более типичных для верховых болот (Kurina, Li, 2019). Судя по экологическим предпочтениям обнаруженных видов раковинных амеб, за последние 220 лет сохранялся средний уровень обводненности, соответствующий отметке среднего годового уровня болотных вод около 15–20 см ниже поверхности болота (Иванов, 1975). Исключение составляет слой торфа 45–30 см (130–70 кал. л. н.), в котором доминируют остатки гидрофильного таксона *Centropyxis aculeata* (оптимальный уровень болотных вод 5–10 см ниже поверхности), а также присутствуют раковинки гидрофила *Difflugia oblonga*, предпочитающего условия повышенной обводненности. Оптимальный уровень болотных вод для этого вида около 0 см (поверхность торфяника) (Amesbury et al., 2016).

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Процесс торфонакопления на надпойменной террасе р. Кан в верховье р. Зеленый ключ начался 6600 кал. л. н. с заболачивания лесного сообщества. Выявленные пожарные сигналы в нижней части толщи и в подстилающих торф песчаных отложениях могут указывать на роль пирогенного фактора в инициации процесса заболачивания, который часто активизируется после сильных лесных пожаров и находит отражение в виде высокой концентрации частиц макроугля в придонных слоях торфяников (Фарбер, 2012; Дьяконов и др., 2020; Куприянов, Новенко, 2021; Гренадерова и др., 2021). Пожары около 6600 кал. л. н. в бассейне р. Кан можно рассматривать как отклик на термический оптимум голоцен (Хотинский, 1977). Реакция на потепление и усиление аридизации в оптимум голоцен (7500–6000 кал. л. н.) хорошо фиксируется и в палеоархивах смежных районов, например, в виде обмеления и зарастания озер (Zakh, Ryabogina 2010, Черных и др., 2014), начала процесса торфонакопления (Безрукова и др., 2004; Гренадерова и др., 2021), понижения уровня болотных вод (Novenko et al., 2019), прослоек с повышенным содержанием макроугля (Grenaderova et al. 2020; Mikhailova et al., 2021) и смены доминирующих биомов (Безрукова и др., 2022). Согласно палеоэкологической реконструкции по разрезу Пинчинское (Mikhailova et al., 2021), расположенному в 100 км на северо-запад от болота Большое, период 7400–6250 кал. л. н. отличался засушливым климатом и пожарами.

После пожара растительность на исследуемом болоте была представлена разнотравно-гипновым сообществом с разреженным древесным ярусом из *Betula sect. Albae*. Зарастание березой и в настоящее время весьма типично для гарей гидроморфных темнохвойных лесов Восточной Сибири (Фарбер, 2012).

Далее на протяжении двух тысяч лет (6050–4230 кал. л. н.) на болоте был развит смешанный лес осоково-зеленомошный, пожарные эпизоды отсутствуют. В интервале 5680–5320 кал. л. н. имело место увеличение увлажнения, что отразилось в прослойке с высокой долей тканей травянистых и споровых растений в составе торфяного волокна, при сохранении доминирующей роли древесных. В слое отмечена НПП УАВ-15, которая относится к грибам и встречается на заболоченных территориях (Revelles et al., 2016). Более обильно данная форма представлена позже, на топяной стадии развития болота Большое. На наш взгляд, участие НПП УАВ-15 хорошо сопоставляется с увеличением доли макроостатков *Carex lasiocarpa* Ehrh. На плакорах, согласно данным спорово-

пыльцевого анализа, произрастал елово-кедровый лес с пихтой, папоротниками и плаунами в напочвенном покрове, что в целом может свидетельствовать о значительном увлажнении. Высокое содержание папоротников в составе споровых приходится на период 5870–4410 кал. л. н., здесь же отмечается присутствие *Lycopodium clavatum* L. и *Huperzia selago* (L.) Bernh. ex Schrank & Mart., которые предпочитают влажные хвойные леса (Флора Сибири, 1988), единично отмечена НПП водоросль *Spirogyra* – индикатор мелководного застойного водоема (van Geel, 1978).

Подобные тенденции известны и для восточной части Восточного Саяна, так в пределах Окинского хр. (примерно в 400 км к юго-востоку от с. Ирбейское) по разрезу Ярма (Безрукова и др., 2004), где интервал максимального увлажнения выделен с 6100 до 4450 л.н., повышение увлажненности отмечено около 5200 л. н. (радиоуглеродный возраст). Период с 5320 по 4960 кал. л. н., совпадающий с началом неогляциала (Solomina et al., 2008; Wanner et al., 2008; Новенко, 2021), характеризуется прохладными и менее увлажненными условиями, что проявилось в большем облесении болота Большое, в уменьшении степени разложения торфа (пик светопропускной способности, рис. 7), в сокращении доли темнохвойных пород в составе лесов (подъем нижней границы леса) и расширении лесостепных сообществ с участием *Betula* sect. *Albae*, сем. Poaceae, сем. Asteraceae, в том числе *Artemisia*. Исследователи сталагмита (Columbu et al., 2023), сформировавшегося между 6000 и 3820 л. н. в Торгашинской пещере (в 200 км на СЗ от с. Ирбейское), выявили наличие коротких походлений, три из которых приходятся на указанный нами интервал: 5.3+0.08/–0.07, 5.1+0.09/–0.09 и 4.85+0.05/–0.06 тыс. л. н.

Условия, благоприятные для широкого распространения темнохвойных лесов, складывались в период 4850–4200 кал. л. н. на значительной территории бассейна р. Енисей. Увеличение доли пихты в составе лесных сообществ отмечено и в пределах равнинных ландшафтов южной тайги – болото Большое Спорошинское (Гренадерова и др., 2021), и южнее – на границе подтайгалиесостепь – болото Пинчинское (Mikhailova et al., 2021), и намного севернее – в окрестностях г. Игарка, где, по данным (Новенко и др., 2022), 4700–3600 кал. л. н. отмечалась *Abies sibirica*, что указывает на смещение границы ареала пихты на 200 км к северу.

Следующая стадия развития болота (4230–3080 кал. л. н.) отличается сочетанием контрастных условий: слои древесного торфа с высоким содержанием частиц макроугля чередуются с осо-

ково-сфагновым и осоковым торфом, включающим остатки болотных трав (пухонос, рогоз и вахта). Среди НПП отмечены UAB-55 – индикатор заболоченных территорий и пожарных эпизодов (Revelles, 2016) – и HdV-19 – индикатор открытого болота, осоковой растительности (Prager et al., 2012).

Период 4410–4050 кал. л. н. характеризуется благоприятными условиями для развития темнохвойных лесов (45–46% от пыльцевого спектра). Распространению пожаров в это время могла способствовать периодическая сухость летних сезонов, когда интенсивно горели значительные запасы лесных горючих материалов, накопленные при достаточном увлажнении.

В интервале 4050–3610 кал. л. н. отмеченное сокращение содержания пыльцы темнохвойных до 25–29%, присутствие *Ephedra*, установленные пожарные эпизоды (4000, 3950, 3750 кал. л. н.) с малым межпожарным интервалом могут указывать на снижение общей увлажненности и подъем нижней границы леса на более высокую abs. отметку. Описанные изменения лесных сообществ в сторону осветления (болото Большое, болото Большое Спорошинское) и повышенная пожарная активность (Большое, Большое Спорошинское, Игарка) (Гренадерова и др., 2021; Новенко и др., 2022) отражают более сухие условия, что подтверждается и данными спелеотем, для которых отмечено снижение скорости нарастания сталагмита, начиная с 4.4+0.06/–0.09 тыс. л. н. и вплоть до 3.8 тыс. л. н., что, согласно (Columbu et al., 2023), также отражает более засушливые условия.

Начиная с 3080 кал. л. н. болото переходит на мезотрофную стадию развития, господствующее положение занимает сфагновый мох: *Sphagnum fallax* (мезотрофный гигрогидрофит), *Sph. angustifolium* и *Sph. divinum* (олиготрофный гигрофит). Снижение степени разложения торфа (рост светопропускной способности) на данном этапе может быть обусловлено как усилением походления, так и нарастанием доминирующей роли сфагнового мха в напочвенном покрове, ткани которого в силу биохимических характеристик устойчивы к процессам деструкции (Мирончева-Токарева и др., 2013). В составе НПП отмечен тип животного происхождения HdV-179, предполагающий стоячую воду и эвтрофные условия (Van Geel, 1983), и *Amphitrema flavidum* (HdV-31), которая является индикатором активно растущих сфагновых болот (Shumilovskikh et al., 2015); также в малом количестве фиксируется *Microthyrium* (HdV-8B) – индикатор сфагнового торфа, относящийся к грибам (Kuhry, 1997).

В составе пыльцевого спектра период 3080–2480 кал. л. н. отличался значительным содержанием пыльцы темнохвойных (46–50% от AP+NAP), что может свидетельствовать о стабильно высоком увлажнении. Однако, несмотря на высокую влажность (3080–2910 кал. л. н. соотносится с пиковым содержанием пыльцы пихты – 9–12%, при среднем показателе 3.5%), на этот период приходится пожарный эпизод (2950 кал. л. н.), который выходил за пределы локального уровня, о чем свидетельствует максимальное содержание микроугля (рис. 4). Известно, что темнохвойные елово-пихтовые и кедровые леса по сравнению с сосняками и лиственничниками являются менее пожароопасными (Фуряев, 1996): возгорание в таких насаждениях может возникнуть только в условиях сильной засухи (Каницкая, 2013).

С 2820 по 2740 кал. л. н. единично отмечена пыльца *Larix* и споры *Lycopodium annotinum*, который встречается в лиственничных и еловых моховых лесах (Кожевников, 1986; Янченко, 2009). Для интервала 2740–2650 кал. л. н. характерно минимальное значение зольности – 4.32%, условия не способствовали привносу минеральных фракций поверхностным и подземным стоком. На 2650–2390 кал. л. н. приходится пик пыльцы ели – 13–15% (при среднем по разрезу содержании 8%), единично отмечен *Lycopodium dubium* – вид, характерный для тундры, лесотундры, изредко встречается в сосновых лесах (Флора Сибири, 1988). Перечисленные особенности можно соотнести с известным для умеренных широт северного полушария похолоданием около 2600 л. н. (Шнитников, 1957).

Интервал 2390–2270 кал. л. н. можно охарактеризовать как сухой и прохладный, в составе локального фитоценоза увеличивалась доля зеленого мха (в волокне торфа до 50%, ранее 10–15%), в древесном ярусе отмечена лиственница, в составе пыльцевого спектра доля карликовой бересклета возросла до 14% (ранее 4–8%). Кратковременное усиление биома “холодный лиственный лес”, а также увеличение пожарной активности, фиксируется 1850–1720 кал. л. н.

Позже, 1720–1350 кал. л. н., на болоте получает развитие ассоциация осоки волосистоплодной (*Carex lasiocarpa*). Содержание пыльцы сосны сибирской в составе спектра 1600–1230 кал. л. н. возрастает до 34–36% (при среднем значении 28%). Максимум пыльцы темнохвойных пород (сосна сибирская – 36.2%, ель – 15%, пихта – 3%) пришелся на 1350–1230 кал. л. н., что может указывать на снижение нижней границы леса в западной части Восточного Саяна. Кроме того, до 29% возросла доля *Pinus sylvestris* в составе пыль-

цевого спектра, сформированного 1720–1480 кал. л. н. (ранее значение не превышало 20%), что может свидетельствовать об увеличении плотности произрастания сосны обыкновенной в пределах Канской лесостепи. Фиксируется холодолюбивый *Lycopodium dubium*.

В целом интервал 1720–1230 кал. л. н. хорошо соотносится с Похолоданием темных веков (410–775 гг. н. э.), нашедшим широкое отражение во многих палеоархивах Европы (Helama et al., 2017). Можно предположить, что в пределах Алтас-Саянской горной страны данное похолодание проявилось в расширении ареала темнохвойной тайги в Горной Шории с 1400 по 1250 кал. л. н. (Бляхарчук, Пупышева, 2022), в изменении состава болотных сообществ в бассейне Телецкого озера, в максимуме последней фазы наступления ледников на хр. Холзун на Алтае около 1600 л. н. (Черных и др., 2014). Согласно 2367-летней древесно-кольцевой хронологии “Mongun”, в интервале 516–800 гг. н. э. температура воздуха в июле понизилась на 5 °C по сравнению с долгосрочным восстановленным средним значением (Мыглан и др., 2012), а общее количество осадков в июле вдвое превысило среднее многолетнее значение за последние 1500 лет (Churakova-Sidorova et al., 2022).

Интервал 1000–700 кал. л. н. отличается увеличением проективного покрытия зеленого мха в растительном покрове болота Большое (доля бриевых в составе торфяного волокна достигает 75%), было развито разнотравно-осоково-гипновое сообщество с *Eriophorum*, *Calamagrostis* и древесным ярусом из *Picea*, случались пожары, что может указывать на снижение общего увлажнения. Однако увлажнение оставалось достаточным для НПП Tardigrada S.(IBB-33), которая, согласно (Montoya, 2010), встречается во влажных местообитаниях, и для HdV-179, которая предпочитает стоячую воду и эвтрофные условия (van Geel, 1983). На плакорах произрастали елово-пихтово-кедровые леса, доля сосны обыкновенной в составе спектра достигла 32%. Данные условия согласуются со Средневековым климатическим оптимумом, который охватывал значительные районы северного полушария примерно с 830 по 1100 гг. н. э. (PAGES 2k Consortium, 2013); наибольшее потепление отмечалось между 1000 и 1100 гг. н. э. (Moberg et al., 2005). Рост температуры и сухость воздуха были характерны и для Алтас-Саянского региона (Борисова, Panin, 2019; Churakova-Sidorova et al., 2022; Бляхарчук, Пупышева, 2022).

В течение 680–130 кал. л. н. на болоте развитие получило сфагновое сообщество с вересковыми и лиственницей. На плакорах произрастал пихтово-елово-кедровый лес, расширение ареала темно-

хвойных приходится на 400–310 кал. л. н. Позже, 310–220 кал. л. н., когда, согласно древесно-кольцевой хронологии Mongun (Мыглан и др., 2012), в Алтае-Саянском регионе наблюдалось максимальное проявления Малого ледникового периода (XVII–XIX вв.), доля темнохвойных в составе пыльцевого спектра резко сократилась (до 20% при среднем значении по колонке 40%), содержание *Larix* достигло 2% – максимум по разрезу; наполненность образца пыльцой заметно ниже по сравнению с остальными пробами, развитие получило биом “холодный лиственничный лес”.

Временной интервал 130–70 кал. л. н. характеризуется повышенным увлажнением на болоте, на что указывает увеличение доли *Carex lasiocarpa* в составе осоково-мохового сообщества с береской карликовой, гидрофильные раковинные амебы *Centropyxis aculeata* и *Diffugia oblonga*, а также НПП *Turbellaria* E. (HdV-19) – индикатор застойных неглубоких вод, открытого болота, осоковой растительности (Prager et al., 2012), и НПП *Coniochaetaceae* (UAB-9), который встречается на заболоченных территориях и является индикатором пожаров (Revelles, 2016).

Последние 70 лет на болоте произрастает разнотравно-зеленомошно-сфагновое сообщество, в развитии которого отмечен интервал 30–10 кал. л. н., отличающийся наличием развитого древесного яруса (древесно-сфагновый торф с древесными остатками до 65%), из НПП присутствуют *Russinia* P. (HdV-357) – индикатор заболоченных территорий (Shumilovskikh et al., 2015) и *Entophyscitis lobata* (HdV-13) – встречается на заболоченных территориях и является индикатором пожара (Revelles, 2016), что сопровождается увеличением частиц макроугля в верхних 20 см. В интервале 5–0 см присутствуют НПП *Spirogira* и *Turbellaria*, что может свидетельствовать о динамично изменяющихся условиях на современной стадии развития болота.

6. ВЫВОДЫ

Полученная реконструкция “Болото Большое” дает возможность проследить изменение природной среды в предгорье западной части Восточного Саяна в непрерывной последовательности за 6600 лет. Комплексный палеоэкологический подход, опирающийся на индикаторы растительного и животного происхождения, позволил выявить отклик сообществ экотона лесостепь – тайга предгорий и низкогорий Восточного Саяна на основные климатические тенденции голоцене.

Термический оптимум голоцена проявился в бассейне р. Кан усилением пожарной активности и активизацией процесса торфонакопления. Интервал 6600–5300 кал. л. н. может быть охаракте-

ризован как климатический оптимум с широким распространением темнохвойных лесов.

Предгорное положение объекта исследования определило возможность отразить смещение границ биома “тайга” в ответ на изменение теплого и благообеспеченности. Так, сокращение ареала темнохвойных пород, подъем нижней границы леса пришелся на периоды усиления континентальности, похолодания и сокращения благообеспеченности: в начале неогляциала с 5320 по 4960 кал. л. н., в интервале 2390–2270 кал. л. н. и во время максимального проявления Малого ледникового периода 310–220 кал. л. н.

Экстремально засушливые условия, повлекшие значительное усиление пожарной активности и осветление лесных сообществ, имели место 4050–3610 кал. л. н. Сокращение общей увлажненности способствовало снижению водно-минерального питания, и на болоте с этого времени развитие получили мезотрофные осоково-сфагновые сообщества. Потепление в Средневековый климатический оптимум (1000–700 кал. л. н.) проявилось слабее, не способствовало сокращению ареала темнохвойных пород в предгорье Восточного Саяна и отразилось только в трансформации локальной болотной растительности.

Периоды похолодания и увеличения увлажнения (снижение испаряемости) пришлись на 3080–2910 кал. л. н., 2820–2390 и 1720–1230 кал. л. н., что, в том числе, повлияло на расширение ареала темнохвойных пород, с наиболее значительным откликом в интервале 1350–1230 кал. л. н. Последний может быть отнесен к похолоданию Темных веков и отмечен максимальным содержанием темнохвойных пород в составе лесных сообществ исследуемого района.

Последние 150 кал. лет отличаются сочетанием контрастных палеосигналов, указывающих на разное увлажнение территории, в том числе отмечена наивысшая скорость аккумуляции макрочастиц угля (29 шт./см² в год), что, на наш взгляд, может отражать как усиление континентальности климата, так и возросшую антропогенную нагрузку на окружающей территории.

В заключении хочется отметить, что природные комплексы склонов северо-западной экспозиции Восточного Саяна заметно откликаются на трансформацию в переносе тепла и влаги с Атлантики, и, на наш взгляд, могут являться перспективными объектами для палеореконструкций.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00341, <https://rscf.ru/project/23-27-00341/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антилова Е.М. (2003). Флора северных лесостепей Средней Сибири. Красноярск: РИО КГПУ. 464 с.
- Аржанников С.Г., Гладков А.С., Семенов Р.М. (2004). Позднечетвертичная геодинамика и импульсные тектонические движения в зоне влияния Канской системы разломов (юго-запад Сибирской платформы). *Геология и геофизика*. Т. 45. № 4. С. 430–442.
- Безрукова Е.В., Вершинин К.Е., Летунова П.П. и др. (2004). Растительность высокогорий Восточного Саяна в позднем голоцене по данным изучения торфяных отложений. *Ботанический журнал*. № 2. С. 221–232.
- Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Волчатова Е.В. и др. (2021). Постледниковая история растительности и климата Окинского плато (Восточный Саян, Южная Сибирь). *ДАН. Науки о Земле*. Т. 496. № 2. С. 211–214. <https://doi.org/10.31857/S2686739721020043>
- Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Решетова С.А. и др. (2022). Природная среда Окинского плато (горы Восточного Саяна) в позднем ледниковом и голоцене: пример палинологической летописи из отложений озера Хикушка. *Геоморфология*. № 3. С. 61–73. <https://doi.org/10.31857/S043542812203004X>
- Берзин Н.А. (1967). Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука. 147 с.
- Бляхарчук Т.А. (2011). Изменение растительности и климата Западного Саяна и их взаимосвязь с развитием археологических культур региона во второй половине голоцена по данным спорово-пыльцевого анализа болотных отложений. *Вестник Томского госуниверситета*. № 351. С. 145–151.
- Бляхарчук Т.А., Пупышева М.А. (2022). Динамика растительного покрова и пожаров Горной Шории (Северный Алтай) в позднем голоцене: по палеоэкологическим данным торфяника Малый Лабыш. *Сибирский экологический журнал*. Т. 29. № 2. С. 133–146. <https://doi.org/10.15372/SEJ20220202>
- Гельцер Ю.Г., Корганова Г.А., Алексеев Д.А. (1985). Практическое руководство по идентификации почвенных тестаций. М.: Изд-во МГУ. 84 с.
- ГОСТ 11306-2013 (2019). Торф и продукты его переработки. Методы определения зольности. М.: Стандартинформ. 6 с.
- Гренадерова А.В., Мандрыка П.В., Ван Сяокунь и др. (2021). Комплексные археолого-палеоэкологические исследования голоценового хроноряда в южной тайге Среднего Енисея. *Stratum plus. Археология и культурная антропология*. № 6. С. 299–313. <https://doi.org/10.55086/sp216299313>
- Гренадерова А.В., Шарафутдинов Р.А. (2005). Реконструкция экологических условий позднего голоцена в долине р. Оя. В сб.: *Горные экосистемы Южной Сибири: изучение, охрана и рациональное природопользование. Материалы I межрегиональной научно-практической конференции, посвященной 5-летию организации Тигирекского заповедника. Труды ГПЗ “Тигирекский”*. Вып. 1. Барнаул: Алтайские страницы. С. 141–146.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. (1948). Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз. 224 с.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2021 год. (2022). М.: Росгидромет. 104 с.
- Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. (1959). Атлас растительных остатков, встречающихся в торфе. М.-Л.: Госэнергоиздат. 137 с.
- Дьяконов К.Н., Новенко Е.Ю., Мазей Н.Г. и др. (2020). Возраст болот и этапы болотообразования в полесских ландшафтах Восточно-Европейской равнины. *ДАН. Науки о Земле*. Т. 492. № 2. С. 87–93. <https://doi.org/10.31857/S2686739720060067>
- Иванов К.Е. (1975). Водообмен в болотных ландшафтах. Л.: Гидрометеоиздат. 280 с.
- Каницкая Л.В. (2013). Лесная пирология. Иркутск: БГУ-ЭП. 206 с.
- Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.И. (1977). Атлас растительных остатков в торфах. М.: Недра. 371 с.
- Кожевников Ю.П. (1986). Сосудистые растения. В сб.: *Горные фитоценотические системы Сибири*. Л.: Наука. С. 45–76.
- Коротков И.А. (1994). Лесорастительное районирование России и республик бывшего СССР. В сб.: *Углерод в экосистемах лесов и болот России*. Красноярск: ВЦ СО РАН. С. 29–47.
- Кошкаров А.Д., Кошкарова В.Л. (2016). Реконструкция трансформации видовой структуры типов растительности Турано-Уюкской котловины (юго-восточная часть Западного Саяна) под воздействием глобальных климатических изменений. В сб.: *Экосистемы Центральной Азии: исследование, сохранение, рациональное использование. Материалы XIII Международного симпозиума*. Кызыл: Изд-во ТувГУ. С. 198–202.
- Кошкаров А.Д., Кошкарова В.Л., Назимова Д.И. (2021). Многовековые климатические тренды трансформации кедровников в разных лесорастительных зонах гор западного саяна. *Сибирский лесной журнал*. № 2. С. 3–16. <https://doi.org/10.15372/SJFS20210201>
- Куликова Г.Г. (1974). Краткое пособие к ботаническому анализу торфа. М.: Изд-во МГУ. 94 с.
- Куприянов Д.А., Новенко Е.Ю. (2021). Реконструкция истории лесных пожаров в южной части Мордовского заповедника в голоцене по данным анализа макроскопических частиц угля в торфе. *Труды Мордовского государственного природного заповедника имени П.Г. Смидовича*. Вып. 3. С. 176–192.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1972). Пыльца и споры растений флоры СССР. Т. 1. Л.: Наука. 171 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1978). Пыльца двудольных растений флоры Европейской части СССР. Lamiaceae, Zygophyllaceae. Л.: Наука. 183 с.
- Мазей Ю.А., Цыганов А.Н. (2006). Пресноводные раковинные амебы. М.: Товарищество научных изданий КМК. 300 с.
- Миронычева-Токарева Н.П., Косых Н.П., Вишнякова Е.К. (2013). Продукционно-деструкционные процессы в болотных экосистемах Васюганья. *Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата*. Т. 4. № 1. С. 1–9. <https://doi.org/10.17816/edgcc411-9>

- Мульдяров Е.Я., Чернова Н.А. (2003). О болотах горного массива Ергаки. В сб.: *Статьи по материалам межрегионального экологического семинара “Комплексные экологические исследования ландшафтов Сибири”*. Томск: Томский госуниверситет. С. 171–174.
- Мыглан В.С., Ойдуулаа О.Ч., Ваганов Е.А. (2012). Построение 2367-летней древесно-кольцевой хронологии для Алтая-Саянского региона (горный массив Монгун-Тайга). *Археология, этнография и антропология Евразии*. Т. 3. № 53. С. 76–83.
- Николаев В.А., Чернов А.Ф. (1988). Рельеф Алтая-Саянской горной области. Новосибирск: Наука. 204 с.
- Новенко Е.Ю. (2021). Динамика ландшафтов и климата в Центральной и Восточной Европе в голоцене – прогнозные оценки изменения природной среды. *Геоморфология*. № 3. С. 24–47.
<https://doi.org/10.31857/S0435428121030093>
- Новенко Е.Ю., Мазей Н.Г., Куприянов Д.А. и др. (2022). Изменения растительности Приенисейской Сибири в последние 4700 лет: новые палеоэкологические данные из района Игарки (Красноярский край). *Геоморфология*. Т. 53. № 3. С. 51–60.
<https://doi.org/10.31857/S0435428122030129>
- Платонов Г.М. (1964). Болота лесостепи Средней Сибири. Москва: Наука. 116 с.
- Платонов Г.М. (1965). Болота предгорий Западного Саяна. В сб.: *Особенности болотообразования в некоторых лесных и предгорных районах Сибири и Дальнего Востока*. М.: Наука. С. 35–46.
- Романов Ф.Н., Найдич Е.М. (1950). Материалы маршрутной разведки торфяного месторождения “Большое” Ирбейского района, Красноярского края (КЗ № 54): геологический отчет. Ленинград: РОСТОРФ-РАЗВЕДКА. 19 с.
- Савина Л.Н. (1976). Новейшая история лесов Западного Саяна (по данным спорово-пыльцевого анализа почв). Новосибирск: Наука. 157 с.
- Седаева М.И., Экарт А.К., Степанов Н.В. и др. (2022). Характеристика изолированных популяций *Tilia nasczokinii* Stepanov (Tiliaceae) в окрестностях Красноярска. *Вестник Томского государственного университета. Биология*. № 57. С. 28–45.
<https://doi.org/10.17223/19988591/57/2>
- Сергеев Г.М. (1971). Островные лесостепи и подтайга Приенисейской Сибири. Иркутск: Восточно-Сибирское книжное изд-во. 264 с.
- Торфяные месторождения и их разведка (руководства по лабораторно-практическим занятиям). (1977). Под общ. ред. И.Ф. Ларгина. М.: Недра. 264 с.
- Фарбер С.К. (2012). Воздействие пожаров на леса Восточной Сибири. *Лесная таксация и лесоустройство*. № 1 (47). С. 131–141.
- ФГБУ “Среднесибирское УГМС” – официальный сайт [Электронный ресурс]. URL: <http://meteo.krasnoyarsk.ru/> (дата обращения: 17.02.2022).
- Флора Сибири. Т. 1. *Lycopodiaceae – Hydrocharitaceae*. (1988). Под ред. И.М. Красноборова. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 200 с.
- Фуряев В.В. (1996). Роль пожаров в процессе лесообразования. Новосибирск: Наука. 253 с.
- Хотинский Н.А. (1977). Голоцен Северной Евразии: опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата. М.: Наука. 197 с.
- Чернова Н.А. (2006). Болота хребта Ергаки (Западный Саян). Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Томск: ТГУ. 19 с.
- Черных Д.В., Золотов Д.В., Ямских Г.Ю. и др. (2014). Новые данные о голоценовой эволюции ландшафтов в бассейне Телецкого озера. *Известия РГО*. Т. 146. № 1. С. 34–42.
- Шнитников А.В. (1957). Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. *Записки Географического общества СССР*. Т. 16. 337 с.
- Ямских Г.Ю., Гренадерова А.В., Борисова И.В. (2008). Реконструкция растительности в окрестностях озера Ойское (по данным спорово-пыльцевого анализа) в голоцене (территория Природного парка “Ергаки”). В сб.: *“Ергаки”: история и будущее: материалы краевой научно-практической конференции*. Красноярск: ИПК СФУ. С. 26–30.
- Янченко З.А. (2009). Флора сосудистых растений на северо-западе плато Путорана (окрестности озера Лама). *Ботанический журнал*. Т. 94. № 7. С. 1003–1030.
- Amesbury M.J., Mallon G., Charman D.J. et al. (2013). Statistical testing of a new testate amoeba-based transfer function for water-table depth reconstruction on ombrotrophic peatlands in north-eastern Canada and Maine, United States. *J. of Quat. Sci.* V. 28. Iss. 1. P. 27–39.
<https://doi.org/10.1002/jqs.2584>
- Amesbury M.J., Swindles G.T., Bobrov A. et al. (2016). Development of a new pan-European testate amoeba transfer function for reconstructing peatland palaeohydrology. *Quat. Sci. Rev.* V. 152. P. 132–151.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.09.024>
- Berger A., Loutre M.F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.* V. 10. Iss. 4. P. 297–317.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-q)
- Beug H.-J. (2004). Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. Munich: Publisher Verlag Friedrich Pfeil. 542 p.
- Blaauw M. (2010). Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quat. Geochronology*. V. 5. № 5. P. 512–518.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002>
- Blyakharchuk T.A., Kurina I.V. (2021). Late Holocene environmental and climatic changes in the Western Sayan Mountains based on high-resolution multiproxy data. *Boreas*. V. 50. P. 919–934.
<https://doi.org/10.1111/bor.12493>
- Borisova O.K., Panin A.V. (2019). Multicentennial Climatic Changes In The Tere-Khol Basin, Southern Siberia, During The Late Holocene. *Geography Environment Sustainability*. V. 12. № 2. P. 148–161.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-64>
- Chambers F.M., Beilman D.W., Yu Z. (2010). Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics. *Mires and Peat*. V. 7. Iss. 07. P. 1–10.

- Chernykh D.V., Zolotov D.V., Yamskikh G.Y. et al. (2014). Postglacial environmental change in the valley of Malye Chily River (the basin of Lake Teletskoye), northeastern Russian Altai. *Physical Geography*. V. 35. Iss. 5. P. 390–410.
<https://doi.org/10.1080/02723646.2014.929881>
- Churakova-Sidorova O.V., Myglan V.S., Fonti M.V. et al. (2022). Modern aridity in the Altai-Sayan mountain range derived from multiple millennial proxies. *Sci. Rep.* V. 12. № 7752.
<https://doi.org/10.1038/s41598-022-11299-1>
- Clark J.S. (1988). Particle Motion and the Theory of Charcoal Analysis: Source Area, Transport, Deposition, and Sampling. *Quat. Res.* V. 30. Iss. 1. P. 67–80.
[https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90088-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90088-9)
- Clark J.S., Lynch J.A., Stocks B.J. et al. (1998). Relationships between charcoal particles in air and sediments in west-central Siberia. *The Holocene*. V. 8. Iss. 1. P. 19–29.
<https://doi.org/10.1191/095968398672501165>
- Columbu A., Zhorniyak L.V., Zanchetta G. (2023). A mid-Holocene stalagmite multiproxy record from southern Siberia (Krasnoyarsk, Russia) linked to the Siberian High patterns. *Quat. Sci. Rev.* V. 320. P. 108355.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108355>
- Decloitre P.L. (1979). Le genre *Centropyxis* II. *Arch. Protistenk.* V. 121. P. 162–192.
[https://doi.org/10.1016/s0003-9365\(79\)80014-7](https://doi.org/10.1016/s0003-9365(79)80014-7)
- Eichler A., Tinner W., Brütsch S. et al. (2011). An ice-core based history of Siberian Forest fires since AD 1250. *Quat. Sci. Rev.* V. 30. № 9–10. P. 1027–1034.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.02.007>
- Grenaderova A.V., Rodionova A.B., Miteva J.S. et al. (2020). Holocene paleovegetation reconstruction of the Eastern Sayan mountain peatlands (north-west macroslope) using a multi-proxy analysis. In: *1st International IALE-Russia online conference “Landscape Science and Landscape Ecology: Considering Responses to Global Challenges”*. P. 103.
- Helama S., Jones P.D., Briffa K.R. (2017). Dark Ages Cold Period: A literature review and directions for future research. *The Holocene*. V. 27. Iss. 10. P. 1600–1606.
<https://doi.org/10.1177/0959683617693898>
- Higuera P.E. (2009). CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis: user's guide. Bozeman, MT, USA: Montana State University. 27 p.
- Kuhry P. (1997). The palaeoecology of a treed bog in western boreal Canada: a study based on microfossils, macrofossils and physico-chemical properties. *Review of Palaeobotany and Palynology*. V. 96. Iss. 1–2. P. 183–224.
[https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(96\)00018-8](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(96)00018-8)
- Kurina I.V., Li H. (2019). Why do testate amoeba optima related to water table depth vary? *Microb. Ecol.* V. 77. P. 37–55.
<https://doi.org/10.1007/s00248-018-1202-4>
- Kurina I.V., Li H., Barashkov D.R. (2020). Use of testate amoebae to infer paleohydrology during fen and fen-bog transition stages of ombrotrophic mire development. *J. Paleolimnol.* V. 63. P. 147–158.
<https://doi.org/10.1007/s10933-019-00107-y>
- Kurina I.V., Veretennikova E.E., Il'ina A.A. et al. (2023). Multi-proxy climate and environmental records from a Holocene eutrophic mire, southern taiga subzone, West Siberia. *Boreas*. V. 52. P. 223–239.
<http://doi.org/10.1111/bor.12604>
- MacArthur R.H. (1957). On the relative abundance of bird species. *Proc. Natl. Acad. Sci.* V. 43. № 3. P. 293–295.
<https://doi.org/10.1073/pnas.43.3.293>
- Mikhailova A.B., Grenaderova A.V., Kurina I.V. et al. (2021). Holocene vegetation and hydroclimate changes in the Kansk forest steppe, Yenisei River Basin, East Siberia. *Boreas*. V. 50. P. 948–966.
<https://doi.org/10.1111/bor.12542>
- Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K. et al. (2005). Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*. V. 433. P. 613–617.
<https://doi.org/10.1038/nature03265>
- Montoya E., Rull V., van Geel B. (2010). Non-pollen palynomorphs from surface sediments along an altitudinal transect of the Venezuelan Andes. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 297. Iss. 1. P. 169–183.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.026>
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. (1991). Pollen analysis. Oxford: blackwell scientific publications. 216 p.
- Novenko E.Yu., Tsyanov A.N., Babeshko K.V. et al. (2019). Climatic moisture conditions in the north-west of the Mid-Russian Upland during the Holocene. *Geography, Environment, Sustainability*. V. 12. № 4. P. 188–202.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-62>
- PAGES 2k Consortium. (2013). Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nat. Geosci.* V. 6. P. 339–346.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1797>
- Payne R.J., Mitchell E. (2007). Ecology of testate amoebae from mires in the central Rhodope Mountains, Greece and development of a transfer function for palaeohydrological reconstruction. *Protist*. V. 158. Iss. 2. P. 159–171.
<https://doi.org/10.1016/j.protis.2006.11.003>
- Prager A., Theuerkauf M., Couwenberg J. et al. (2012). Pollen and non-pollen palynomorphs as tools for identifying alder carr deposits: A surface sample study from NE-Germany. *Review of Palaeobotany and Palynology*. V. 186. P. 38–57.
<https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.07.006>
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. Iss. 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/rdc.2020.41>
- Revelles J., Burjachs F., van Geel B. (2016). Pollen and non-pollen palynomorphs from the Early Neolithic settlement of La Draga (Girona, Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*. V. 225. P. 1–20.
<https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2015.11.001>
- Rodionova A.B., Grenaderova A.V. (2018). Peatland development and paleoclimate records from the Holocene peat archive in the foothills of the Eastern Sayan Mountains. IOP Conference Series: *Earth and Environmental Science*. V. 138. P. 012014.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/138/1/012014>

- Shumilovskikh L.S., Schlütz F., Achterberg I. et al. (2015). Non-Pollen Palynomorphs from Mid-Holocene Peat of the Raised Bog Borsteler Moor (Lower Saxony, Germany). *Studia Quaternaria*. V. 32. № 1. P. 5–18. <https://doi.org/10.1515/squa-2015-0001>
- Shumilovskikh L.S., van Geel B. (2020). Non-pollen palynomorphs. Henry A.G. (Ed.). In: *Handbook for the Analysis of MicroParticles in Archaeological Samples*. P. 65–94. https://doi.org/10.1007/978-3-030-42622-4_4
- Solomina O., Haeberli W., Kull C. et al. (2008). Historical and Holocene glacier–climate variations: General concepts and overview. *Global and Planetary Change*. V. 60. № 1–2. P. 1–9. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.001>
- Tarasov P.E., Guiot J., Volkova V.S. (2000). Last glacial maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from northern Eurasia. *J. of biogeography*. V. 27. № 3. P. 609–620.
- Van Geel B. (1978). A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae cormophytes and anamals. *Review of Palaeobotany and Palynology*. V. 25. Iss. 1. P. 1–120. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(78\)90040-4](https://doi.org/10.1016/0034-6667(78)90040-4)
- Van Geel B., Hallewas D.P., Pals J.P. (1983). A late holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of Noord-Holland, The Netherlands): Palaeoecological and archaeological aspects. *Review of Palaeobotany and Palynology*. V. 38. Iss. 3–4. P. 269–335. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(83\)90026-X](https://doi.org/10.1016/0034-6667(83)90026-X)
- Wanner H., Beer J., Butikofer J. et al. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat. Sci. Rev.* V. 27. Iss. 19–20. P. 1791–1828. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- Zakh V.A., Ryabogina N.E., Chlachula J. (2010). Climate and environmental dynamics of the mid- to late Holocene settlement in the Tobol-Ishim forest-steppe region, West Siberia. *Quat. Int.* V. 220. Iss. 1–2. P. 95–101. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.09.010>

THE VEGETATION COVER RESPONSE IN THE EASTERN SAYAN FOOTHILLS TO THE HOLOCENE CLIMATE EXTREMES (THE BOLSHOYE PEAT BOG CASE STUDY)¹

A. V. Grenaderova^{1, #}, A. B. Mikhailova¹, I. V. Kurina², and O. V. Podobueva¹

¹Siberian Federal University, Institute of Ecology and Geography, Krasnoyarsk, Russia

²Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch of the RAS, Tomsk, Russia

[#]E-mail: grenaderova-anna@mail.ru

Article provides the results of palaeoecological reconstruction of vegetation cover changes and climatic conditions at the foot of the Eastern Sayan northwestern macroslope over the past 6600 years. The results are based on radiocarbon AMS dating, pollen, macrofossils, NPP, macrocharcoal and testate amoebae analyses of peat deposits from Bolshoe bog situated on the Yenisei River right bank. It was established that the waterlogging process was initiated by the pyrogenic factor. During the last approximately 6000 cal. a BP dark coniferous forests with a dominant position of *Pinus sibirica* were common in the foothills. The change in climatic conditions towards decreased moisture availability 4050–3600 cal. a BP contributed to the lower border of dark conifers rise and the strengthening of forest-steppe communities with *Betula* sect. *Albae*. This period is characterized by the most dramatic transformations. Less prolonged periods of forest lightening occurred in 3170–3080, 1850–1720, 490–400 and 310–220 cal. a BP, when the taiga and cold deciduous forest biomes were of almost equal importance. The most significant expansion of the dark conifers range began 1600 cal. a BP and reached a maximum 1350–1230 cal. a BP, which can be correlated with Dark Ages Cold Period. Based on the macrocharcoal analysis results six stages of increased fire activity were identified: 6500–6300, 4300–3600 (includes 4 fire episodes, characterized by the shortest fire intervals), 3400–2800, 1800–1550, 1200–1000, and from 150 cal. a BP to present. Based on a multy-proxy analysis, periods of increased moisture were established: 6300–5320, 4700–4200, 3080–2900, 2820–2390, 1720–1230, 400–310 and 130–70 cal. a BP. The decreased moisture was characteristic of the intervals 5320–4960, 4050–3600, 2390–2220, 1000–700 cal. a BP.

Keywords: Yenisei River basin, peat bog, pollen, biomes, macrocharcoal, testate amoebae, reconstruction of environmental conditions

¹For citation: Grenaderova A.V., Mikhailova A.B., Kurina I.V., Podobueva O.V. (2024). The vegetation cover response in the Eastern Sayan Foothills to the Holocene climate extremes (the Bolshoye Peat Bog case study). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 157–176. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040107>; <https://elibrary.ru/FFOAEY>

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by the Russian Science Foundation, project № 23-27-00341, <https://rscf.ru/project/23-27-00341/>.

REFERENCES

- Amesbury M.J., Mallon G., Charman D.J. et al. (2013). Statistical testing of a new testate amoeba-based transfer function for water-table depth reconstruction on ombrotrophic peatlands in north-eastern Canada and Maine, United States. *J. of Quat. Sci.* V. 28. Iss. 1. P. 27–39. <https://doi.org/10.1002/jqs.2584>
- Amesbury M.J., Swindles G.T., Bobrov A. et al. (2016). Development of a new pan-European testate amoeba transfer function for reconstructing peatland palaeohydrology. *Quat. Sci. Rev.* V. 152. P. 132–151. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.09.024>
- Antipova E.M. (2003). Flora severnyh lesosteppei Srednei Sibiri (Flora of the northern forest-steppes of Central Siberia). Krasnoyarsk: RIO KGPU (Publ.). 464 p. (in Russ.).
- Arzhannikov S.G., Gladkov A.S., Semenov R.M. (2004). Late Quaternary geodynamics and tectonic activity within the fault system (southwestern Siberian Platform). *Geol. Geofiz.* V. 45. № 4. P. 430–442. (in Russ.).
- Berger A., Loutre M.F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.* V. 10. Iss. 4. P. 297–317. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-q)
- Berzin N.A. (1967). Zona Glavnogo razloma Vostochnogo Sayana (Eastern Sayan Main Fault Zone). Moscow: Nauka (Publ.). 147 p. (in Russ.).
- Beug H.-J. (2004). Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. Munich: Publisher Verlag Friedrich Pfeil. 542 p.
- Bezrukova E.V., Vershinin K.E., Letunova P.P. et al. (2004). Vegetation of the highlands of the Eastern Sayan in the late Holocene according to the study of peat deposits. *Botanicheskii Zhurnal.* № 2. P. 221–232. (in Russ.).
- Bezrukova E.V., Kulagina N.V., Volchatova E.V. et al. (2021). Postglacial Vegetation and Climate History of the Oka Plateau (East Sayan Mountains, South Siberia). *Doklady Earth Sciences.* V. 496. № 2. P. 182–184. <https://doi.org/10.1134/S1028334X21020045>
- Bezrukova E.V., Kulagina N.V., Reshetova S.A. et al. (2022). Environment of the Oka Plateau (East Sayan Mountains) in the Late Glacial and Holocene: a Case Study of a Complex Record From the Lake Khikushka Sediments. *Geomorfologiya.* V. 53. № 3. P. 61–73. <https://doi.org/10.31857/S043542812203004X> (in Russ.).
- Blaauw M. (2010) Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology.* V. 5. № 5. P. 512–518. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002>
- Blyakharchuk T.A. (2011). Change of vegetation and climate of Western Sayan mountains and its interconnection with development of archeological cultures of area during second half of the holocene according to spore-pollen data of peat deposits. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta.* № 351. P. 145–151. (in Russ.)
- Blyakharchuk T.A., Kurina I.V. (2021). Late Holocene environmental and climatic changes in the Western Sayan Mountains based on high-resolution multiproxy data. *Boreas.* V. 50. P. 919–934. <https://doi.org/10.1111/bor.12493>
- Blyakharchuk T.A., Pupysheva M.A. (2022). Dynamics of Vegetation and Fires in Gornaya Shoriya (Northern Altai Mountains) in the Late Holocene According to Palynological and Charcoal Research into the MalyLabish Mire. *Sibirskiy ekologicheskiy zhurnal.* V. 29. № 2. P. 133–146. (in Russ.) <https://doi.org/10.15372/SEJ20220202>
- Borisova O.K., Panin A.V. (2019). Multicentennial Climatic Changes In The Tere-Khol Basin, Southern Siberia, During The Late Holocene. *Geography Environment Sustainability.* V. 12. № 2. P. 148–161. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-64>
- Chambers F.M., Beilman D.W., Yu Z. (2010). Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics. *Mires and Peat.* V. 7. Iss. 07. P. 1–10.
- Chernova N.A. (2006). Bolota khrebtov Ergaki (Zapadnyi Sayan) (Swamps of the Ergaki ridge (Western Sayan)). PhD thesis. Tomsk: TSU (Publ.). 19 p. (in Russ.).
- Chernykh D.V., Zolotov D.V., Yamskikh G.Y. et al. (2014). Postglacial environmental change in the valley of Malye Chily River (the basin of Lake Teletskoye), northeastern Russian Altai. *Physical Geography.* V. 35. Iss. 5. P. 390–410. <https://doi.org/10.1080/02723646.2014.929881>
- Chernykh D.V., Zolotov D.V., Yamskikh G.Y. et al. (2014). New data on the Holocene evolution of landscapes in the Lake Teletskoye basin. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva.* V. 146. Iss. 1. P. 34–42. (in Russ.)
- Churakova-Sidorova O.V., Myglan V.S., Fonti M.V. et al. (2022). Modern aridity in the Altai-Sayan mountain range derived from multiple millennial proxies. *Sci. Rep.* V. 12. № 7752. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-11299-1>
- Clark J.S. (1988). Particle Motion and the Theory of Charcoal Analysis: Source Area, Transport, Deposition, and Sampling. *Quat. Res.* V. 30. Iss. 1. P. 67–80. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90088-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90088-9)
- Clark J.S., Lynch J.A., Stocks B.J. et al. (1998). Relationships between charcoal particles in air and sediments in west-central Siberia. *The Holocene.* V. 8. Iss. 1. P. 19–29. <https://doi.org/10.1191/095968398672501165>
- Columbu A., Zhorniyak L.V., Zanchetta G. (2023). A mid-Holocene stalagmite multiproxy record from southern Siberia (Krasnoyarsk, Russia) linked to the Siberian High patterns. *Quat. Sci. Rev.* V. 320. P. 108355. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108355>
- Decloitre P.L. (1979). Le genre Centropyxis II. *Arch. Protistenk.* V. 121. P. 162–192. [https://doi.org/10.1016/s0003-9365\(79\)80014-7](https://doi.org/10.1016/s0003-9365(79)80014-7)
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii za 2021 god (Report on climate features in the Russian Federation for 2021) (2022) Moscow: Roshydromet (Publ.). 104 p. (in Russ.)

- Dombrovskaya A.V., Koreneva M.M., Turemnov S.N. (1959). *Atlas rastitel'nyh ostatkov, vstrechajushhihsja v torfe (Atlas of plant residues found in peat)*. Moscow-Leningrad: Gosjenergoizdat (Publ.). 137 p. (in Russ.)
- Dyakonov K.N., Novenko E.Yu., Mazei N.G. et al. (2020). The Age of Peatlands and Peatland Formation Stages in Polesie Landscapes of the East European Plain. *Doklady Earth Sciences*. V. 492. P. 464–470. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20060069> (in Russ.).
- Eichler A., Tinner W., Brütsch S. et al. (2011). An ice-core based history of Siberian Forest fires since AD 1250. *Quat. Sci. Rev.* V. 30. № 9–10. P. 1027–1034. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.02.007>
- Farber S.K. (2012). Impact of fires on forests in Eastern Siberia. *Lesnaya taksatsiya i lesoustroistvo*. № 1 (47). P. 131–141. (in Russ.)
- FSBI “Central Siberian UGMS” – official site [Electronic data]. Access way: <http://meteo.krasnoyarsk.ru/> (access date: 17.02.2022).
- Furyaev V.V. (1996). *Rol' pozharov v protsesse lesobrazovaniya* (The role of fires in the process of forest formation). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 253 p. (in Russ.)
- Geltser Yu.G., Korganova G.A., Alekseev D.A. (1985). *Prakticheskoe rukovodstvo po identifikatsii pochvennyh testatsii* (A Practical Guide to Soil Test Identification). Moscow: MGU (Publ.). 84 p. (in Russ.)
- GOST 11306-2013. (2019). *Torf i produkty ego pererabotki. Metody opredeleniya zol'nosti* (Peat and products of its processing. Methods for determination of ash content). Moscow: Standartinform (Publ.). 6 p. (in Russ.)
- Grenaderova A.V., Mandryka P.V., Wang Xiaokun et al. (2021). Comprehensive Archaeological and Palaeoecological Studies of the Holocene Chronosequence in the Southern Taiga of the Middle Yenisei. *Stratumplus. Arkheologiya i kul'turnaya antropologiya*. № 6. P. 299–313. <https://doi.org/10.55086/sp216299313> (in Russ.)
- Grenaderova A.V., Rodionova A.B., Miteva J.S. et al. (2020). Holocene paleovegetation reconstruction of the Eastern Sayan mountain peatlands (north-west macroslope) using a multi-proxy analysis. In: *1st International IALE-Russia online conference “Landscape Science and Landscape Ecology: Considering Responses to Global Challenges”*. P. 103.
- Grenaderova A.V., Sharaphutdinov R.A. (2005). Rekonstruktsiya ekologicheskikh uslovii pozdnego golotsena v doline r. Oya (Reconstruction of palaeoecological conditions in the valley of Oya river in late Holocene). In: *Gornye ekosistemy Juzhnoi Sibiri: izuchenie, okhrana i ratsional'noe prirodopol'zovanie: materialy I mezhregional'noi nauchno-prakticheskoi konferentsii, posvyashchennoi 5-letiyu organizatsii Tigirekskogo zapovednika. Trudy GPZ “Tigirekskii”*. V. 1. Barnaul: Altaiskie stranitsy (Publ.). P. 141–146. (in Russ.)
- Grichuk V.P., Zaklinskaya E.D. (1948). *Analiz iskopaemykh pyl'tsy i spor i ego primenenie v paleogeografi* (Analysis of fossil pollen and spores and its application to paleogeography). Moscow: Geografgiz (Publ.). 224 p. (in Russ.)
- Helama S., Jones P.D., Briffa K.R. (2017). Dark Ages Cold Period: A literature review and directions for future research. *The Holocene*. V. 27. Iss. 10. P. 1600–1606. <https://doi.org/10.1177/0959683617693898>
- Higuera P.E. (2009). *CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis: user's guide*. Bozeman, MT, USA: Montana State University. 27 p.
- Ivanov K.E. (1975). *Vodoobmen v bolotnykh landshaftakh* (Water exchange in swamp landscapes). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.). 280 p. (in Russ.)
- Kac N.Ja., Kac S.V., Skobeeva E.I. (1977). *Atlas rastitel'nyh ostatkov v torfah* (Atlas of plant residues in peats). Moscow: Nedra (Publ.). 371 p. (in Russ.)
- Kanitskaya L.V. (2013). *Lesnaya pirologiya* (Forest pyrology). Irkutsk: BSU (Publ.). 206 p. (in Russ.)
- Khotinsky N.A. (1977). *Golotsen Severnoi Evrazii: opyt transkontinental'noi korrelyatsii etapov razvitiya rastitel'nosti i klimata* (Holocene of Northern Eurasia: Experience of transcontinental correlation of stages of development of vegetation and climate). Moscow: Nauka (Publ.). 197 p. (in Russ.)
- Korotkov I.A. (1994). *Lesorastitel'noe raionirovaniye Rossii i respublik byvshego SSSR* (Forest zoning of Russia and the republics of the former USSR). In: *Uglerod v ekosistemakh lesov i bolot Rossii*. Krasnoyarsk: Computing Center SO RAN (Publ.). P. 29–47. (in Russ.)
- Koshkarov A.D., Koshkarova V.L. (2016). Reconstruction of the transformation of the species structure of vegetation types in the Turan-Uyuk depression (south-eastern part of the Western Sayan) under the influence of global climate change. In: *Ekosistemy Tsentral'noi Azii: issledovanie, sokhranenie, ratsional'noe ispol'zovanie. Materialy XIII Mezhdunarodnogo simpoziuma*. Kyzyl: TuvSU (Publ.). P. 198–202. (in Russ.)
- Koshkarov A.D., Koshkarova V.L., Nazimova D.I. (2021). Centuries-old climatic trends of transformation of the siberian stone pine forests in different forest vegetation zones of the Western Sayan Mountains. *Sibirskii lesnoi zhurnal*. № 2. P. 3–16. (in Russ.). <https://doi.org/10.15372/SJFS20210201>
- Kozhevnikov Yu.P. (1986). *Sosudistye rasteniya* (Vascular plants). In: *Gornye fitosistemicheskie sistemy Subarktiki*. Leningrad: Nauka (Publ.). P. 45–76. (in Russ.)
- Krasnoborov I.M. (Ed.). (1988). *Flora Sibiri. Lycopodiaceae – Hydrocharitaceae* (Flora of Siberia. Lycopodiaceae – Hydrocharitaceae). Novosibirsk: Nauka. Sib. Otdelenie (Publ.). 200 p. (in Russ.)
- Kuhry P. (1997). The palaeoecology of a treed bog in western boreal Canada: a study based on microfossils, macrofossils and physico-chemical properties. *Review of Palaeobotany and Palynology*. V. 96. Iss. 1-2. P. 183–224. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(96\)00018-8](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(96)00018-8)
- Kulikova G.G. (1974). *Kratkoe posobie k botanicheskому analizu torfa* (A short guide to botanical analysis of peat). Moscow: MSU (Publ.). 94 p. (in Russ.)
- Kupriyanov D.A., Novenko E.Yu. (2021). Reconstruction of the Holocene forest fires history in the southern part of the Mordovian state natural reserve based on the

- macrocharcoal analysis of the peat. *Proceedings of the Mordovia State Nature Reserve*. Vol. 3. P. 176–192. (in Russ.)
- Kuprijanova L.A., Aleshina L.A. (1972). *Pyl'tsa i spory rastenii flory SSSR* (Pollen and spores of plants of the flora of the USSR). V. 1. Leningrad: Nauka (Publ.). 171 p. (in Russ.)
- Kuprijanova L.A., Aleshina L.A. (1978). *Pyl'ca dvudol'nykh rastenii flory Evropeiskoi chasti SSSR. Lamiaceae, Zygophyllaceae* (Pollen of dicotyledonous plants of the flora of the European part of the USSR. Lamiaceae, Zygophyllaceae). Leningrad: Nauka (Publ.). 183 p. (in Russ.)
- Kurina I.V., Li H. (2019). Why do testate amoeba optima related to water table depth vary? *Microb. Ecol.* V. 77. P. 37–55.
<https://doi.org/10.1007/s00248-018-1202-4>
- Kurina I.V., Li H., Barashkov D.R. (2020). Use of testate amoebae to infer paleohydrology during fen and fen-bog transition stages of ombrotrophic mire development. *J. Paleolimnol.* V. 63. P. 147–158.
<https://doi.org/10.1007/s10933-019-00107-y>
- Kurina I.V., Veretennikova E.E., Il'ina A.A. et al. (2023). Multi-proxy climate and environmental records from a Holocene eutrophic mire, southern taiga subzone, West Siberia. *Boreas*. V. 52. P. 223–239.
<http://doi.org/10.1111/bor.12604>
- Largin I.F. (Ed.). (1977). *Torfyanye mestorozhdeniya i ikh razvedka (rukovodstva po laboratorno-prakticheskim zanyatiyam)* (Peat deposits and their exploration (guides for laboratory and practical exercises)). Moscow: Nedra (Publ.). 264 p. (in Russ.)
- MacArthur R.H. (1957). On the relative abundance of bird species. *Proc. Natl. Acad. Sci.* V. 43. № 3. P. 293–295.
<https://doi.org/10.1073/pnas.43.3.293>
- Mazei Yu.A., Tsyanov A.N. (2006). *Presnovodnye rakovinnye ameby* (Freshwater testate amoebas). Moscow: Tovarishchestvo nauchnykh izdanii KMK (Publ.). 300 p. (in Russ.)
- Mikhailova A.B., Grenaderova A.V., Kurina I.V. et al. (2021). Holocene vegetation and hydroclimate changes in the Kansk forest steppe, Yenisei River Basin, East Siberia. *Boreas*. V. 50. P. 948–966.
<https://doi.org/10.1111/bor.12542>
- Mironycheva-Tokareva N.P., Kosykh N.P., Vishnykova E.K. (2013). Production and destruction processes in peatland ecosystems of Vasyugan region. *Dinamika okruzhayushchey sredy i global'nye izmeneniya klimata*. V. 4. № 1. P. 1–9. (in Russ.).
<https://doi.org/10.17816/edgcc411-9>
- Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K. et al. (2005). Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*. V. 433. P. 613–617.
<https://doi.org/10.1038/nature03265>
- Montoya E., Rull V., van Geel B. (2010). Non-pollen palynomorphs from surface sediments along an altitudinal transect of the Venezuelan Andes. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 297. Iss. 1. P. 169–183.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.026>
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. (1991). Pollen analysis. Oxford: blackwell scientific publications. 216 p.
- Muldiyarov E.Ya., Chernova N.A. (2003). *O bolotakh gornogo massiva Ergaki* (About the swamps of the Ergaki mountain range). In: *Stat'i po materialam mezh-regional'nogo ekologicheskogo seminara "Kompleksnye ekologicheskie issledovaniya landshaftov Sibiri"*. Tomsk: Tomskii gosudarstvennyi universitet (Publ.). P. 171–174. (in Russ.)
- Myglan V.S., Oidupaa O.Ch., Vaganov E.A. (2012). A 2367-Year Tree-Ring Chronology for the Altai–Sayan Region (Mongun-Taiga Mountain Massif). *Arkheologiya, etnografiya i antropologiya Evrazii*. V. 3. № 53. P. 76–83. (in Russ.).
<https://doi.org/10.1016/j.aeae.2012.11.009>
- Nikolaev V.A., Chernov A.F. (1988). *Rel'ef Altai-Sayanskoi gornoi oblasti* (Relief of the Altai-Sayan mountain region). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 204 p. (in Russ.)
- Novenko E.Yu., Tsyanov A.N., Babeshko K.V. et al. (2019). Climatic moisture conditions in the north-west of the Mid-Russian Upland during the Holocene. *Geography, Environment, Sustainability*. V. 12. № 4. P. 188–202.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-62>
- Novenko E.Yu. (2021). Landscape and climate dynamics in Central and Eastern Europe during the Holocene – assessment of future environmental changes. *Geomorfologiya*. V. 52. № 3. P. 24–47. (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S0435428121030093>
- Novenko E.Yu., Mazei N.G., Kupriyanov D.A. et al. (2022). Vegetation changes in Yenisei Siberia over the last 4700 years: new palaeoecological data from Igarka area; Krasnoyarsk Region. *Geomorfologiya*. V. 53. № 3. P. 51–60. (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S0435428122030129>
- PAGES 2k Consortium. (2013). Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nat. Geosci.* V. 6. P. 339–346.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1797>
- Payne R.J., Mitchell E. (2007). Ecology of testate amoebae from mires in the central Rhodope Mountains, Greece and development of a transfer function for palaeohydrological reconstruction. *Protist*. V. 158. Iss. 2. P. 159–171.
<https://doi.org/10.1016/j.protis.2006.11.003>
- Platonov G.M. (1964). *Bolota lesostepi Srednei Sibiri* (Forest-steppe swamps of Central Siberia). Moscow: Nauka (Publ.). 116 p. (in Russ.)
- Platonov G.M. (1965). *Bolota predgorii Zapadnogo Sayana* (Swamps of the foothills of the Western Sayan). In: *Osobennosti bolotoobrazovaniya v nekotorykh lesnykh i predgornykh raionakh Sibiri i Dal'nego Vostoka*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 35–46. (in Russ.)
- Prager A., Theuerkauf M., Couwenberg J. et al. (2012). Pollen and non-pollen palynomorphs as tools for identifying alder carr deposits: A surface sample study from NE-Germany. *Review of Palaeobotany and Palynology*. V. 186. P. 38–57.
<https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.07.006>
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. Iss. 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/rdc.2020.41>

- Revelles J., Burjachs F., van Geel B. (2016). Pollen and non-pollen palynomorphs from the Early Neolithic settlement of La Draga (Girona, Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*. V. 225. P. 1–20.
<https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2015.11.001>
- Rodionova A.B., Grenaderova A.V. (2018). Peatland development and paleoclimate records from the Holocene peat archive in the foothills of the Eastern Sayan Mountains. IOP Conference Series: *Earth and Environmental Science*. V. 138. 012014.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/138/1/012014>
- Romanov F.N., Naidich E.M. (1950). Materialy marshrutnoi razvedki torfyanogo mestorozhdeniya “Bolshoye” Irbeiskogo raiona, Krasnoyarskogo kraya (KZ No 54): geologicheskii otchet (Materials of route exploration of the “Bolshoye” peat deposit, Irbeysky district, Krasnoyarsk region (KZ No 54): geological report). Leningrad: ROSTORFRAZVEDKA (Publ.). 19 p. (in Russ.)
- Savina L.N. (1976). Noveishaya istoriya lesov Zapadnogo Sayana (po dannym sporovo-pyl’tsevogo analiza pochv) [Recent history of the forests of Western Sayan (according to spore-pollen analysis of soils)]. Novosibirsk: Nauka (Publ.). 157 p. (in Russ.)
- Sedaeva M.I., Ekart A.K., Stepanov N.V. et al. (2022). Characteristics of isolated *Tilia* nasczokinii Stepanov (Tiliaceae) populations near Krasnoyarsk. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya*. № 57. P. 28–45.
<https://doi.org/10.17223/19988591/57/2> (in Russ.).
- Sergeev G.M. (1971). O strovniy lesostepi i podtaiga Prieniseiskoi Sibiri (Island forest-steppes and sub-boreal forests of the Yenisei Siberia). Irkutsk: Vostochno-Sibirskoe knizhnoe izdatel’stvo (Publ.). 264 p. (in Russ.)
- Shnitnikov A.V. (1957). Variability of the general humidity of the continents of the Northern Hemisphere. *Zapiski Geograficheskogo obshhestva SSSR*. V. 16. 337 p. (in Russ.)
- Shumilovskikh L.S., Schlütz F., Achterberg I. et al. (2015). Non-Pollen Palynomorphs from Mid-Holocene Peat of the Raised Bog Borsteler Moor (Lower Saxony, Germany). *Studia Quaternaria*. V. 32. № 1. P. 5–18.
<https://doi.org/10.1515/squa-2015-0001>
- Shumilovskikh L.S., van Geel B. (2020). Non-pollen palynomorphs. Henry A.G. (Ed.). In: *Handbook for the Analysis of MicroParticles in Archaeological Samples*. P. 65–94.
https://doi.org/10.1007/978-3-030-42622-4_4
- Solomina O., Haeberli W., Kull C. et al. (2008). Historical and Holocene glacier–climate variations: General concepts and overview. *Global and Planetary Change*. V. 60. № 1–2. P. 1–9.
<http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.001>
- Tarasov P.E., Guiot J., Volkova V.S. (2000). Last glacial maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from northern Eurasia. *J. of biogeography*. V. 27. № 3. P. 609–620.
- Van Geel B. (1978). A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae cormophytes and animals. *Review of Palaeobotany and Palynology*. V. 25. Iss. 1. P. 1–120.
[https://doi.org/10.1016/0034-6667\(78\)90040-4](https://doi.org/10.1016/0034-6667(78)90040-4)
- Van Geel B., Hallewas D.P., Pals J.P. (1983). A late holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of Noord-Holland, The Netherlands): Palaeoecological and archaeological aspects. *Review of Palaeobotany and Palynology*. V. 38. Iss. 3–4. P. 269–335.
[https://doi.org/10.1016/0034-6667\(83\)90026-X](https://doi.org/10.1016/0034-6667(83)90026-X)
- Wanner H., Beer J., Butikofer J. et al. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat. Sci. Rev.* V. 27. Iss. 19–20. P. 1791–1828.
<http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- Yamskikh G.Y., Grenaderova A.V., Borisova I.V. (2008). Rekonstruktsiya rastitel’nosti v okrestnostyakh ozera Oiskoe (po dannym sporovo-pyl’tsevogo analiza) v golotsene (territoriya Prirodnoy parka “Ergaki”) (Reconstruction of vegetation in the vicinity of Lake Oyskoe (according to spore pollen analysis) in the Holocene (territory of the Ergaki natural park)). In: “Ergaki” istoriya i budushchee: materialy kraevoi nauchno-prakticheskoi konferentsii. Krasnoyarsk: SFU. P. 26–30. (in Russ.)
- Yanchenko Z.A. (2009). Flora sosudistykh rastenii na severo-zapade plato Putoran (okrestnosti ozera Lama) (Flora of vascular plants in the northwest of the Putoran Plateau (visibility of Lama Lake)). *Botanicheskii zhurnal*. V. 94. № 7. P. 1003–1030. (in Russ.)
- Zakh V.A., Ryabogina N.E., Chlachula J. (2010). Climate and environmental dynamics of the mid- to late Holocene settlement in the Tobol-Ishim forest-steppe region, West Siberia. *Quat. Int.* V. 220. Iss. 1–2. P. 95–101.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.09.010>

ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА СЕВЕРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ[#]

© 2024 г. Е. О. Мухаметшина^{1,2,*}, М. Д. Щеклеина³, А. Л. Захаров^{1,2}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

³Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия

*E-mail: eomukhametshina@igras.ru

Поступила в редакцию 11.10.2023 г.

После доработки 02.09.2024 г.

Принята к публикации 25.09.2024 г.

Спорово-пыльцевой анализ разреза Кич в северной части Центральной Камчатской депрессии, дополненный данными литологического, тефрохронологического анализов и радиоуглеродного датирования, позволил выделить основные этапы в развитии растительности и климата этой части полуострова за последние 3 тыс. лет. Около 2.5 тыс. л. н. пойменные тополевые леса в долине р. Кич на фоне завершения похолодания сменились ольшаниками, ивняками; распространились каменноберезняки. В западине начало формироваться низинное осоковое болото. Около 1.9 тыс. л. н. вследствие серии извержений влк. Шивелуч и снижения влажности климата распространились вейниковые луга. Около 1.2 тыс. л. н. нарастание сухости климата привело к распространению каменноберезняков. Около 0.8 тыс. л. н. увеличились площади хвойных лесов на севере Центральной Камчатской депрессии, сначала лиственничных, а затем – еловых.

Ключевые слова: спорово-пыльцевой анализ, динамика растительности, Камчатка, поздний голоцен, тефра

DOI: 10.31857/S2949178924040117, EDN: FFCQJ

1. ВВЕДЕНИЕ

Географическая изолированность Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) обеспечила особенности ее природных изменений в голоцене (Dirksen et al., 2013) и вызвала многолетний интерес к изучению четвертичной и голоценовой истории изменений климата и растительности ЦКД. Начиная с 30-х гг. прошлого века (Нейштадт и др., 1936), затем в 1960–1970-е гг. (Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970; Скиба, 1975; Хотинский, 1977; Егорова, 1980) был описан ряд четвертичных и голоценовых палеоархивов (рис. 1). Они расположены в основном на западном побережье Камчатского п-ова, в центральной и южной частях ЦКД. С 1990-х гг. и до настоящего времени продолжается поиск новых разрезов. Некоторые из них охватили, наконец, север восточного по-

бережья Камчатки; несколько скважин было заложено в озерах Срединного хребта (рис. 1).

Несмотря на многочисленные исследования, северная часть ЦКД остается слабо изученным районом, поскольку ранее не было описано ни одного голоценового палеоархива для этой территории, исследованного методом спорово-пыльцевого анализа (рис. 1). Большая мощность торфяной толщи, вскрытой в скв. Кич (более 5 м), накопившейся менее чем за 3000 лет, обеспечила нам уникальные материалы для изучения позднеголоценовой истории северной части депрессии. Проведенный нами спорово-пыльцевой (СП) анализ, подкрепленный данными радиоуглеродного (¹⁴C) датирования и тефрохронологии, позволяет впервые охарактеризовать позднеголоценовую историю развития растительности севера ЦКД.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Своеобразный облик флоры Камчатки связан с географической изоляцией полуострова, которая препятствует миграции растений с континента. Срединный и Восточно-Камчатский хребты отде-

[#]Ссылка для цитирования: Мухаметшина Е.О., Щеклеина М.Д., Захаров А.Л. (2024). Изменения растительности и климата севера Центральной Камчатской депрессии в позднем голоцене. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 177–191. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040117>; <https://elibrary.ru/FFCQJ>

ляют ЦКД от влажных и холодных океанических воздушных масс. В результате в ЦКД сформировался умеренно-континентальный климат, в отличие от океанического климата на побережьях. Средняя температура января в ЦКД составляет -16.6°C , июля $+15.6^{\circ}\text{C}$ (Портал “Погода и климат”). Осадков на севере ЦКД выпадает значительно меньше, чем на побережье, около 650 мм в год.

В днище ЦКД распространены хвойные леса из ели аянской (*Picea jezoensis* (Siebold & Zucc.) Carrière) и лиственницы Гмелина (*Larix gmelinii* (Rupr.) Kuzen.), образующие так называемый хвойный остров. Выше на склонах, обрамляющих депрессию хребтов, располагаются леса из каменной

бересы (*Betula ermanii* Cham.) (Нешатаева, 2009). Субальпийский кустарниковый пояс представлен стланниками зарослями: на склонах Восточно-Камчатского хребта доминирует кустарниковая ольха (*Alnus alnobetula* subsp. *fruticosa* (Rupr.) Raus, далее — *A. alnobetula*), а на склонах Срединного хребта наряду с ней встречаются кедровый стланник (*Pinus pumila* (Pall.) Regel) и карликовая береска (*Betula glandulosa* Michx.). Альпийский пояс представлен разнообразными тундровыми фитоценозами от луговинных и кустарничковых до лишайниковых и моховых тундр. На сырых местообитаниях в поймах рек можно встретить тополевники из тополя душистого (*Populus suaveolens* Fisch.) с чозенией толокнянколистной (*Chosenia arbutifolia* (Pall.)

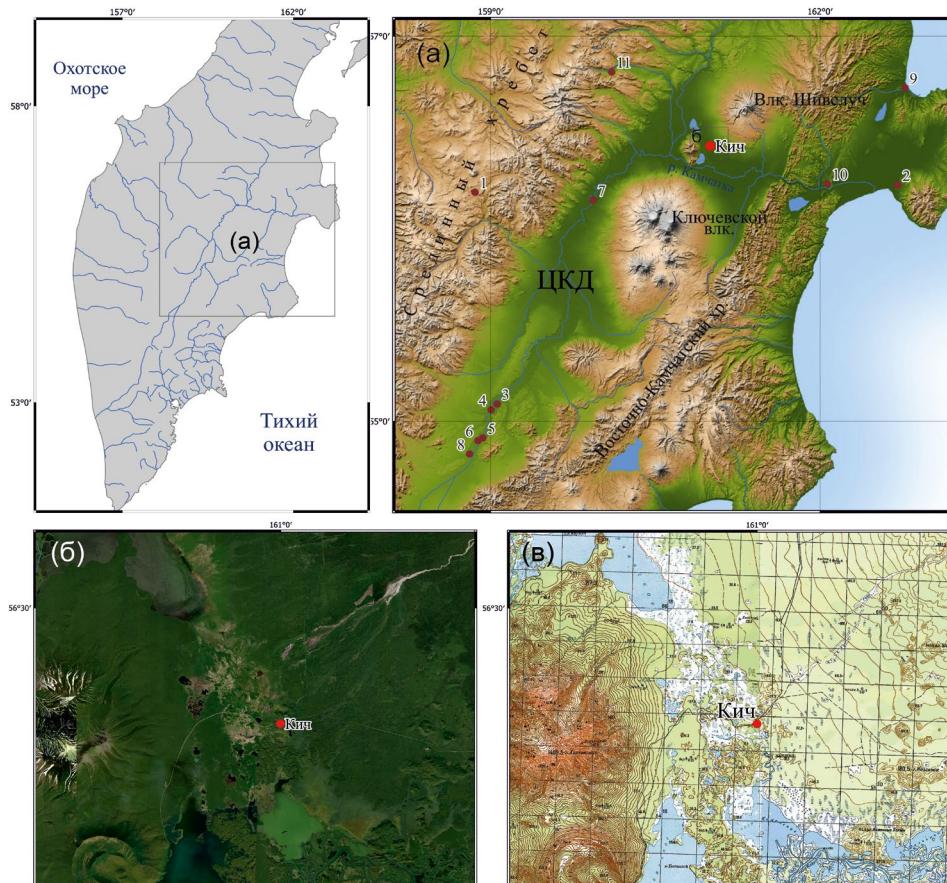


Рис. 1. Положение разреза Кич и исследованных ранее голоценовых разрезов (1-11) центральной и северной части полуострова относительно современного рельефа и эрозионной сети (а) и на космическом снимке (б) и топографической карте (в).

1 — Оливбэйкт (Self et al., 2015); 2 — Кругоберегово (Pendea et al., 2015); 3 — яр Недоступный; 4 — яр Большой; 5 — яр Крутой; 6 — яр Половинка (т. 3–6: Брайцева и др., 1968); 7 — Ушки (Ложкин, Слободин, 2012); 8 — Кирганикская тундра (Хотинский, 1977); 9 — Столбовая (Dirksen et al., 2013); 10 — Черный яр (Андреев, Певзнер, 2001); 11 — Двухъюрточное оз. (Hoff et al., 2015).

Fig. 1. The position of the Kich core and the previously studied by other palynologists Holocene sections (1-11) of the central and northern parts of the Peninsula (a) and the position of the Kich section on the satellite image (б) and topographic map (в).

1 — Olive-backed Lake (Self et al., 2015); 2 — Krutoberegovo (Pendea et al., 2017); 3 — Nedostupny Yar; 4 — Bol'shoi Yar; 5 — Krutoi Yar; 6 — Polovinka Yar (sites 3–6: Braitseva et al., 1968); 7 — Ushki (Lozhkin, Slobodin, 2012); 8 — Kirganinskaya Tundra (Khotinsky, 1977); 9 — Stolbovaya (Dirksen et al., 2013); 10 — Cherny Yar (Andreev, Pevzner, 2001); 11 — Two-Yurtochnoe oz. (Hoff et al., 2015).

A.K. Skvortsov), ивами и ольхой волосистой (*Alnus hirsuta* (Spach) Rupr.) (Нешатаева, 2009).

Наша работа базируется на исследовании керна скв. Кич, которая расположена на севере ЦКД у юго-западного подножия влк. Шивелуч. Скважина была заложена в 17 км к СВ от пос. Ключи, в удлиненной межгорной впадине шириной до 5.5 км

между влк. Шивелуч и Харчинский ($N 56.440725^{\circ}$, $E 160.999789^{\circ}$, абсолютная высота 27 м). С юга впадина перегорожена позднеледниковой мореной ледника, выдигавшегося со склона влк. Шивелуч в ЦКД (Zelenin et al., 2023). Относительная высота моренных холмов от уреза р. Камчатки достигает 20–25 м. Впадина дренируется небольшой р. Кич

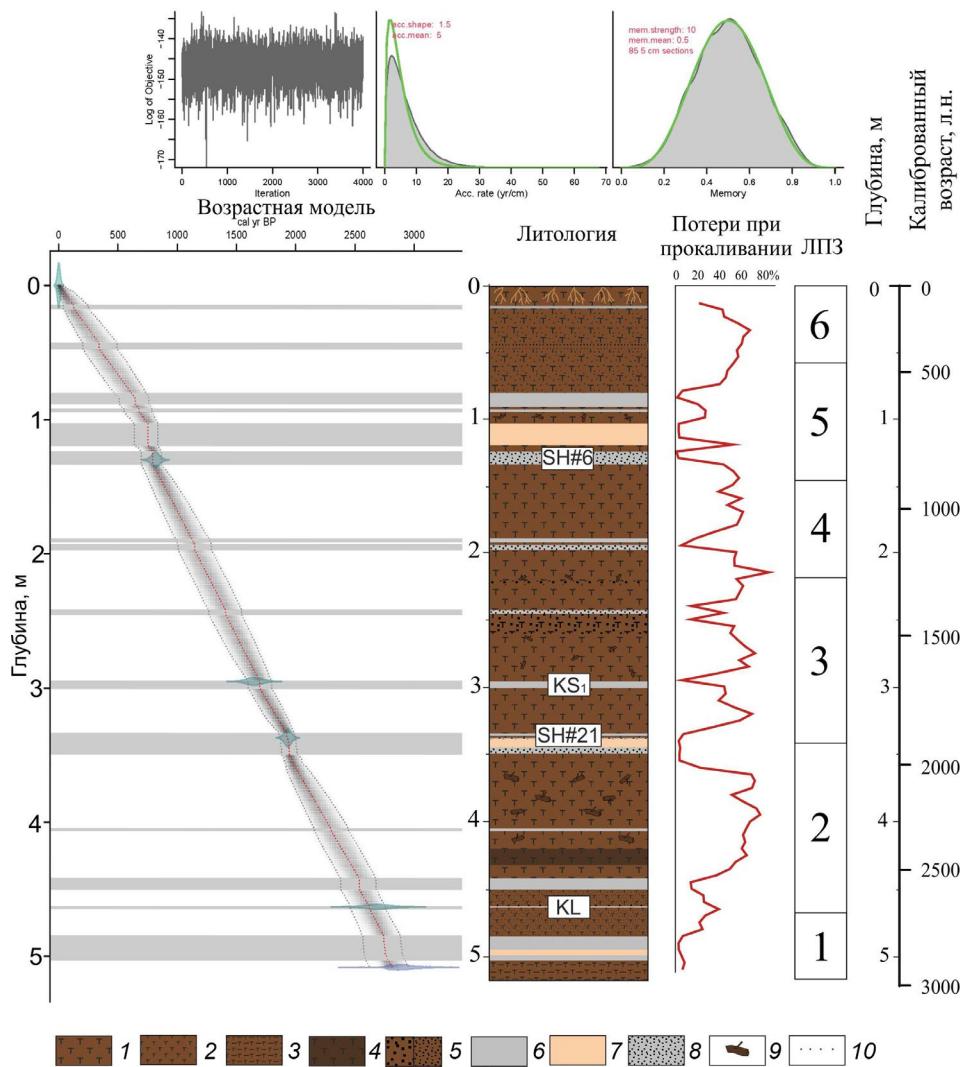


Рис. 2. Строение керна скважины Кич и его возрастная модель.

1–2 – торф средней (1) и высокой (2) степени разложения; 3 – оторфованный суглинок; 4 – темный, почти черный, прослой торфа; 5 – включения тефры разной крупности в торфяной толще, не образующие видимых прослоев; прослои тефры: 6 – мелко- и тонкозернистая сизовато-серая, 7 – персиково-бежевая мелко-тонко-зернистая, 8 – крупно-грубозернистая (“соль с перцем”); 9 – крупные органические остатки; 10 – лапиллы. На возрастной модели центральная штриховая линия – средние значения возраста, оттенками серого показано убывание вероятности с удалением от среднего, серые штриховые линии ограничивают диапазон 95% вероятности. Серыми горизонтальными полосами показаны глубины и мощности горизонтов тефры. ЛПЗ – локальные палинозоны (подробнее на рис. 5).

Fig. 2. The lithology of the Kich core and its age-depth model.

1–2 – medium (1) and highly (2) decomposed peat; 3 – peaty loam; 4 – dark, almost black, peat interlayer; 5 – different sizes tephra in the peat that does not form visible interlayers; tephra interlayers: 6 – fine grained light-gray, 7 – fine-grained peach colour, 8 – coarse sand tephra of “salt and pepper” colour; 9 – organic inclusions; 10 – lapilli. On the age-depth model, the central dashed line means the average age values, shades of gray show the probability decreasing with distance from the average, gray dashed lines limit the range of 95% probability. Gray horizontal stripes show the depths of the tephra horizons. ЛПЗ mean local pollen zones (see fig. 5).

Таблица 1. Радиоуглеродная датировка образца торфа из керна скв. Кич
Table 1. Radiocarbon dating of a peat sample from the core Kich

№	Лабораторный номер	Глубина, м	Материал	^{14}C возраст, л. н. ($\pm 1\sigma$)	Калиброванный возраст, л. н. ($\pm 2\sigma$)
1	IGAN-10341	5.0–5.15	Гуминовые кислоты	2780 \pm 80	2913 \pm 163

(левым притоком р. Камчатки) (рис. 1). Вдоль реки растут пойменные тополевники и ольшаники. В межморенных понижениях формируются болота и небольшие озера, а на склонах влк. Шивелуч и Харчинский произрастают лиственничные и бересковые леса, выше – ельники.

Скважина Кич была заложена в межмореной западине, занятой осоково-болотнотравяным болотом, по краю которого произрастает ольшаник разнотравный из ольхи волосистой. В ней вскрыта толща торфа и оторфованного суглинка мощностью 5.15 м с многочисленными прослойями тифры (рис. 2). Первая пробная скважина была пробурена в 0.5 м от точки основного бурения. На глубине 4.8 м бурение пришлось остановить, так как пробоотборник вошел в обломочные отложения. Хотя при основном бурении нам не удалось вскрыть подстилающие породы, вероятно, их кровля располагается близко к забою скважины.

3. МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

Бурение проводилось ручным буром марки Eijkelkamp пробоотборником русский торфяной бур, который имеет длину 50 см и ширину 5 см. Керны длиной по 0.5 м упаковывались на месте (рис. 3), а отбор образцов на СП и ^{14}C анализы, анализы пеплов и потерь при прокаливании (ППП) проводился в лаборатории.

Пробы на СП анализ объемом 1 мл отбирались с промежутком 0.1 м, вне видимых прослоев пепла. Пробы на анализ ППП отбирались сплошным методом по 0.05 м. Верхние 0.15 м представлены неразложившимся живым мхом (очёсом). Его не удалось отобрать пробоотборником, поэтому СП анализу подвергались отложения с поверхности и далее глубже 0.15 м, а на ППП отбор начинался с глубины 0.15 м. Из подошвы торфа с глубины 5.0–5.15 м был взят образец на ^{14}C датирование (табл. 1).

Анализ ППП и подготовка образцов для СП анализа проводились на базе лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН. Анализ ППП при температуре 550 °С для определения содержания органического материала выполнен в соответствии с общепринятой методикой (Heiri et al., 2001). Проанализировано 100 проб.

Подготовка образцов на СП анализ проведена по методике В.П. Гричука (Гричук, Заклинская, 1948) с использованием тяжелой жидкости ГПС-В. Ацетолиз проводился с пропионовым ангидридом (Мазей, Новенко, 2021). В каждый образец было добавлено по одной таблетке с известным количеством спор *Lycopodium* для определения концентрации пыльцы и спор в осадках (Stockmarr, 1971). Названия растений приведены в соответствии с современной номенклатурой (IPNI).

Методом СП анализа было исследовано 47 образцов. При расчете процентных соотношений пыльцевых таксонов за базовую сумму принималась сумма пыльцы наземных растений (AP – Arboreal pollen, пыльца деревьев и кустарников; NAP – Non-arboreal pollen, пыльца трав и кустарничков). Доля спор и пыльцы водных растений вычислялась относительно базовой суммы, к которой добавлялось количество пыльцы или спор рассматриваемой группы. Статистическая обработка результатов СП анализа и построение диаграммы проведены с использованием программы Tilia v.3.0.1 (Grimm, 1990), оформление диаграммы проводилось в программе Corel Draw. Определение степени статистической близости пыльцевых спектров для уточнения положения границ локальных пыльцевых зон (ЛПЗ) проведено



Рис. 3. Керн скв. Кич с глубин 1–1.5 м. Переслаивание торфа и пепла различного состава.

Fig. 3. The core Kich from depths of 1–1.5 m. Peat with tephra layers.

но при помощи кластерного анализа в программе CONISS (Grimm, 1987).

^{14}C датирование проводилось на базе ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” ИГ РАН (табл. 1) с использованием жидкостно-сцинтилляционного метода (LSC). В качестве датирующей фракции использованы гуминовые кислоты (5.2 г), из которых было выделено 2.5 г бензола. Полученная дата откалибрована с помощью программы CALIB Rev 8.2 (Reimer et al., 2020). Определения возраста в тексте приводятся в виде калиброванных датировок до 1950 г. (л. н.).

Анализ состава вулканического стекла из десяти горизонтов тефры был проведен на микролитологическом анализаторе JEOL Superprobe JXA-8230 в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе в 5 нА в соответствии с методикой (Kuehn et al., 2011); в качестве эталона использовались риолитовое стекло ATHO-G (Jochum et al., 2006), базальтовое стекло VG-A99 (Jarosevich et al., 1980) и скаполит Scap (Jarosevich et al., 1980). Для идентификации горизонтов тефры мы сравнивали полученные нами данные с ранее опубликованными для вулканических стекол из проксимальной пирокластики Камчатки (Portnyagin et al., 2020) и данного района (Ponomareva et al., 2015, 2017). Корреляции проводились с учетом полученной даты для основания керна, а также тефростратиграфии ближайшего к нашей скважине разреза почвенно-пирокластического чехла в пос. Ключи (Braitseva et al., 1997). Проведенные корреляции горизонтов тефры позволили перенести на изучаемый керн оценки возраста, полученные для них в других разрезах. Мы использовали возрастную модель для маркирующих горизонтов тефры Камчатки из работы (Ponomareva et al., 2017).

На основе данных ^{14}C датирования (табл. 1) и результатов тефрохронологического анализа (табл. 2, рис. 4) была построена байесовская возрастная модель (рис. 2) в пакете rBacon (Blaauw et al., 2011). Временные границы ЛПЗ определены на основе возрастной модели (рис. 2).

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Керн скв. Кич включает растительный очёс (0–0.15 м), средне- и сильно разложившийся торф (0.15–5.03 м) с видимыми прослойками пеплов, с повышенным содержанием обломков на глубинах 4.5–5.03 м и оторфованный суглинок (5.03–5.15) (рис. 2). На глубинах 4.2–4.32 м цвет торфа становится почти черным.

На графике, представляющем результаты анализа ППП (рис. 2), отчетливо видны пепловые

горизонты: на соответствующих глубинах доля органического вещества (ОВ) падает до 1–6%. Во вмещающем торфе содержание ОВ колеблется от 20 до 80% (в среднем 54%). В нижней части скважины (4.5–5.15 м) доля ОВ в осадках составляет не более 41% (в среднем 22%). Выше 4.5 м она резко увеличивается (в среднем до 67%, исключая видимые прослои пепла). Выше 2.0 м содержание ОВ составляет в среднем 54%. На глубинах 0.8–1.35 м доля ОВ немного снижается из-за высокого содержания пепловых частиц в торфе.

В керне было выявлено 16 горизонтов тефры, различающихся по цвету, а также по крупности (от тонкозернистого песка до мелкого гравия), сортировке и составу частиц (рис. 2). Некоторые горизонты сближены между собой (например, три прослоя между 3.37 и 3.50 м) и, вероятно, отвечают одному извержению. Тефра сложена вулканическим стеклом, минералами и обломками пород в различных пропорциях. Образцы из восьми наиболее представительных тефр были выбраны для анализа вулканического стекла, состав которого используется для корреляции горизонтов тефр между разрезами (Lowe et al., 2011). Проанализировано 74 пробы, определено содержание главных и некоторых летучих элементов в индивидуальных частицах тефры.

На классификационной диаграмме SiO_2 – K_2O видно, что стекла из тефры скв. Кич образуют три отчетливых группы (рис. 4). Первая группа попадает в поле умеренно калиевых андезибазальтов и включает стекла из самого древнего из проанализированных горизонтов 4.63–4.64 м. Вторая группа отвечает умеренно калиевым риолитам и объединяет стекла из горизонтов на глубинах 0.0–0.9, 1.03–1.19, 1.24–1.33, 1.93–1.97 и 3.55–3.57 м. Третья группа отвечает низкокалиевым риолитам и включает стекла из горизонта 2.95–3.0 м. Сопоставление этих составов стекол с опубликованными (Portnyagin et al., 2020) показывает, что тефры первой группы принадлежат влк. Ключевской, второй группы – влк. Шивелуч, а третьей – влк. Ксудач (рис. 4). С учетом общего возраста керна (~2900 лет по данным ^{14}C анализа) последний горизонт однозначно определяется как маркирующий пепел KS_1 (Braitseva et al., 1997) с возрастом 1651 ± 58 лет (табл. 2; Ponomareva et al., 2017; Portnyagin et al., 2020).

Составы стекол в многочисленных пеплах влк. Шивелуч в голоцене волнообразно изменяются, и пеплы разных возрастных интервалов могут иметь сходный состав (Ponomareva et al., 2015). Поэтому для идентификации пеплов этого вулкана необходимо привлекать данные об их стратиграфии, возрастном диапазоне, осях пеплопадов и

Таблица 2. Результаты идентификации горизонтов тефры из керна скв. Кич. Методика определения возраста горизонтов тефры описана в тексте

Table 2. Identification of tephra layers from the Kich core. Methods of tephra identification are described in the text

№ п/п	Положение в керне (глубина, м)	Описание*	Вулкан	Индекс извержения	Калиброванный возраст ($\pm \sigma$), л. н.
1	1.30–1.32	Вулканический песок м/з-г/з цвета “соль с перцем”	Шивелуч	SH#6 (SH ₂)	817±29
2	2.95–3.0	Вулканический песок т/з-м/з сизовато-серый	Ксудач	KS ₁	1651±58
3	3.37–3.50	Вулканический песок м/з-г/з стратифицированный	Шивелуч	SH#21 (SH ₅)	1934±25
4	4.63–4.64	Вулканический песок м/з-с/з темно-серый	Ключевской	Bulochka Cone	~2700

Примечание. * — м/з — мелкозернистый, с/з — среднезернистый, г/з — грубозернистый вулканические пески. Индексы извержений по работам (Braitseva et al., 1997; Ponomareva et al., 2015; Portnyagin et al., 2020).

гранулометрии. Верхнюю грубозернистую тефру в керне скв. Кич можно сопоставить с верхней грубозернистой тефвой SH#6 (SH₂) в опорном разрезе пос. Ключи (Braitseva et al., 1997) с возрастом 817±29 лет (Ponomareva et al., 2017). Тефра влк. Шивелуч в интервале 3.37–3.50, залегающая под маркером KS₁, скорее всего, может быть скоррелирована с тефвой SH#21 (SH₅) с возрастом 1934±25 лет, ось пеплопада которой прошла через торфяник Кич (Braitseva et al., 1997; Ponomareva et al., 2017). Тефра на глубине 4.63–4.64 м представлена темно-серым мелко-среднезернистым песком, сложенным частицами шлака и минеральными зернами с присутствием оливина и плагиоклаза. По набору минералов и составу стекла он отвечает продуктам извержений влк. Ключевского (рис. 4) и ближе всего к тефре его побочного конуса Булочка с возрастом ~2700 лет (Bulochka Cone в статье Portnyagin et al., 2020). Это самые основные стекла в тефре влк. Ключевского в рассматриваемом интервале от KS₁ до 3000 л. н.

Таким образом, в дополнение к ¹⁴C дате для основания керна мы получили четыре возрастных привязки для изученных горизонтов пепла (табл. 1). Это позволило разработать возрастную модель (рис. 2). По ней можно определить средние скорости аккумуляции отложений за исследуемый период. Общий возраст толщи соответствует среднему приросту торфа 0.154 см/год (без учета видимых пепловых прослоев), в то время как средние скорости торфонакопления в голоцене в ближайших изученных торфяниках составляют 0.02 см/год (Захарихина, 2014).

По изменениям в процентных соотношениях компонентов спектров и с помощью программы для кластерного анализа CONISS (Grimm, 1987) были выделены 6 ЛПЗ (рис. 5).

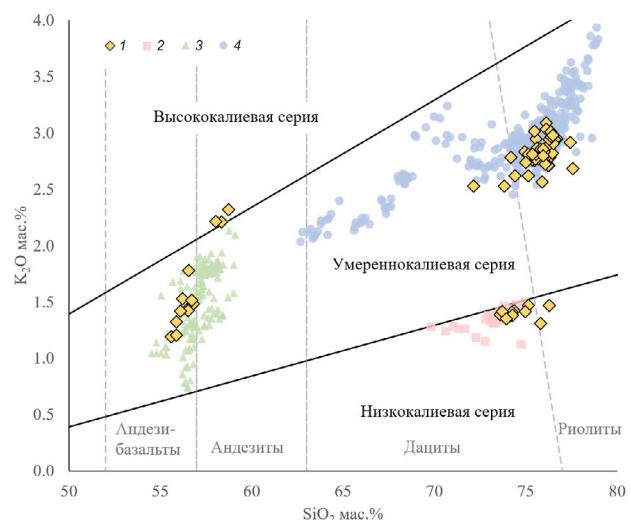


Рис. 4. Составы стекол тефры из разреза Кич и из проксимальной пирокластики ряда вулканов. Составы стекол из проксимальной пирокластики моложе 3000 лет по базе данных TephraKam (Portnyagin et al., 2020). Границы полей низко-, умеренно- и высококалиевых составов показаны согласно работе (Gill, 1981). Границы полей андезибазальтов, андезитов, дакитов и риолитов показаны согласно диаграмме TAS (Le Maitre et al., 2005). 1 — Кич; 2 — влк. Ксудач; 3 — влк. Ключевской; 4 — влк. Шивелуч.

Fig. 4. Composition of proximal glasses younger than 3 ka according to the TephraKam database (Portnyagin et al., 2020). Boundaries of low-K, medium-K and high-K fields according to Gill (1981). Boundaries of basaltic andesite, andesite, dacite and rhyolite fields according to Le Maitre et al. (2005).

1 — Kich; 2 — Ksudach; 3 — Klyuchevskoi; 4 — Shiveluch.

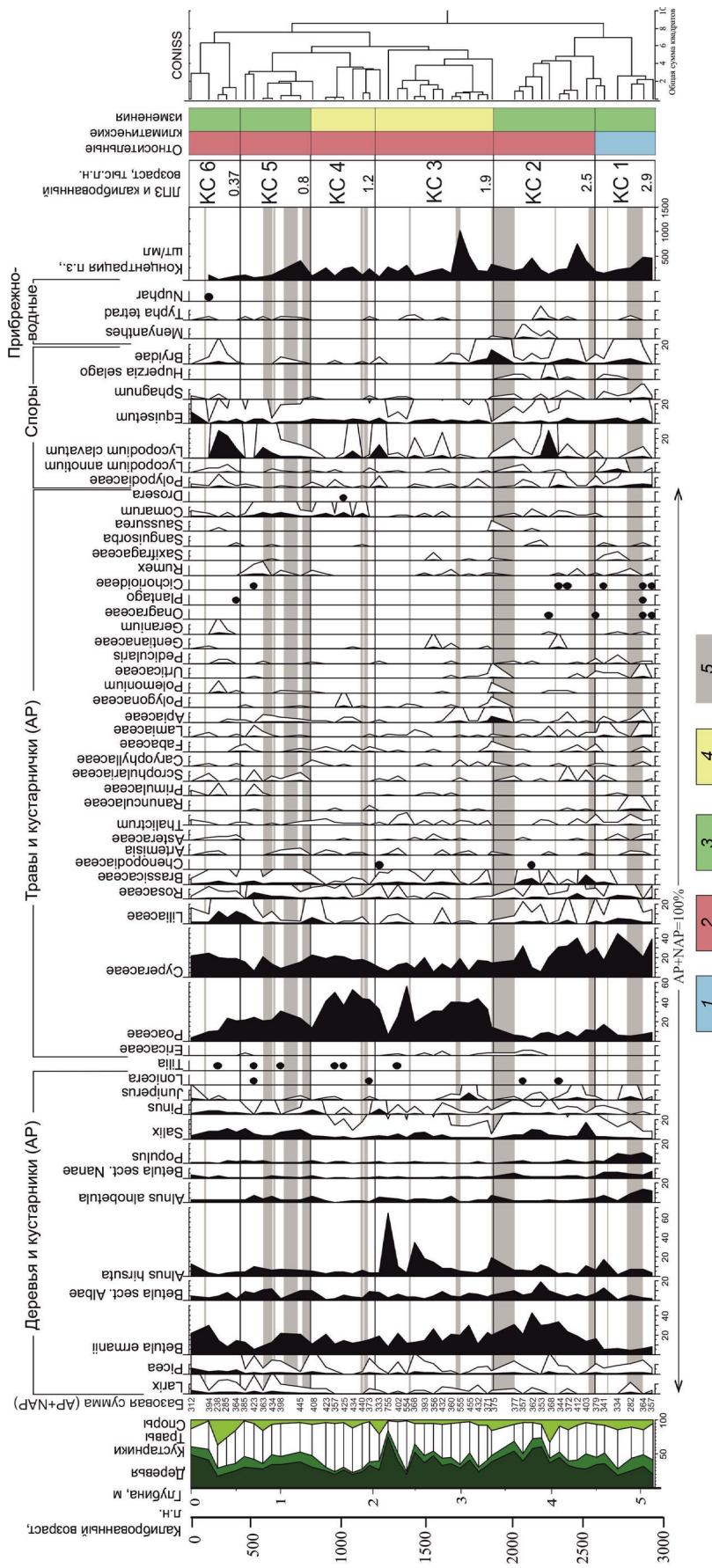


Рис. 5. Споро-пыльцевая диаграмма торфа из керна скв. Кич, север Центральной Камчатской депрессии, п-ов Камчатка. Дополнительные кривые показывают увеличенные в 10 раз содержания пыльцы таксонов.

Климатические этапы: 1 – относительно прохладные, 2 – относительно теплые, 3 – относительно влажные, 4 – относительно засушливые; 5 – прослой вулканического пепла.

Fig. 5. Pollen percentage diagram of Kich core, north of Central Kamchatka depression, Kamchatka Peninsula. LP3 mean Local Pollen Assemblage Zones. Empty curves represent 10x exaggeration. Climatic intervals: 1 – cooler, 2 – relatively cool, 3 – relatively warm, 4 – wetter, 4 – drier, 5 – tephra layers.

4.1. ЛПЗ КС 1, 5.14–4.5 м (2.9–2.5 тыс. л. н.)

Спорово-пыльцевые спектры (СПС) зоны характеризуются невысоким содержанием пыльцы (далее – п.) деревьев и кустарников (42%). Пыльца трав и кустарничков составляет 47%. На споры приходится наименьшая доля СПС – 10%.

В группе АР доминирует п. *Alnus alnobetula* и *Populus* (до 14 и 11% соответственно). В значительном количестве содержится п. *Betula ermanii*, *B. sect. Albae* и *Alnus hirsuta* (до 8%, 13% и 17% соответственно). Гораздо меньше (до 1.5%) содержания п. хвойных деревьев – *Picea* и *Larix*.

В группе НАР абсолютно преобладает п. осоковых (Cyperaceae) (до 44%), на злаки (Poaceae) приходится 5–17%. Также относительно многочисленна п. лилейных (Liliaceae) и розоцветных (Rosaceae) – до 4.8 и 3.6% соответственно. Пыльца трав разнообразна и представлена единичными зернами п. лугового разнотравья: сельдерейных (Apiaceae), бобовых (Fabaceae), колокольчиковых (Campanulaceae), василистника (*Thalictrum*), яснотковых (Lamiaceae) и др., а также крапивы (*Urtica*). Обнаружена п. первоцветных (Primulaceae) и камнеломковых (Saxifragaceae). В группе споровых растений преобладают споры зеленых мхов (Bryidae) и хвощей (*Equisetum*). Споры многоножковых папоротников (Polypodiaceae) на этих глубинах наиболее многочисленны, хотя составляют небольшую долю СПС (не более 4%).

4.2. ЛПЗ КС 2, 4.5–3.35 м (2.5–1.9 тыс. л. н.)

В общем составе СПС преобладает п. деревьев и кустарников (53%), причем доля п. деревьев растет по сравнению с ЛПЗ КС 1. На травы и кустарнички приходится 37%, а на споры – 10%.

В первую очередь увеличение доли п. деревьев связано с заметным ростом доли п. *Betula ermanii*, на которую приходится 13–43%. Относительно многочисленна п. *Betula sect. Albae* (4–19%), и *Alnus hirsuta* (4–20%). По сравнению с ЛПЗ КС 1 доля п. кустарниковой ольхи, тополя и карликовой бересклета заметно снижается, в то время как доля п. ивы возрастает.

В группе трав и кустарничков по-прежнему преобладают осоки (6–40%), а злаки составляют 3–14%. Лилейные и розоцветные играют заметную роль (до 3 и 6% соответственно), увеличивается доля п. капустных (Brassicaceae) (до 20–24%), рогоза (*Turpha*); появляется п. сабельника (*Comarum*) и сассюреи (*Saussurea*). Единично встречается п. верескоцветных (*Ericales*).

Доля спор варьирует в диапазоне от 4 до 15%, достигая 33% в одном образце. Снижается процент спор плауна годичного (*Lycopodium annotinum*) и многоножковых, а доля спор плауна булавовидного (*L. clavatum*), напротив, возрастает. Единично

встречаются споры сфагнума (*Sphagnum*) и баранца обыкновенного (*Huperzia selago*).

4.3. ЛПЗ КС 3, 3.35–2.1 м (1.9–1.2 тыс. л. н.)

Доля НАР в общем составе возрастает до 48%, а на АР приходится около 46% СПС. Споры немногочисленны: 6%.

Состав п. древесных пород почти не изменяется по сравнению с ЛПЗ КС 2. Преобладает п. *Betula ermanii* (до 30%). Немного растет доля п. *Alnus hirsuta* (до 34% и до 64% в одном образце). Пыльца можжевельника (*Juniperus*) в этой зоне встречается реже, ее доля снижается, составляя менее 1%. Впервые отмечается редкие пыльцевые зерна липы (*Tilia*).

Наиболее заметная смена наблюдается в составе п. травянистых растений. Начинает преобладать п. злаков, их доля в составе СПС растет до 56%. Пыльца осоковых становится меньше (6–20%). Доля п. Liliaceae, Brassicaceae и Rosaceae также снижается и составляет не более 2%. Пыльца *Sanguisorba* (кровохлебки), *Saussurea*, *Cichorioideae* (цикориевых), *Onagraceae* (кипрейных) в ЛПЗ КС 3 отсутствует. Пыльца *Ericaceae* составляет менее 1% спектров.

4.4. ЛПЗ КС 4, 2.1–1.35 м (1.2–0.8 тыс. л. н.)

В этой палинозоне наблюдается высокая доля п. трав и кустарничков (62%), на п. деревьев и кустарников приходится 30%, а на споры – 8% СПС. В группе АР на фоне преобладания п. *Betula ermanii*, доля которой в среднем составляет 14%, доля п. *Alnus hirsuta* уменьшается до 6%. Содержание п. *Populus* увеличивается до 0.2–3%. Встречаются единичные зерна п. *Lonicera* (жимолости) и *Tilia*. Доли других древесных таксонов существенно не меняются.

Злаки остаются преобладающей группой среди трав и кустарничков, их доля в СПС достигает 52%. Содержание п. Cyperaceae в ЛПЗ КС 4 постепенно растет вверх по разрезу с 15 до 23%. Почти полностью исчезает п. Liliaceae и Brassicaceae. Заметно возрастает и достигает максимума для данного разреза (до 5%) доля п. *Comarum*. Пыльца *Thalictrum*, напротив, встречается на этих глубинах реже. Споры остаются малочисленными, но на общем устойчивом фоне немного повышается процент *L. clavatum*.

4.5. ЛПЗ КС 5, 1.35–0.5 м (0.8–0.4 тыс. л. н.)

В общем составе СПС снова растет доля п. деревьев и кустарников (43%), процент п. трав и кустарничков, немного снижаясь, остается высоким (47%). Споры составляют 10%.

Преобладающим древесным таксоном остается *Betula ermanii*, но ее доля снижается по сравнению с ЛПЗ КС 4 (до 22%). Растет доля п. ивы (*Salix*) и кустарниковой ольхи, которая также становится

довольно многочисленной, наряду с *Betula* sect. *Albae* и *Alnus hirsuta*.

В группе трав и кустарничков прослеживается ранее наметившаяся тенденция к снижению доли п. злаков. Доля п. осоковых при этом существенно не изменяется. Снова возрастает доля п. Liliaceae, Brassicaceae и Rosaceae, а также Scrophulariaceae (норичниковых), *Rumex* (щавеля) и *Artemisia* (полыни). Довольно высокой остается доля п. *Comarum*.

4.6. ЛПЗ КС 6, 0.5–0.0 м (0.4 тыс. л. н. – наст. вр.)

В общем составе СПС преобладает п. деревьев и кустарников; в верхнем образце ее доля возрастает до 43%. На травы и кустарнички приходится 39% спектров, а на споры 18%, что заметно выше, чем в предыдущих зонах. Наибольший процент от АР составляет *Betula ermanii*. Заметен также рост доли п. ели; высокой остается доля п. ивы.

В группе трав и кустарничков вновь преобладает п. Сурегасеae (19–25%); особенно велика ее доля в верхней пробе. Рост доли п. Сурегасеae сопровождается снижением доли п. Poaceae. Отмечена п. *Geranium* (герани) и *Saussurea*. Среди спор наиболее многочисленны *L. clavatum* и *Equisetum*; обильны также споры мхов *Bryidae*.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

5.1. Реконструкция изменений растительности и климата по данным исследования керна скважины Кич

Пыльца *Populus* обычно легко разрушается и плохо сохраняется в осадке. Обилие п. тополя в осадках нижней части скважины, образовавшихся около 3 тыс. л. н., свидетельствует об условиях, способствующих высокой пыльцевой продуктивности тополя и хорошей сохранности его п. Это говорит о произрастании тополя вблизи исследуемой точки во время накопления этих осадков. Учитывая высокую долю минеральных частиц (рис. 2) и обилие п. пойменных растений (рис. 5), можно предположить, что исследуемый участок располагался в пойме р. Кич, где произрастали тополевые леса с доминированием осок и разнотравья в травянистом покрове, и затапливались в половодье. Под пологом пойменных лесов также нередко развивается травянистый ярус из лугового разнотравья с участием герани, лилии, кровохлебки, золотарника (астровые) и крапивы (Нешатаева, 2009), что подтверждается заметным содержанием их п. в ЛПЗ КС 1. Климат на этом этапе был относительно прохладным и влажным (рис. 5), о чем свидетельствует в целом относительно низкая доля п. деревьев и кустарников и повышенное содержание п. ольховника.

Около 2.5 тыс. л. н. произошла смена природной обстановки. Доминирование тополя в составе окружающих лесов сменилось сначала преобладанием ольхи и ивы, а затем каменной березы с обильным осоково-разнотравным травянистым покровом и шиповником в подлеске. Такая сукцессионная смена характерна для влажных местообитаний в данном регионе (Нешатаева, 2009). Снижение доли минеральных частиц в осадке свидетельствует о том, что пойма стала реже затапливаться, и территория постепенно начала заболачиваться. Хотя п. каменной березы относится к региональным компонентам СПС (Гричук, Заклинская, 1948), ее содержание в пределах ЛПЗ КС 2 выше, чем в ниже- и вышележащих отложениях, что отражает и ее произрастание *in situ*, и распространение на региональном уровне. В самой западине началось формирование низинного осоково-вейникового болота, на котором распространились травы, типичные для болот и их окраин (Нешатаева, 2009): сабельник, вахта, соссюрея, кровохлебка, а позднее – верескоцветные. Рост доли п. березы и снижение доли п. кустарниковой ольхи, вероятно, отражает завершение относительно прохладного этапа и начало потепления (рис. 5).

Следующее наиболее заметное изменение в составе СПС отмечено на глубине 3.35 м, где преобладание п. Сурегасеae сменяется на Poaceae одновременно с исчезновением п. некоторых травянистых родов и семейств (*Saussurea*, *Sanguisorba*, *Cichorioideae*) и спор сфагновых мхов. Эта смена в интервале от 1.9 тыс. л. н. до 1.2 тыс. л. н. может быть связана как с климатическими причинами, так и с реакцией растительных сообществ на извержение и выпадение мощного слоя пепла. Реакцию растительности на формирование покрова пепла подтверждает исчезновение п. некоторых гигрофитов и снижение доли п. сем. осоковых. Резкая смена локальной растительности может быть связана с серией извержений влк. Шивелуч, которые спровоцировали более быстрый отклик на усиление сухости климата. Возможно, выпадение мощных пачек пеплов (общей мощностью 0.22 м на глубинах от 3.6 до 3.35 м в данном разрезе) привело к лучшей дренированности грунтов, в результате чего площади низинных болот сократились, и распространились луговые фитоценозы. Обилие п. злаков может свидетельствовать о распространении вейниковых луговых фитоценозов, сменивших осоковое болото. Типичные болотные травы на время практически пропали с исследуемой территории. Существенных изменений в составе п. деревьев и кустарников в это же время не отмечено, следовательно, древесная

растительность не проявила заметной реакции на локальные события.

Около 1.2 тыс. л. н., во время продолжения относительно теплого этапа позднего голоцена нарастание сухости климата привело к уменьшению площади лесов из ольхи волосистой и распространению каменноберезняков. Об этом свидетельствует уменьшение процентного содержания п. растений, характерных для увлажненных местообитаний (*Alnus hirsuta*, *Salix*). В исследуемой низине сохранились вейниковые разнотравные луга на более сухих местообитаниях, но болотные растения при этом обильно цвели, находясь в благоприятных условиях. В это время в СПС растет доля п. сабельника и появляются единичные зерна п. росянки (*Drosera*) – типичных болотных таксонов (Нешатаева, 2009).

Следующий этап начался около 0.8 тыс. л. н. и характеризовался ростом доли деревьев и кустарников, среди которых на фоне общего доминирования п. каменной берескы в составе СПС также выделяется повышение процента п. лиственницы. Эти изменения соответствуют экспансии лиственничников в ЦКД (Хотинский, 1977) и формированию так называемого “хвойного острова” в днище депрессии. Поскольку п. лиственницы плохо сохраняется в осадках, отмеченный рост ее содержания после 0.8 тыс. л. н. можно считать свидетельством распространения лиственничных лесов в ЦКД. Последние 0.37 тыс. л., выросла доля п. ели в составе СПС (рис. 5). Так как еловые леса формируются на заключительной стадии сукцессионной смены растительности на нормально дренированных местообитаниях Центральной Камчатки (Нешатаева, 2009), можно считать эту смену новым этапом в формировании “хвойного острова” ЦКД. Относительно высокая доля п. влаголюбивых таксонов после 0.8 тыс. л. н. может свидетельствовать об увлажнении климата. Таким образом, современный умеренный относительно влажный климат на севере ЦКД установился после 0.8 тыс. л. н.

Отдельно стоит упомянуть п. липы в спектрах скв. Кич. Поскольку в голоцене широколиственные породы не произрастали на п-ове Камчатка, присутствие п. *Tilia* может быть свидетельством ветрового заноса с более южных территорий Дальнего Востока, где липа была широко представлена в голоцене. П. широколиственных пород в спектрах голоценовых осадков отмечается в других работах (Klimaschewski, 2010; Pendea et al., 2017). Переотложение п. липы кажется нам менее вероятным из-за отсутствия в данном регионе более древних осадков, которые могли бы ее содержать, а также ввиду идеальной сохранности пыльцевых зерен.

5.2. Позднеголоценовая история изменения растительности и климата севера ЦКД

По нашим данным 3.0–2.5 тыс. л. н. на севере ЦКД преобладал прохладный и влажный климат. Низкая доля п. деревьев и повышенная доля п. кустарниковой ольхи могут отражать завершение относительного похолодания, которое продемонстрировано во многих исследованиях палеоархивов полуострова (Brooks et al., 2015; Meyer et al., 2014; Andren et al., 2015; Self et al., 2015, Dirksen et al., 2013, Nazarova et al., 2017). Для него было характерно увеличение зимних осадков, направленное похолодание и расширение ареала кустарниковой ольхи на склонах ЦКД (Dirksen et al., 2013). По данным этих исследований на юге ЦКД похолодание началось около 5 тыс. л. н. и закончилось около 3.2 тыс. л. н. (Dirksen et al., 2013). Возможно, на севере ЦКД эффект похолодания мог сохраняться дольше. Тем не менее после 2.5 тыс. л. н. на севере ЦКД также началось постепенное потепление климата, приведшее к распространению каменноберезняков в днище депрессии. По всей видимости, потепление сопровождалось нарастанием континентальности климата, которое отмечается во многих работах (Brooks et al., 2015; Nazarova et al., 2013; Dirksen et al., 2013; Hoff et al., 2015; Pendea et al., 2017). Нарастание континентальности климата наряду с вулканическим фактором привело к резкой смене локальной растительности исследуемой впадины, но, вероятно, не слишком заметно отразилось на зональной растительности – каменноберезняки по-прежнему были доминирующими сообществами.

Согласно нашим данным, на севере ЦКД период относительно сухого и теплого климата закончился около 0.8 тыс. л. н. Ряд исследователей выделяют кратковременное потепление около 1.2 тыс. л. н., соответствующее средневековому потеплению (Brooks et al., 2015), тогда как другие не отмечают его признаков (Nazarova et al., 2017; Hoff et al., 2015), либо выделяют его позже, около 1 тыс. л. н. (Andren et al., 2015). Наши данные не позволяют с уверенностью судить о выраженности короткопериодных климатических изменений. С одной стороны, обилие п. каменной берескы наряду со стабильным содержанием п. ольховника в спектрах свидетельствует об относительно теплых условиях. С другой стороны, для этого времени характерны самая низкая доля п. деревьев и кустарников и самая высокая доля п. трав и кустарничков. Однако общий состав спектров зависит от многих параметров и не может служить однозначным признаком климатических изменений. Полученные нами данные не позво-

ляют реконструировать потепление, соответствующее средневековому, на севере ЦКД.

Около 0.8 тыс. л. н. увлажнение климата способствовало расширению “хвойного острова” на севере ЦКД. Согласно данным других исследователей, на юге ЦКД содержание п. хвойных пород деревьев в осадках возросло после 0.84 тыс. л. н., а максимальное распространение “хвойный остров” получил около 0.45–0.32 тыс. л. н. (Dirksen et al., 2013, Brooks et al., 2015). Вероятно, очаги распространения хвойных лесных сообществ находились на юге ЦКД, поэтому там экспансия лиственничников началась немного раньше, чем на севере депрессии – примерно на 40–50 лет. Расширение площадей еловых лесов на севере ЦКД началось 0.4–0.37 тыс. л. н.

6. ВЫВОДЫ

Исследование разреза Кич позволило впервые подробно охарактеризовать изменения растительности и климата в позднем голоцене на севере ЦКД за последние 3000 лет. Полученные материалы дополняют данные других исследователей и демонстрируют частичную асинхронность изменений растительности и климата в разных частях полуострова.

3.0–2.5 тыс. л. н. в пойме р. Кич произрастали тополевые леса с примесью ольхи волосистой с обилием осок и разнотравья; климат был прохладным на этапе завершения похолодания.

2.5–1.9 тыс. л. н. из-за смены гидрологического режима тополевники сменились ольшаниками и ивняками, а затем каменноберезняками; в западине начало формироваться низинное осоковое болото с типичной болотной растительностью.

1.9–1.2 тыс. л. н. – относительно теплый этап при нарастании сухости климата. Серия мощных извержений около 1.9 тыс. л. н., вероятно, привела к изменению облика растительности западины, ухудшению условий роста влаголюбивых растений и ускорению отклика растительных сообществ на изменение климата; осоковое болото сменилось вейниковыми лугами.

1.2–0.8 тыс. л. н. – этап относительно сухого и теплого климата; вновь возросли площади каменноберезняков на водоразделах и вейниковых фитоценозов в понижениях; одновременно с этим в западинах восстанавливались осоковые сообщества с обилием болотных видов.

0.8 тыс. л. н. – наст. вр. – увлажнение климата и расширение “хвойного острова” на севере ЦКД, сначала за счет лиственничников, а после 0.37 тыс. л. н. – также за счет ельников.

Важным фактором, влияющим на состав растительности на данной территории, являлся вулка-

низм. Его влияние проявлялось через изменение дренажных свойств грунта и подавление роста влаголюбивых растений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность О.К. Борисовой, В.В. Пономаревой, А.В. Панину, Э.П. Зазовской, Е.А. Константинову и Е.А. Зеленину за помощь и советы при написании этой работы, Д.Д. Воронцову за неоценимый вклад при сборе полевых материалов, рецензентам за конструктивные замечания и предложения.

Полевые работы выполнены за счет мегагранта Минобрнауки России (соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021), лабораторные исследования выполнены в рамках проекта РНФ № 21-77-10102, палинологические исследования проведены по госзаданию ИГ РАН FMWS-2024-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев А.А., Певзнер М.М. (2001). История растительности в низовьях р. Камчатка за последние 6000 лет. *Ботанический журнал*. Т. 86. № 5. С. 39–45.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С. и др. (1968). Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука. 228 с.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. (1948). Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ, ГЕОГРАФГИЗ. 224 с.
- Егорова И.А. (1980). Палинологическая характеристика вулканогенно-осадочных отложений в применении к стратиграфии. Вулканический центр: строение, динамика, вещества (Карымская структура). М.: Наука. С. 52–76.
- Захарихина Л.В. (2014). Скорость голоценового торфонакопления в условиях Камчатки. *Почвоведение*. № 6. С. 670–676.
- Куприна Н.П. (1970). Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. *Труды ГИН АН СССР*. Вып. 216. 148 с.
- Ложкин А.В., Слободин С.Б. (2012). Ушковская стоянка – уникальный археологический памятник Севера Дальнего Востока. *Вестник ДВО РАН*. № 1. С. 84–91.
- Мазей Н.Г., Новенко Е.Ю. (2021). Применение пропионового ангидрида при пробоподготовке проб для спорово-пыльцевого анализа. *Nature Conservation Research. Заповедная наука*. Т. 6. № 3. С. 110–112. <https://dx.doi.org/10.24189/ncr.2021.036>
- Нейштадт М.И. (1936). О некоторых вопросах, возникающих в связи с изучением торфяников Камчатки. *Бюлл. МОИП. Отд. биол.* Т. 45. Вып. 2. С. 159–170.
- Нешатаева В.Ю. (2009). Растительность полуострова Камчатка. М.: Товарищество науч. изданий КМК. 537 с.
- Погода и Климат. Погода Ключей 2004–2020. Справочно-информационный портал. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/climate/32389.htm> (дата обращения 10.12.2020).

- Скиба Л.А. (1975). История развития растительности Камчатки в позднем кайнозое. М.: Наука. 72 с.
- Хотинский Н.А. (1977). Голоцен Северной Евразии: опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата. К X Конгрессу INQUA (Великобритания, 1977). М.: Наука. 200 с.
- Andrén E., Klimaschewski A., Self A.E. et al. (2015). Holocene climate and environmental change in north-eastern Kamchatka (Russian Far East). *Global and Planetary Change*. V. 134. P. 41–54. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.02.013>
- Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*. V. 6. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. (1997). Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia. *Quat. Res.* V. 47. Iss. 2. P. 125–139. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.1876>
- Brooks S.J., Diekmann B., Jones V.J. et al. (2015). Holocene environmental change in Kamchatka: a synthesis. *Global and Planetary Change*. V. 134. P. 166–174. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.004>
- Dirksen V., Dirksen O., Diekmann B. (2013). Holocene vegetation dynamics and climate change in Kamchatka Peninsula, Russian Far East. *Rev. of Palaeobotany and Palynology*. V. 190. P. 48–65. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.11.010>
- Dirksen V.G., Uspenskaia O.N. (2006). The Holocene climate and vegetation changes in Eastern Kamchatka based on pollen, macrofossil and tephra data. In: *Proceedings of 2nd Scientific Congress of East Asian Federation of Ecological Societies*. EAFES, Niigata. P. 420.
- Gill J.B. (1981). Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer. 390 p.
- Grimm E. (1987). CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences*. V. 13. P. 13–35. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(87\)90022-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90022-7)
- Grimm E.C. (1990). TILIA and TILIA GRAPH. PC spreadsheet and graphics software for pollen data. In: *INQUA, Working Group on Data-Handling Methods*. Newsletter. № 4. P. 5–7.
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments. Reproducibility and comparability of results. *J. of Paleolimnology*. V. 25. P. 101–110. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Hoff U., Biskaborn B.K., Dirksen V.G. et al. (2015). Holocene Environment of Central Kamchatka, Russia: Implications from a multi-proxy record of Two-Yurts Lake. *Global and Planetary Change*. V. 134. P. 101–117. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.07.011>
- IPNI – International Plant Names Index [Электронный ресурс]. URL: <https://www.ipni.org/> (дата обращения: 10.05.2024)
- Jarosevich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. (1980). Reference sample from electron microprobe analysis. *Geostandards Newsletter*. V. 4. P. 43–47. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1980.tb00273.x>
- Jochum K.P., Stoll B., Herwig K. et al. (2006). MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: new reference values for element concentrations and isotope ratios. *Geochem. Geophys. Geosyst.* V. 7. Iss. 2. P. 1–44. <https://doi.org/10.1029/2005GC001060>
- Klimaschewski A. (2010). Late Quaternary environmental change of Kamchatka. PhD thesis. Belfast: Queen's University. 290 p.
- Kuehn K.A., Ohsowski B.M., Francoeur S.N. et al. (2011). Contributions of fungi to carbon flow and nutrient cycling from standing dead *Typha angustifolia* leaf litter in a temperate freshwater marsh. *Limnol. Oceanogr.* V. 56. Iss. 2. P. 529–539. <https://doi.org/10.4319/lo.2011.56.2.0529>
- Le Maitre R.W. (Ed.). (2005). Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.
- Lowe D.J. (2011). Tephrochronology and its application: a review. *Quat. Geochronology*. V. 6. Iss. 2. P. 107–153. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.08.003>
- Meyer H., Chaplgin B., Hoff U. et al. (2014). Oxygen isotope composition of diatoms as Late Holocene climate proxy at Two-Yurts Lake, Central Kamchatka, Russia. In: *Global and Planetary Change*. V. 134. P. 118–128. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.04.008>
- Nazarova L., Bleibtreu A., Hoff U. et al. (2017). Changes in temperature and water depth of a small mountain lake during the past 3000 years in Central Kamchatka reflected by a chironomid record. *Quat. Int.* V. 447. P. 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.10.008>
- Nazarova L., de Hoog V., Hoff U. et al. (2013). Late Holocene climate and environmental changes in Kamchatka inferred from the subfossil chironomid record. *Quat. Sci. Rev.* V. 67. P. 81–92. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.018>
- Pendea I.F., Ponomareva V., Bourgeois J. et al. (2017). Late Glacial to Holocene paleoenvironmental change on the northwestern Pacific seaboard, Kamchatka Peninsula (Russia). *Quat. Sci. Rev.* V. 157. P. 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.035>
- Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Pevzner M.M. et al. (2015). Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass. *Int. J. of Earth Sci.* V. 104. P. 1459–1482. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1156-4>
- Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Pendea I.F. et al. (2017). A full Holocene tephrochronology for the Kamchatsky Peninsula region: applications from Kamchatka to north America. *Quat. Sci. Rev.* V. 168. P. 101–122. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.031>
- Portnyagin M., Ponomareva V., Zelenin E. et al. (2020). TephraKam: geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific). *Earth System Science Data*. V. 12. №. 1. P. 469–486. <https://doi.org/10.5194/essd-12-469-2020>

- Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. Iss. 4. P. 1–33. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Self A.E., Klimaschewski A., Solovieva N. et al. (2015). The relative influences of climate and volcanic activity on Holocene Lake. *Global and Planetary Change*. V. 134. P. 67–81. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.06.012>
- Stockmarr J. (1971). Tablets with spores used in Absolute Pollen Analysis. *Pollen et spores*. V. 13. P. 615–621.
- Zelenin E., Gurinov A., Garipova S., Zakharov A. (2023). Geomorphology of the Central Kamchatka Depression, the Kamchatka Peninsula, NE Pacific. *J. of Maps*. V. 19. № 1. 2252006. <https://doi.org/10.1080/17445647.2023.2252006>

VEGETATION AND CLIMATE CHANGES IN THE NORTH OF THE CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION IN THE LATE HOLOCENE¹

E. O. Mukhametshina^{1,2,3}, M. D. Shchekleina³, and A. L. Zakharov^{1,2}

¹*Institute of geography RAS, Moscow, Russia*

²*Geological institute RAS, Moscow, Russia*

³*Fersman Mineralogical Museum, Moscow, Russia*

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

In order to study the vegetation history of the northern part of the Central Kamchatka Depression, a core Kich was obtained and studied by lithological, tephrochronological, palynological analyses and radiocarbon dating. Palynological data allowed us to identify the main stages in the vegetation and climate development over the past 3000 years. By the end of the cool period at ~2.5 cal. kyr BP, in the Kich River valley poplar forests were replaced by alder, willow and stone birch forests. About 1.9 cal. kyr BP, sedge-dominated mire was replaced by grass meadows as a result of a series of the Shiveluch volcano eruptions and climate changes. As climate became drier stone birch forests spread about 1.2 cal. kyr BP. Since 0.8 cal. kyr BP, the areas of coniferous forests increase, first with the spread of larch and later spruce.

Keywords: pollen analysis, vegetation dynamics, Kamchatka Peninsula, Late Holocene, tephra

ACKNOWLEDGMENTS

The author is grateful of O. Borisova, V. Ponomareva, A. Panin, E. Zazovskaya, E. Konstantinov, E. Zelenin and D. Vorontsov for the help, to the referees for their constructive input. The field works were supported by a Megagrant project of the Russian Ministry of Science and Higher Education (agreement № 075-15-2021-599), laboratory work was made with support of the Russian Science Foundation grant № 21-77-10102 and pollen analysis was carried out within the framework of the state assignment of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences (FMWS-2024-0005).

REFERENCES

- Andreev A.A., Pevzner M.M. (2001). Vegetation dynamics of the lower reaches of Kamchatka River during last 6000 years. *J. of Botany*. V. 86. № 5. P. 119–124 (in Russ.).
- Andrén E., Klimaschewski A., Self A.E. et al. (2015). Holocene climate and environmental change in north-eastern Kamchatka (Russian Far East). *Global and Planetary Change*. V. 134. P. 41–54. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.02.013>
- Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*. V. 6. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Evteeva I.S. et al. (1968). *Stratigrafiya chetvertichnykh otlozhenii i oledeneniya Kamchatki* (Stratigraphy of Quaternary deposits and glaciation of Kamchatka). Moscow: Nauka (Publ.). 228 p. (in Russ.)
- Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. (1997). Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia. *Quat. Res.* V. 47. Iss. 2. P. 125–139. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.1876>
- Brooks S.J., Diekmann B., Jones V.J. et al. (2015). Holocene environmental change in Kamchatka: a synthesis. *Global and Planetary Change*. V. 134. P. 166–174. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.004>
- Dirksen V., Dirksen O., Diekmann B. (2013). Holocene vegetation dynamics and climate change in Kamchatka Pen-

¹For citation: Mukhametshina E.O., Shchekleina M.D., Zakharov A.L. (2024). Vegetation and climate changes in the north of the Central Kamchatka Depression in the Late Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 177–191. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924040117>; <https://elibrary.ru/FFCQJT>

- insula, Russian Far East. *Rev. of Palaeobotany and Palynology*. V. 190. P. 48–65.
<https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.11.010>
- Dirksen V.G., Uspenskaia O.N. (2006). The Holocene climate and vegetation changes in Eastern Kamchatka based on pollen, macrofossil and tephra data. Proceedings of 2nd Scientific Congress of East Asian Federation of Ecological Societies. EAFES, Niigata. P. 420.
- Egorova I.A. (1980). Palinologicheskaya kharakteristika vulkanogenno-osadochnykh otlozhenii v primenении i stratigrafii. Vulkanicheskii tsentr: stroenie, dinamika, veshchestvo (Karymskaya struktura) (Palynological characteristics of volcanic-sedimentary deposits as applied to stratigraphy. Volcanic center: structure, dynamics, substance (Karym structure)). Moscow: Nauka (Publ.). P. 52–76. (in Russ.)
- Gill J.B. (1981). Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer. 390 p.
- Grichuk V.P., Zaslinskaya E.D. (1948). Analiz iskopaemykh pyl'tsy i spor i ego primenie v paleogeografi (Analysis of fossil pollen and spores and its application to paleogeography). Moscow: OGIZ, GEOGRAFGIZ (Publ.). 224 p. (in Russ.)
- Grimm E. (1987). CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences*. V. 13. P. 13–35.
[https://doi.org/10.1016/0098-3004\(87\)90022-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90022-7)
- Grimm E.C. (1990). TILIA and TILIA GRAPH. PC spreadsheet and graphics software for pollen data. In: *INQUA, Working Group on Data-Handling Methods. Newsletter*. № 4. P. 5–7.
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments. Reproducibility and comparability of results. *J. of Paleolimnology*. V. 25. P. 101–110.
<http://dx.doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Hoff U., Biskaborn B.K., Dirksen V.G. et al. (2015). Holocene Environment of Central Kamchatka, Russia: Implications from a multi-proxy record of Two-Yurts Lake. *Global and Planetary Change*. V. 134. P. 101–117.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.07.011>
- IPNI – International Plant Names Index [Electronic data]. Access way: <https://www.ipni.org/> (access date: 10.05.2024)
- Jarosevich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. (1980). Reference sample from electron microprobe analysis. *Geostandards Newsletter*. V. 4. P. 43–47.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1980.tb00273.x>
- Jochum K.P., Stoll B., Herwig K. et al. (2006). MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios. *Geochem. Geophys. Geosyst.* V. 7. Iss. 2. P. 1–44.
<https://doi.org/10.1029/2005GC001060>
- Klimaschewski A. (2010). Late Quaternary environmental change of Kamchatka. PhD thesis. Belfast: Queen's University. 290 p.
- Khotinsky N.A. (1977). Golotsen Severnoi Evrazii: opyt transkontinental'noi korrelyatsii etapov razvitiya ras- titel'nosti i klimata. K X Kongressu INQUA (Velikobritaniya, 1977) (Holocene of Northern Eurasia: experience of transcontinental correlation of stages of development of vegetation and climate. To the Xth Congress of INQUA (Great Britain, 1977)). Moscow: Nauka (Publ.). 200 p. (in Russ.)
- Kuehn K.A., Ohsowski B.M., Francoeur S.N. et al. (2011). Contributions of fungi to carbon flow and nutrient cycling from standing dead *Typha angustifolia* leaf litter in a temperate freshwater marsh. *Limnol. Oceanogr.* V. 56. Iss. 2. P. 529–539.
<https://doi.org/10.4319/lo.2011.56.2.0529>
- Kuprina N.P. (1970). Stratigrafiya i istoriya osadkonakopleniya pleistotsenoviykh otlozhenii Tsentral'noi Kamchatki (Stratigraphy and sedimentation history of Pleistocene deposits of Central Kamchatka). *Trudy GIN AN SSSR*. V. 216. 148 p. (in Russ.)
- Le Maitre R.W. (Ed.). (2005). Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub-commission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.
- Lowe D.J. (2011). Tephrochronology and its application: a review. *Quat. Geochronology*. V. 6. Iss. 2. P. 107–153.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.08.003>
- Lozhkin A.V., Slobodin S.B. (2012). The Ushki site as a unique archaeological monument of the North of the Far East. *Vestnik DVO RAN*. № 1. P. 84–91. (in Russ.)
- Mazei N.G., Novenko E.Yu. (2021). The use of propionic anhydride in the sample preparation for pollen analysis. *Nature Conservation Research. Zapovednaya nauka*. V. 6. № 3. P. 110–112.
<https://dx.doi.org/10.24189/ncr.2021.036>
- Meyer H., Chaplgin B., Hoff U. et al. (2014). Oxygen isotope composition of diatoms as Late Holocene climate proxy at Two-Yurts Lake, Central Kamchatka, Russia. *Global and Planetary Change*. V. 134. P. 118–128.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.04.008>
- Nazarova L., Bleibtreu A., Hoff U. et al. (2017). Changes in temperature and water depth of a small mountain lake during the past 3000 years in Central Kamchatka reflected by a chironomid record. *Quat. Int.* V. 447. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.10.008>
- Nazarova L., de Hoog V., Hoff U. et al. (2013). Late Holocene climate and environmental changes in Kamchatka inferred from the subfossil chironomid record. *Quat. Sci. Rev.* V. 67. P. 81–92.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.018>
- Neustadt M.I. (1936). On some questions arising in connection with the study of the peat bogs of Kamchatka. *Bulletin MOIP. Otdelenie biologii*. V. 45. № 2. P. 159–170. (in Russ.)
- Neshataeva V.Yu. (2009). *Rastitel'nost' poluostrova Kamchatka* (Vegetation of the Kamchatka Peninsula). Moscow: KMK (Publ.). 537 p. (in Russ.)
- Pendea I.F., Ponomareva V., Bourgeois J. et al. (2017). Late Glacial to Holocene paleoenvironmental change on the northwestern Pacific seaboard, Kamchatka Peninsula (Russia). *Quat. Sci. Rev.* V. 157. P. 14–28.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.035>

- Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Pevzner M.M. et al. (2015). Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass. *Int. J. of Earth Sci.* V. 104. P. 1459–1482.
<https://doi.org/10.1007/s00531-015-1156-4>.
- Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Pendea I.F. et al. (2017). A full Holocene tephrochronology for the Kamchatsky Peninsula region: applications from Kamchatka to north America. *Quat. Sci. Rev.* V. 168. P. 101–122.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.031>
- Portnyagin M., Ponomareva V., Zelenin E. et al. (2020). TephraKam: geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific). *Earth System Science Data*. V. 12. № 1. P. 469–486.
<https://doi.org/10.5194/essd-12-469-2020>
- Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. Iss. 4. P. 1–33.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Self A.E., Klimaschewski A., Solovieva N. et al. (2015). The relative influences of climate and volcanic activity on Holocene Lake. *Global and Planetary Change*. V. 134. P. 67–81.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.06.012>
- Skiba L.A. (1975). *Istoriya razvitiya rastitel'nosti Kamchatki v pozdnem kainozoe* (History of the development of vegetation in Kamchatka in the late Cenozoic). Moscow: Nauka (Publ.). 72 p. (in Russ.)
- Stockmarr J. (1971). Tablets with spores used in Absolute Pollen Analysis. *Pollen et spores*. V. 13. P. 615–621.
- Weather and Climate. Weather of the Klyuchi 2004–2020. Reference and information portal. [Electronic data]. Access way: <http://www.pogodaiklimat.ru/climate/32389.htm> (Access date: 10.12.2020).
- Zaharihina L.V. (2014). The rate of Holocene peat accumulation in Kamchatka. *Soil science*. № 6. P. 670–676. (in Russ.)
- Zelenin E., Gurinov A., Garipova S., Zakharov A. (2023). Geomorphology of the Central Kamchatka Depression, the Kamchatka Peninsula, NE Pacific. *J. of Maps*. V. 19. № 1. 2252006.
<https://doi.org/10.1080/17445647.2023.2252006>

НОВЫЙ АЛГОРИТМ КОРЕГИСТРАЦИИ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ ВЫСОТ (ILEM)[#]

© 2024 г. С. В. Харченко^{1,2,*}

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

²Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: xar4enkkoff@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.01.2024 г.

После доработки 19.04.2024 г.

Принята к публикации 25.04.2024 г.

В работе предлагается новый алгоритм, позволяющий производить высокоточное совмещение разновременных цифровых моделей высот, не имеющих надлежащей абсолютной географической привязки, для вычисления по ним разности высот за известный интервал времени. Подобные алгоритмы существуют, предлагаемый – основан на несколько иных принципах, а потому может дополнять инструментарий для корегистрации пространственных данных. В работе описаны этапы алгоритма, в обобщенном виде включающего сначала совмещение регистрируемой модели с референсной в плане, затем – по высоте. Проведена апробация алгоритма на двух участках и качественно разных данных: 1) обвал-оползень 2014 г. в долине р. Гейзерной на Камчатке по данным космической съемки и стереофотограмметрии (ArcticDEM), 2) участок мониторинга эрозии в урочище Гитче-Гижгит на Большом Кавказе по данным аэрофотосъемки и подхода “структура из движения” (БПЛА). Предлагаемый алгоритм оказывается эффективно применимым к данным разного происхождения, детальности, пространственного охвата. Условия его эффективного применения – наличие: 1) сколько-нибудь значительных по площади участков с неизменным рельефом и 2) выраженного рисунка топографического расчленения (текстуры изображения или цифровой модели высоты). Показано, что уточнение географической привязки регистрируемой модели высот значительно улучшает оценки объемов денудированного и аккумулированного материала, что особенно важно в задачах динамической геоморфологии. В приведенных примерах ошибка регистрации цифровых моделей высот снизилась по итогу работы алгоритма от 3–4 до почти 70 раз. А объемы изменений поверхности на участках достоверно преобладающей денудации скорректировались как по величине (как правило, в сторону уменьшения), так и по знаку.

Ключевые слова: цифровые модели высот, рельеф, совмещение, изменение высот, геоморфологические процессы

DOI: 10.31857/S2949178924040128, **EDN:** FEWRBF

1. ВВЕДЕНИЕ

Сравнение разновременных цифровых моделей высот (ЦМВ), понимая под ними как цифровые модели рельефа твердой земной поверхности (ЦМР), так и модели высот интегральной поверхности грунта, строений, крон деревьев [цифровая модель поверхности или ЦМП, по (Чибуничев, 2022)] дает информацию об изменениях исследуемой поверхности за фиксированный промежуток времени. Эта информация не позволяет напрямую судить о динамике рельефа этой поверхности, т.е.

говорить о механизмах рельефообразования, но, как минимум, позволяет анализировать кинематику рельефа (Девдариани, 1950), т.е. объемы и площади произошедших изменений.

Получение разновременных ЦМВ сейчас со-пряженено, чаще всего, с фотограмметрической обработкой стереофотоизображений (Shean, 2016), в том числе с использованием подхода “структура из движения” (Structure from Motion (Westoby, 2012)), радарной интерферометрией (Crosetto, 2002). Географическую привязку получаемых материалов обеспечивает проведение наземных геодезических измерений. Вместе с тем во многих случаях получение наземных опорных точек в результате полевых работ невозможно или нецелесообразно. Помимо этого, даже абсолютная географическая привязка не всегда обеспечивает требуемую точ-

[#]Ссылка для цитирования: Харченко С.В. (2024). Новый алгоритм корегистрации цифровых моделей высот (ILEM). Геоморфология и палеогеография. Т. 55. № 4. С. 192–204. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040128>; <https://elibrary.ru/FEWRBF>

ность (субдекиметровую/субсантиметровую) регистрации в пространстве всей сцены съемки, которая бы позволила отслеживать произошедшие изменения рельефа.

Существует несколько наиболее популярных алгоритмов корегистрации ЦМВ, в основе которых лежат различные подходы (в частности, глобального или локального совмещения ЦМВ) и метрики оценки качества совмещения (Van Niel, 2008). Глобальная корегистрация предполагает, что к регистрируемой модели высот (ко всей ее площади разом) применяется одно и то же математическое преобразование таким образом, чтобы совместить ее наилучшим образом с референсной моделью высот. Наилучшее совмещение такое, чтобы произвольно взятая точка (X, Y) на обеих моделях соответствовала строго одной точке поверхности на местности. Применение глобального преобразования требуется в случаях, когда такое совмещение удается получить одним для всей площади сдвигом по трем осям, углами поворота (в горизонтальной плоскости или в трехмерном пространстве), коэффициентом масштабирования регистрируемой модели, в общем – аффинными преобразованиями. В случае, если ошибка совмещения двух ЦМВ меняется по площади, при этом не имеет строгого тренда (т. е. нельзя однозначно вычислить ошибку совмещения как функцию от X и Y), то требуется локальное преобразование. Частным случаем локального преобразования является регистрация по наземным опорным точкам, при котором почти всегда происходит не только сдвиг, но и некоторое гладкое искажение регистрируемой ЦМВ.

Опыт автора в вопросе точного совмещения ЦМВ, полученных как по данным космической съемки, так и по результатам использования бюджетных БПЛА, показывает, что ошибка и в плане, и по высоте часто именно плавающая (Харченко, 2023). В результате ставшие уже стандартными алгоритмы [Nuth&Kaab (Nuth, 2011), Ames Stereo Pipeline (Beyer, 2018)] совмещения моделей высот в ряде сложных случаев не могут дать удовлетворительные результаты. Алгоритмы локального совмещения [например, CODEM (NCALM-UH/CODEM, 2023)] могут давать впечатляющие результаты, в то же время в нашей работе было несколько примеров, когда и этот передовой метод неправлялся с задачей. Большая группа способов корегистрации основана на использовании разных модификаций метода ICP (iterative closest point) (Besl, 1992). Его применяют как, например, в CloudCompare (Girardeau-Montaut, 2016), так и на этапе точного совмещения в упомянутом выше CODEM и т.д.

Хорошие результаты данный метод дает именно в том случае, если грубое совмещение уже проведено (т.е. для растров – на этапе субпиксельного совмещения), но никак не в противном случае. Отдельную группу методов корегистрации ЦМВ составляют алгоритмы, работающие на основе SIFT (scale-invariant feature transform). Чаще эти алгоритмы используются для поиска общих точек на фотоизображениях, в том числе в составе рабочего процесса Structure from Motion для построения разреженного облака точек. Однако применяются они и для корегистрации ЦМВ (Aguilar, 2012; Sedaghat, 2018) в случае, если текстура этих одноканальных изображений дает достаточное количество пар общих точек.

В этой статье предлагается алгоритм локальной корегистрации, реализованный в качестве скрипта рабочего процесса и набора отдельных функций на языке *R* и названный ILEM (Iterative Local fitting of Elevation Models). Как и перечисленные выше алгоритмы, ILEM не совершенен, его ограничения будут описаны ниже. Однако он может быть альтернативой в случаях, если иные использованные методы не привели к получению желаемых результатов. Его разработка стала реакцией именно на невозможность получить удовлетворительные результаты имеющимся инструментарием.

2. МЕТОДИКА

Метод основан на итеративном локальном совмещении (независимо друг от друга) разных частей регистрируемой и референсной ЦМВ при условии минимизации метрики ошибки. Вся площадь сцены разбивается гексагональной решеткой с выбранным шагом. Шаг подбирается таким образом, чтобы, по возможности, каждый полигон охватывал предположительно стабильные площадки, наряду с динамичными. Например, если регистрируется ЦМВ участка многорукавного русла реки с островами и осередками, то размер полигонов должен позволять охватывать как участки отдельных проток, так и соседние поверхности островов, а не только лишь протоки, подмывающие берега и меняющие рельеф. Строго говоря, шаг сетки можно сделать сколь угодно малым (и в ряде случаев это позволяет иметь большую по размеру выборку точек привязки), но если задать коэффициент размера полигонов > 1 (значение по умолчанию), тогда гексагоны будут в поперечнике больше шага сетки (рис. 1).

В качестве метрики ошибки используется среднеквадратическое отклонение разности высот по каждому из гексагонов при различных сдвигах по X и Y . При том сдвиге, при котором метрика достигает минимума, как правило, достигается и

оптимальное совмещение. При этом сама разность высот не важна: если рельеф на двух ЦМВ оказывается морфологически подобен (относительные высоты и их пространственный рисунок эквивалентны), то при любой абсолютной разности высот среднеквадратическое отклонение окажется равным нулю. Иными словами, это позволяет находить позиции с одинаковой морфологией рельефа при любой ошибке абсолютной высоты. Использование подобной метрики дает возможность понять, есть ли в границах конкретной площадки (гексагона) сколько-нибудь значительная по площади стабильная поверхность, т.е. метод локально разыскивает не наземные опорные точки, а условно неизменные площадки, в чем состоит одно из его преимуществ.

Сначала для каждого гексагона получаем оптимальные сдвиги с грубым шагом, а вместе с ними – саму достигнутую (минимальную из полученных при разных сдвигах) величину метрики

ошибки. На участках с активными изменениями рельефа, с растительностью, с возникшими между съемками антропогенными объектами эта метрика даже при оптимальном сдвиге окажется велика и позволит отсепарировать данные участки, которые невозможно корректно привязать по текстуре поверхности, так как внутри соответствующих гексагонов не найдено условно стабильных площадок. Затем итеративно для оставшихся после сепарации гексагонов оптимальный сдвиг уточняется до субпиксельного уровня.

Если поверхность имеет ярко выраженную текстуру, хорошо различимые осложняющие отрицательные и положительные формы рельефа, то в результате наложения исходных центров гексагонов и их положения после оптимального сдвига проявится тенденция, в чем именно состоит искажение регистрируемой ЦМВ относительной референсной. Проявится, есть ли сдвиг, одинаков по величине и однодirectional ли он по площади,

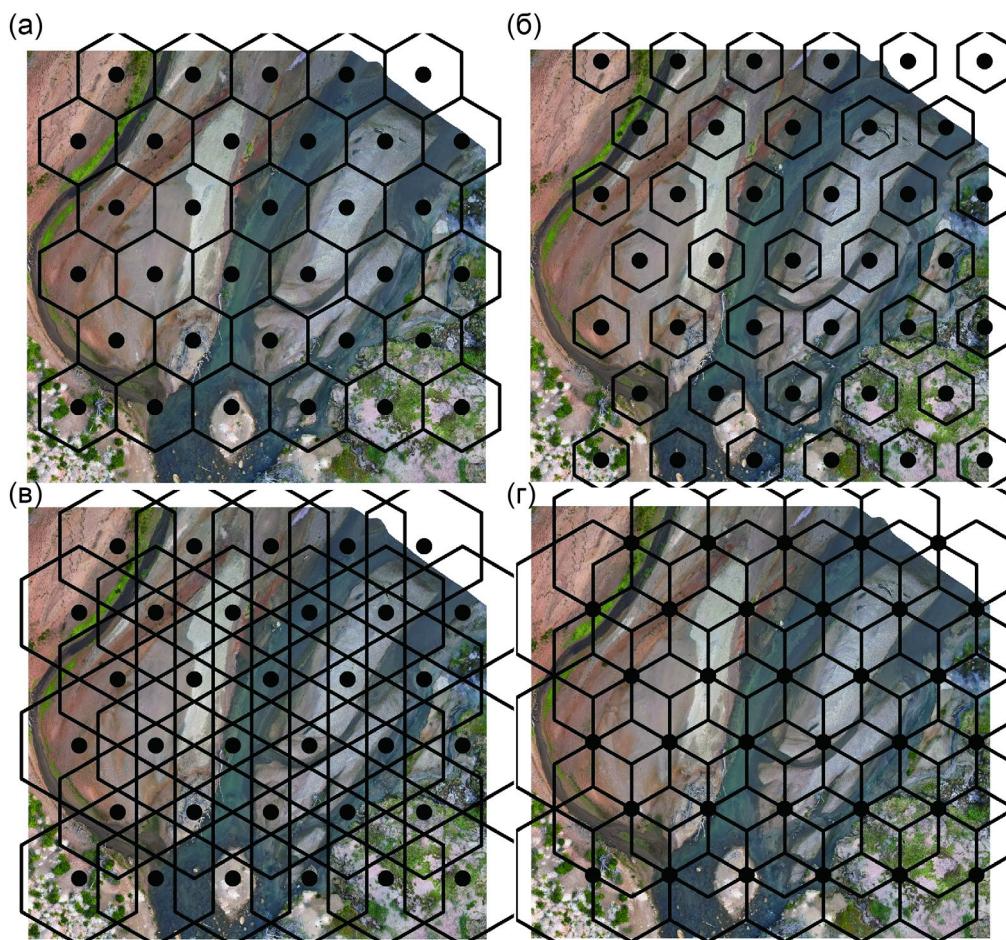


Рис. 1. Варианты генерации гексагональной сетки для поиска устойчивых площадок на участке многорукавного русла р. Гейзерной. Во всех случаях шаг сетки $D = 15$ м. Размеры полигонов: (а) – 1D, (б) – 0.7D, (в) – 1.5D, (г) – 2D.

Fig. 1. Variants of hexagonal grid generation to search for stable sites in the braided section of the Geysernaya River. In all cases the grid step $D = 15$ m. Polygon size: (a) – 1D, (б) – 0.7D, (в) – 1.5D, (г) – size 2D.

наблюдается ли вращение. Одновременно с этим проявляются те гексагоны, которые явно выбиваются из общих закономерностей по перечисленным выше параметрам – их необходимо удалить, а поворот, в случае его наличия, устраниить. Затем по точкам центров оставшихся гексагонов регистрируемая модель совмещается с референсной в плане. Эту же процедуру по наборам точек, полученным при анализе ЦМВ, можно применить к ортофотоплану и совместить его с референсным.

Так как после сепарации в сетке гексагонов остаются только площадки с низкой величиной метрики ошибки, эти участки можно принять за условно стабильные. Следовательно, если внутри каждого гексагона ни денудация, ни аккумуляция не занимает больше половины площади, то медианная разность высот должна стремиться к нулю. Среднеквадратическое отклонение медианных разностей высот двух ЦМВ – есть ошибка высот после совмещения этих моделей в плане. Чаще всего эта ошибка имеет выраженный пространственный тренд: либо нарастает/убывает в каком-либо направлении на плоскости, либо меняется по высоте, например меньше на междуречьях и больше в днищах долин. Интерполяция тренда этой ошибки и последующее вычитание тренда из регистрируемой ЦМВ после ее совмещения с референсной ЦМВ в плане, дает совмещенную в плане и по высоте зарегистрированную ЦМВ. Повторный расчет среднеквадратического отклонения медианных разностей высот для условно стабильных площадок дает остаточную ошибку, которая, разумеется, никогда не оказывается равной нулю.

Остаточная ошибка случайна и чаще всего распределена по нормальному статистическому закону со средним значением около 0 м. Вычитанием референсной и зарегистрированной ЦМВ получаем растр разности высот, так называемый DEM of Differences, или DoD. Пиксели DoD со значениями в интервале ± 2 остаточные ошибки – заполняются отсутствующими данными (No Data), таким образом устраняются данные с вероятностью 95% (т.е. в интервале $\pm 2\sigma$), являющиеся результатом ошибки привязки. Все остальные значения разности высот с той же вероятностью (или, напротив, вероятностью ошибки 5%) являются содержательным, полезным сигналом. Устранием из DoD слой в литературе называется слоем неопределенности (uncertainty layer), а половина его ширины – порогом обнаружения (level of detection) произошедших изменений высот (Bishop, 2006).

Помимо описанного, алгоритм включает опциональные функции, одной из важнейших из которых является быстрая сепарация территории по

визуальным признакам на покрытую растительностью (под ней часто протекают геоморфологические процессы, но они, как правило, медленны, а их следы не регистрируются на ЦМВ, полученных с воздуха) и оголенную, создание маски растительности и вырезание из итоговой DoD или из исходных ЦМВ участков, заведомо непригодных. Общая схема алгоритма показана на рис. 2.

Алгоритм ILEM – полуавтоматический, требует от пользователя наблюдения за промежуточными результатами (в первую очередь, статистическим распределением полученных значений оптимального сдвига) и принятия решений по поводу дальнейших этапов обработки. Пользовательские параметры алгоритма (в порядке назначения):

- 1) имена файлов с ЦМВ;
- 2) шаг гексагональной сетки в метрах;
- 3) коэффициент для установления размера гексагонов относительно шага сетки (см. рис. 1);
- 4) ряд значений потенциального сдвига по X и Y в метрах (от-до-шаг для итераций от 1 до N);
- 5) после первой итерации и ознакомления с гистограммами значений оптимального сдвига и величины остаточной ошибки – пороговые значения сдвига и предельно допустимой ошибки, определяемые визуально по графикам, в метрах. Процедура определения пороговых значений базируется на следующем: оптимальная величина сдвига на гистограмме обычно образует пик, отвечающий условно стабильным площадкам, гексагоны с выраженно большим (а иногда и меньшим) сдвигом относительно большей части распределения отсекаются. Аналогично для пороговой величины ошибки, как правило, около нуля формируется выраженный пик, а длинный правый хвост распределения соответствует тем гексагонам, которые следует отсеять (в их границах рельеф поменялся значительно).

В остальном скрипт с алгоритмом может использоваться без редактирования.

Несмотря на то, что в качестве вариантов движения используется лишь сдвиг по двум осям, ILEM позволяет корректировать и угол поворота в горизонтальной плоскости (а по двум другим осям наклон корректируется на этапе оценки тренда ошибки высоты). При наличии небольшого угла поворота (до первых десятков градусов) регистрируемой ЦМВ относительно референсной, данный факт проявится при визуализации двух наборов точек – центроидов исходных гексагонов и сдвинутых при поиске оптимального совмещения моделей высот. Затем при необходимости можно вычислить и центр вращения, и медианное значение угла поворота, внести коррекцию, сохранить файл

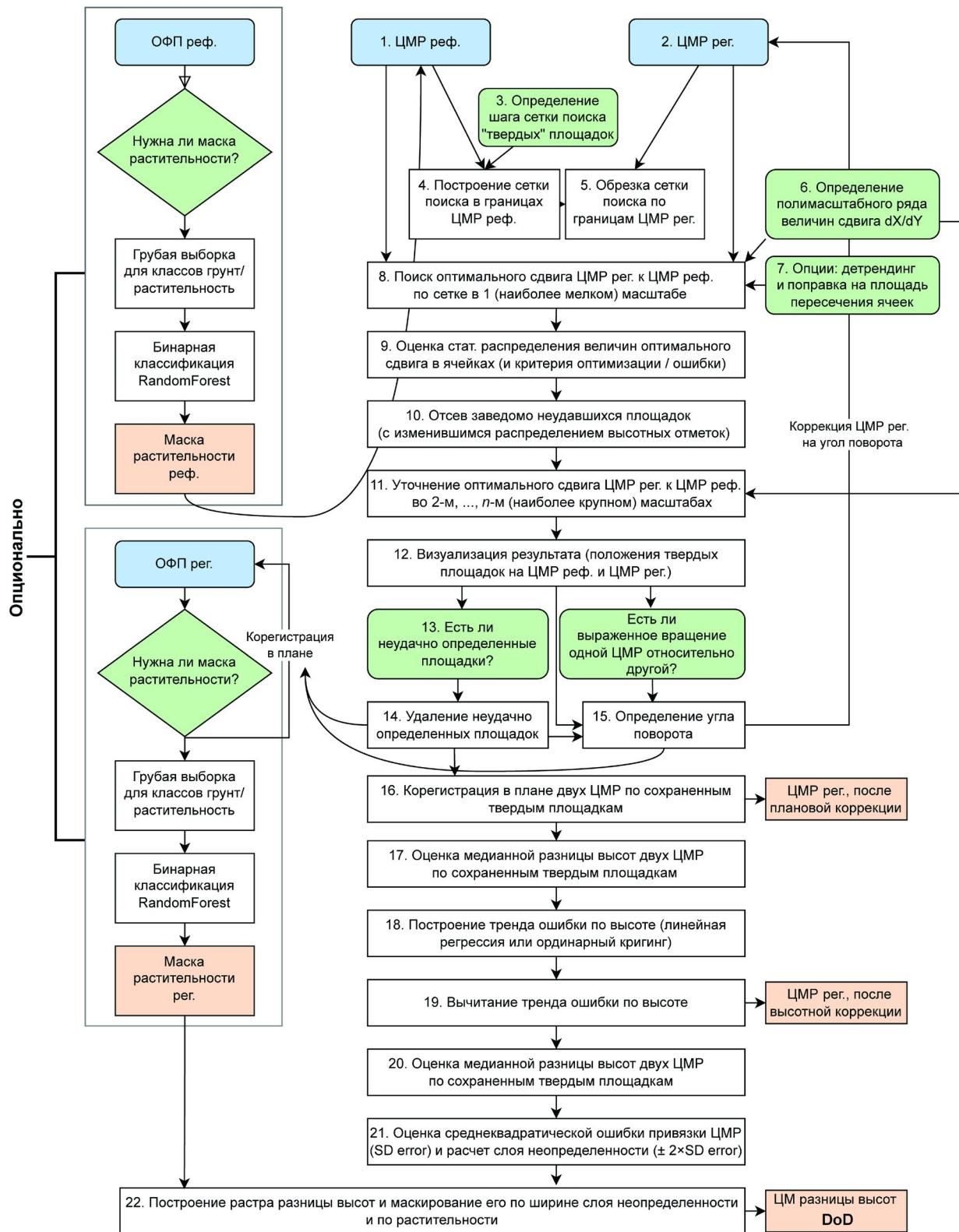


Рис. 2. Процедура корегистрации ЦМВ с использованием алгоритма ILEM. Пронумерованы обязательные пункты. Сокращения: ОФП – ортофотоплан, реф. – референсный (ая), рег. – регистрируемый (ая), стат. – статистическое.

Fig. 2. DEM co-registration workflow using the ILEM algorithm. Mandatory items are numbered. Abbreviations: ОФП – orthophoto, реф. – reference, рег. – registered, стат. – statistical.

с устраниенной ошибкой поворота и провести процедуру корегистрации заново.

Более подробно этапы работы алгоритма и ряд важных технических деталей, которые нужно понимать для его эффективного использования, объясняются в видеоинструкции (<https://github.com/sergeikharchenko/ILEM>).

3. АПРОБАЦИЯ НА ТЕСТОВЫХ УЧАСТКАХ

Методика в равной мере применима как к ЦМР, так и к ЦМП, в любых масштабах рассмотрения. В настоящей работе приведем два примера корегистрации разновременных моделей высот – 1) ArcticDEM для Камчатки; 2) собственные сверхдетальные ЦМВ для Северного Кавказа.

3.1. Оползень 2014 г. на левом борту долины р. Гейзерной (Камчатка)

В начале января 2014 г. в прибрюзинной части левого борта долины р. Гейзерной, на переходе к лавовому плато у подножия сопки Желтой активизировался блок, отделенный от остальной поверхности ранее сформировавшимися трещинами отседания (регистрировались уже в 70-х гг. XX в. (Леонов, 2014)). Возник обвал, под воздействием которого нижележащий склон также пришел в движение, и процесс из обвального трансформировался в оползневой. Примечательно, что на этом же борту, буквально в нескольких сотнях

метров выше по течению реки, в октябре 1981 г. также сходил крупный оползень (Лебедева, 2020). По данным сотрудников Кроноцкого заповедника, в ведении которого находится и территория Долины Гейзеров, и сотрудников центра “СканЭкс”, общий объем мобилизованного вещества составил 2.5 млн м³, из которых большая часть сформировала плотину, приведшую к возникновению подпрудного озера (рис. 3, (а)), а 0.75 млн м³ прошло вниз по долине в виде селя; впоследствии часть материала была вынесена речной эрозией.

Сотрудники Кроноцкого заповедника получили эту оценку фотограмметрическим методом путем обработки космических стереоизображений для состояния территории “до оползня” и “после оползня”, осуществив соответствующую привязку изображений. Доступные сейчас разновременные (с декабря 2007 г. по октябрь 2022 г.) данные ArcticDEM на всю территорию Арктики, также созданные из стереофотоизображений WorldView – 1, 2, 3, позволяют за последние 10–15 лет отслеживать значительные преобразования рельефа поверхности на огромной площади. Однако отдельные полосы (strips) ArcticDEM не имеют точной абсолютной и относительной привязки. Ошибка в плане часто достигает нескольких метров (при разрешении моделей 2 м). На рассматриваемую территорию оползня 2014 г.

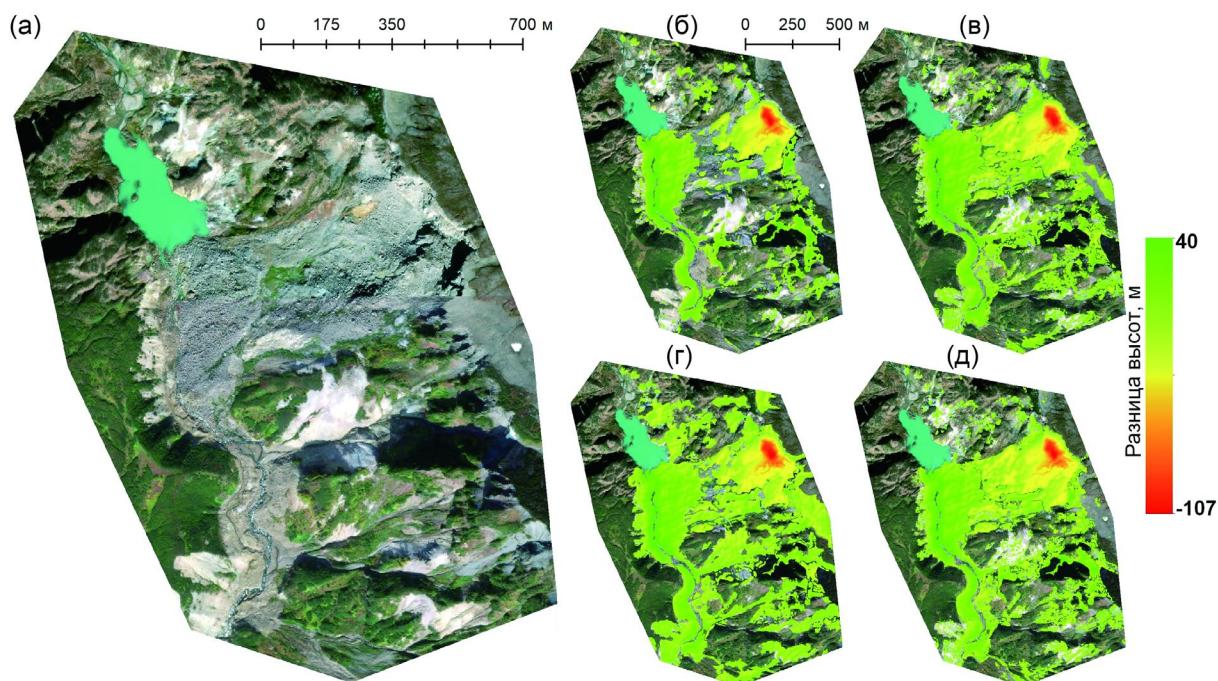


Рис. 3. Участок долины р. Гейзерной (Камчатка). (а) – фотоплан (ESRI Imagery); разности высот за 2012–2020 гг.: (б) – до корегистрации и (в) – после нее, (г) и (д) – то же за 2012–2022 гг.

Fig. 3. The Geysernaya river valley (Kamchatka). (a) – photoplans of the site (ESRI Imagery), (б)–(в) – elevation differences for 2012–2020 before and after co-registration, (г)–(д) – the same for 2012–2022.

Таблица 1. Изменения высот на участке оползня 2014 г. в долине р. Гейзерной за два временных среза
Table 1. Elevation changes at the site of the 2014 landslide in the valley of the Geysernaya River for two time slices

Параметры	09.29.2012–09.17.2020*	09.29.2012–07.14.2022*
Ошибка корегистрации, м	1.87 / 0.32	0.79 / 0.22
<i>Параметры статистического распределения разности высот</i>		
Медиана, м	2.63 / 0.37	3.34 / –0.12
Максимум плотности распределения, м	1.75 / 0.42	2.95 / –0.26
Нижний quartиль (25%), м	0.73 / –1.08	0.71 / –1.17
Верхний quartиль (75%), м	5.67 / 2.35	5.98 / 1.89
Минимум, м	–102.8 / –105.1	–103.4 / –106.9
Максимум, м	38.7 / 36.1	38.6 / 36.9
<i>Объемы отрицательных и положительных изменений рельефа</i>		
Объем вынесенного материала, млн м ³	–2.52 / –3.24	–2.76 / –3.30
Объем отложенного материала, млн м ³	3.50 / 2.69	4.51 / 2.66

Примечание: * – в числителе – значения до корегистрации ЦМВ, в знаменателе – после нее.

и ближайших окрестностей имеются качественные (в частности, без облаков на исходных снимках, из которых получены ЦМВ, а также за бесснежный период) изображения от сентября 2012 г., сентября 2020 г. и июня 2022 г. При сравнении ЦМВ до оползня (2012 г.) и после оползня (2020 г.), установлено, что характерная величина планового сдвига двух моделей 4–5 м, что в условиях значительной крутизны поверхности на рассматриваемой территории при использовании исходной привязки приводит к получению сильно искаженных результатов оценки смещений поверхности. Так, на склоне крутизной 30° при условии неизменности его морфологии на два временных среза, но относительном плановом сдвиге двух ЦМВ на 4 м, будет получена величина слоя денудации или аккумуляции (в зависимости от направления планового сдвига) по вертикали, равная 2.3 м. Таким образом, в горных регионах точная корегистрация ЦМВ для оценки изменений рельефа особенно важна. Для второй сравниваемой пары ЦМВ (2012 и 2022 гг.) ошибка планового сдвига еще больше – порядка 6–8 м.

При корегистрации обеих пар ЦМВ среднеквадратическое отклонение высот условно стабильных площадок составило около 4 см, что является весьма успешным результатом при совмещении данных с разрешением 2 м, полученных по космическим снимкам. Однако столь успешный результат обусловлен прежде всего обилием условно стабильных площадок на междуречных пространствах, и не отвечает реальной ошибке привязки динамичного днища и склонов долины. Поэтому

при рассмотрении небольшой площади участка оползня 2014 г. ошибка корегистрации была оценена нами повторно. Она составила для исходных данных 0.79–1.87 м, а для итоговых данных (ЦМВ 2020 г. была совмещена с ЦМВ 2012 г.) 0.22–0.32 м (табл. 1). Таким образом, ширина слоя неопределенности – 0.44–0.64 м в двух случаях, корегистрация снизила ее в 3.6–5.9 раза.

До регистрации моделей медианное значение разности высот составляло 2.6–3.3 м, что означает, что больше чем на половине площади произошло увеличение относительных высот как минимум на указанную величину. Так как осуществляется относительная привязка одной модели к другой по условно стабильным площадкам, то этот результат не может быть следствием, например, вертикальных тектонических движений (даже если принять, что подъем земной коры на такие величины за несколько лет без разломной тектоники возможен). При медленных вертикальных движениях на всей площади участка условно стабильные площадки движутся примерно на ту же величину и в том же направлении, что и остальная часть площади. Подобные движения не могут быть оценены при взаимной привязке ЦМВ. Таким образом, при относительной привязке (корегистрации) ЦМВ такие сдвиги могут быть следствием только экзогенных процессов (денудации поверхности и сопряженной аккумуляции наносов на более низких уровнях). При этом рассматриваемая территория с позиций морфодинамики – скорее денудационная зона, с вышележащего плато (из-за границ сцены) склоны вряд ли поступает много материала,

с учетом незначительных уклонов и бронирования поверхности лавами. Общее повышение поверхности может происходить только за счет заполнения днища долины, но оно не занимает больше половины площади участка, а следовательно, на медианное значение изменения высот никак не могут приходиться величины выше 0 м (вернее, выше уровня обнаружения).

При условии, если на участке есть хоть какой-то ареал с неизменными отметками высот, а остальная территория (пусть даже больше половины площади) – динамична, модальное значение разности высот будет приходиться на 0 м и соответствовать данному стабильному участку. При неточной корегистрации это значение может быть любым, а при точной оно должно попадать в слой неопределенности (т.е. находиться в пределах погрешности смещения ЦМВ). В табл. 1 показано, что в обоих случаях проведенная корегистрация позволяет достичь требуемого результата. Аналогичные выводы позволяют сделать значения нижнего и верхнего квартилей распределения изменений высот за 2012–2020 (2022) гг. В обоих случаях (до корегистрации) они говорят о том, что здесь происходила крайне мощная аккумуляция, что неверно. Минимальные и максимальные разности высот, на фоне их больших величин, почти не отличаются во всех четырех случаях (по 2 сравнения для каждого из двух временных срезов). В центральной части обвалившегося блока на склоне понижение высот составило более 100 м, а максимальные значения мощности оползневой плотины находятся в интервале 36–39 м, хотя камчатскими коллегами были оценены лишь в 22 м (Леонов, 2014).

И по экстремальным значениям изменений высот, и по рисунку с пространственными распределениями величины изменений высот до корегистрации и после нее может возникнуть впечатление, что более точная привязка не меняет результат принципиально. Действительно, максимальная мощность обвала, предшествовавшего оползню, во всех случаях отличается на первые проценты. Однако при проведении геоморфологической интерпретации результатов очень важны могут быть участки с невысокими значениями слоя аккумуляции или денудации (декиметры и первые метры), занимающие, как правило, гораздо большие площади, нежели участки катастрофических изменений. В подтверждение этого говорят объемы вынесенного и переотложенного материала на участке оползня 2014 г. – до корегистрации на 1–1.75 млн м³ преобладали положительные изменения высот, а после точной привязки лидирует денудация, сальдо ее объемов и

объемов аккумуляции – 0.64–0.72 млн м³. Во-первых, очевидно уменьшение разброса значений за 2 близких периода времени (а значит, и близких по результату совокупности рельефообразующих процессов). Во-вторых, полученные величины безвозвратного удаления наносов с участка весьма близки к оценкам, произведенным местными специалистами, в том числе по результатам полевых обследований – 0.75 млн м³ (Леонов, 2014). В-третьих, это соответствует общей морфодинамической схеме участка, когда крутые и весьма крутые склоны вероятнее являются денудационными позициями, и лишь днище долины (а также узкие днища ложбин на склоне по левому борту долины Гейзерной) – аккумулятивными. Снижение среднеквадратической ошибки взаимной регистрации двух ЦМВ в нашем случае привело к смене результата на прямо противоположный, а именно что весь участок в целом скорее денудационный. Средний слой денудации (то есть среднее направленное понижение поверхности за взятый период) на всей рассмотренной площади участка (рис. 1, (а)) в 2.53 км², включая условно стабильные задернованные и залесенные склоны, составил 25.3–28.4 см за 8–10 лет.

3.2. Участок развития линейной и плоскостной эрозии Гитче-Гижгит (Кабардино-Балкария)

Участок расположен на водосборе пруда Гитче-Гижгит, являющегося обособившейся частью пруда-отстойника Тырныаузского горно-металлургического комбината, на южном, аструктурном склоне Скалистого хребта Большого Кавказа. В целом склон водосбора ступенчатый, уступы ступеней представляют собой обвально-осыпные склоны, переходящие в коллювиально-пролювиальные шлейфы, подверженные медленным массовым смещениям наносов и эрозионным процессам. На одном из таких склонов в 2020 г. организован ежегодный (1–2 раза в год) мониторинг поверхности путем ее съемки с БПЛА и восстановления из данных съемки ЦМВ и ортофотоплана. При этом по ряду причин (включая, например, невозможность работать GNSS-оборудованием в RTK-режиме вне зоны устойчивого приема радиосвязи, а также удаленность участка от ближайшей базовой станции в г. Нальчик для применения поправок к координатам в постобработке) было решено использовать относительную, а не абсолютную привязку разновременных данных.

При проведении аэрофотосъемки бюджетными малыми БПЛА, широко распространившимися в последние годы, географическая привязка фотографий и, в конечном счете, ЦМП/ЦМР и фотоплана осуществляется с помощью встроенного

навигационного модуля. Однако его погрешность в плане составляет несколько метров, а по высоте – до нескольких десятков метров. Это приводит к тому, что модели, построенные без наземного геодезического обоснования (а иногда – и с ним), не позволяют рассчитывать разность высот на интересующих участках простым вычитанием растровых изображений.

Общий характер рельефа: вогнутый в плане склон на высотах 1460–1498 м со средней крутизной $36 \pm 13^\circ$, осложнен одной крупной (глубиной до 1.5 м) и серией мелких промоин, сформированных ручейковой эрозией. Остальная часть площади оголенная, подвержена плоскостному смыву во время редких сильных ливней и снеготаяния. Участок пересекает скотопрогонная тропа с крутизной вплоть до горизонтальной, имеются и отвесные (до 89.2°) участки. Общая площадь – 2170 м² (рис. 4). В силу того, что участок практически полностью свободен от растительности, имеем дело с ЦМР, а не с ЦМП.

Для апробации метода взяты результаты съемок участка от августа 2020 г. и июля 2022 г.; обе ЦМР с пространственным разрешением 0.6 см. Исходная регистрируемая модель рельефа (на 2022 г.) имеет плановый сдвиг ~ 1.16 м по азимуту 220° . В силу этого, склон к югу от наиболее крупной промоины оказывается мнимо приподнят за 2 года на величину до 3 м (зеленые оттенки на рис. 4, (в)), а склон непосредственно к северу мнимо опустился до 2 м. При отсутствии точной привязки оказывается, что аккумуляция на данном участке почти в 7 раз по объемам превышает денудацию, причем средний слой превышения аккумуляции над денудацией – 38 см за 2 года. Однако полученные значения лишь следствие взаимного планового сдвига двух ЦМВ.

Корегистрация для этого участка позволяет снизить ошибку привязки с 367 до 5.3 мм (табл. 2), т.е. почти в 70 раз, чему, безусловно, способствует четкий рисунок ручейкового расчленения, используемый ILEM для точного взаимного совмещения ЦМВ. Медианное значение разности высот составляет 18 мм, что выходит за рамки слоя неопределенности, но в данном случае легко объяснимо: почти весь этот участок денудационный, соответственно, центральное значение в ряду разностей высот будет отрицательным, так как очаги денудации покрывают больше половины площади участка. Ясно проявилась красным цветом (рис. 4, (г)) ручейковая сеть, максимальные величины вреза в крупнейшей из промоин составили 1.56 м за 2 года. Максимальные величины аккумуляции (1.23 м) характерны для ее же днища, они связаны со смещением одиночной крупной глыбы и последовавшей аккумуляцией на ней мелкозема.

Таблица 2. Изменения высот на участке развития плоскостной и ручейковой эрозии на водосборе пруда Гитче-Гижгит за 2020–2022 гг.

Table 2. Elevation changes at the site of shield and ephemeral gullies erosion in the Gitche-Gijgit Pond watershed for 2020–2022

Параметры	08.18.2020–07.15.2022*
Ошибка корегистрации, мм	367 / 5.3
<i>Параметры статистического распределения разности высот</i>	
Медиана, мм	288 / –18
Максимум плотности распределения, мм	48 / 2.2
Нижний quartиль (25%), мм	5.4 / –45
Верхний quartиль (75%), мм	740 / 31
Минимум, м	–2.0 / –1.59
Максимум, м	3.08 / 1.26
<i>Объемы отрицательных и положительных изменений рельефа</i>	
Объем вынесенного материала, м ³	–140.4 / –53.2
Объем отложенного материала, млн м ³	970.5 / 27.8

Примечание. * – в числителе – значения до корегистрации ЦМВ, в знаменателе – после нее.

Прочие очаги аккумуляции опираются на дорогу и сконцентрированы у тылового шва площадки дороги, а ближе к бровке значения разности высот находятся в пределах погрешности, следовательно, эту часть дороги считаем стабильной (белый цвет вдоль дороги на рис. 4, (г)).

Как результат, объем денудированного материала на участке составляет 53.2 м³, а аккумулированного (как принесенного с вышележащего склона, так и переотложенного в пределах участка) – 27.8 м³. Для участка в целом это соответствует понижению поверхности на 1.2 см за 2 года сверх погрешности привязки.

4. ОГРАНИЧЕНИЯ МЕТОДА

Несмотря на хорошие результаты, которые позволяет получить предлагаемый метод, он имеет ряд недостатков, ограничивающих его применение:

1) в первую очередь важно подчеркнуть, что качество корегистрации ЦМВ напрямую зависит от качества исходных данных: наличие любых артефактов в силу ограничений родительских по отношению к ILEM методов получения ЦМВ не-

пременно лимитирует максимально достижимое качество результата;

2) в отличие от ряда прямых аналогов, данный метод полуавтоматический, а не автоматический. На ключевых этапах процедура регулируется пользователем, что, в общем, можно воспринимать и как достоинство, так как позволяет контролировать качество на всем протяжении процедуры корегистрации;

3) для участков без выраженного рисунка расчленения метод может давать неудовлетворительные результаты, даже если имеются одиночные удобные для корегистрации точки, например, выступающие над плоской поверхностью вершины валунов, занесенных мелкодисперсным грунтом;

4) без внимательного визуального контроля качества итогового набора гексагонов (на предмет того, нет ли выбивающихся из общего ряда участков с принципиально иным характером искажений, сдвигом и т.п. относительно окружающих участков) возможны очень сильные ложные деформации регистрируемой ЦМВ;

5) итоговая область корегистрации ограничивается выпуклой оболочкой для центров гексагонов, в которых найдены условно стабильные площадки. Прочая площадь отсекается.

Тем не менее внимание к деталям при использовании алгоритма часто позволяет достичь впечатляющих результатов, превышающих по качеству полностью ручную привязку.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в работе предлагается новый подход и конкретная реализация алгоритма ILEM для корегистрации разновременных цифровых моделей высот, необходимая в решении задач точного анализа изменений рельефа. Созданный алгоритм не заменяет, но дополняет имеющийся инструментарий алгоритмов корегистрации геопривязанных растровых изображений. Описана структура ILEM, а также проведена его апробация на двух участках – долины р. Гейзерной на Камчатке по данным разновременных полос ArcticDEM и во-

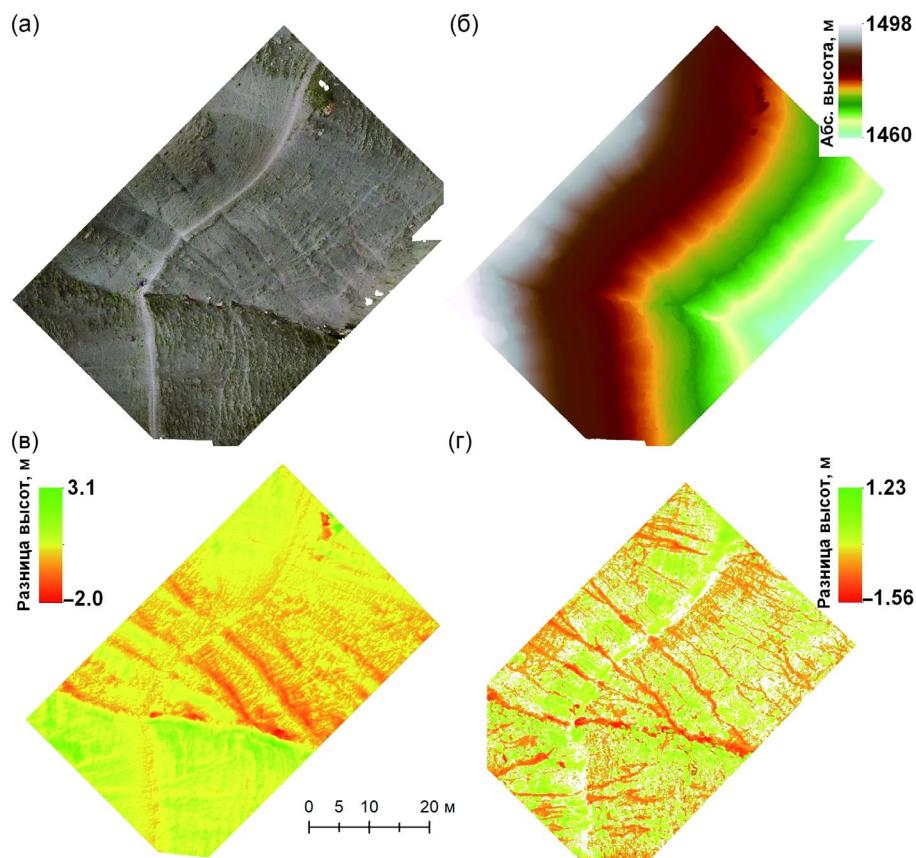


Рис. 4. Участок Гитче-Гижгит (Кавказ). (а) – ортофотоплан участка на 2020 г., (б) – цифровая модель рельефа на 2020 г., (в) – разность высот за 2020–2022 гг. без корегистрации, (г) – разность высот за 2020–2023 гг. после корегистрации.

Fig. 4. The Gitche-Gizhgit site (Greater Caucasus). (a) – orthophotoplans of the site for 2020, (b) – digital elevation model for 2020, (c) – elevation difference for 2020–2022 without co-registration, (d) – elevation difference for 2020–2023 after co-registration.

досбора Гитче-Гижгит, где на одном из склонов осуществляется ежегодный мониторинг скоростей эрозионных процессов.

В первом случае показано, что исходная точность привязки ArcticDEM явно недостаточна для анализа временных рядов ЦМВ, вплоть до того, что результатом такого анализа на явно денудационных площадках может стать мнимое преобладание процессов аккумуляции. Проанализирован участок левого борта долины Гейзерной, на котором в 2014 г. возник обвал скальной стенки, перешедший в оползень ниже по склону, который, в свою очередь, сформировал в днище долины плотину и подпрудное озеро. Показано, как снижение ошибки корегистрации ЦМВ с 0.8 до 0.22 м меняет итоговую величину аккумуляции материала (в основном в теле этой плотины) с 4.5 до 2.6 млн м³, т.е. почти в 2 раза. Результаты оценки объемов аккумуляции и денудации после корегистрации за 2 временных интервала, каждый из которых покрывает 2014 г., близки друг с другом и с данными других исследователей. В то же время результаты оценок, основанные на исходных полосах ArcticDEM, визуально вполне неплохо совмещенных друг с другом, не соответствуют ни географической логике, ни контрольным данным, ни даже друг другу для двух интервалов времени. Процедура корегистрации позволила уменьшить ошибку взаимной привязки на первом тестовом участке в 3.6–5.9 раза.

Для участка Гитче-Гижгит в горах Большого Кавказа корегистрации подверглись разновременные ЦМР, полученные по данным низковысотной (20–35 м) съемки с БПЛА. Цель подобных съемок — мониторинг медленных геоморфологических процессов, в частности, плоскостного смыва и ручейковой эрозии со скоростями по вертикали от первых сантиметров в год. При попытке сопоставить разновременные ЦМР без предварительного совмещения отлично проявляется проблема влияния их планового совмещения на итоговую разность высот. Одна из фасеток склона оказывается мнимо приподнята на 3 м, другая опущена на 2 м, что явно не отвечает реальным изменениям рельефа. Корегистрация позволила понизить среднеквадратическую ошибку привязки с 367 до 5.3 мм. На итоговой модели DoD хорошо проявляется пространственный рисунок эрозионно-аккумулятивного процесса, становятся четко различимы все промоины, сформированные ручейковой эрозией, а также очаги временной аккумуляции материала. Объемы денудации превышают объемы аккумуляции примерно в 2 раза.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена за счет гранта РНФ, проект № 23-77-01027. Автор выражает благодарность за данные, используемые для тестирования алгоритма, В.Н. Голосову (Большой Кавказ) и Е.В. Лебедевой (Камчатка).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Девдариани А.С. (1950). Кинематика рельефа. В сб.: *Вопросы географии. Сборник 21. Геоморфология*. М.: Географиз. С. 55–85.
- Лебедева Е.В., Сугробов В.М., Чижова В.П. и др. (2020). Долина р. Гейзерной (Камчатка): гидротермальная деятельность и особенности рельефообразования. *Геоморфология*. № 2. С. 60–73.
<https://doi.org/10.31857/S0435428120020066>
- Леонов В.Л. (2014). Обвал и оползень, произошедшие 4 января 2014 г. в Долине Гейзеров, Камчатка, и их последствия. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. № 1. Вып. 23. С. 7–20.
- Харченко С.В. (2023). Способ корегистрации цифровых моделей высот для получения гидрологически корректного представления земной поверхности. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 54. № 3. С. 150–164.
<https://doi.org/10.31857/S2949178923030039>
- Чибуничев А.Г. (2022). Фотограмметрия. М.: Изд-во МИИГАиК. 328 с.
- Aguilar F.J., Aguilar M.A., Fernandez I., et al. (2012). A New Two-Step Robust Surface Matching Approach for Three-Dimensional Georeferencing of Historical Digital Elevation Models. *IEEE Trans. Geosci. Electron.* № 9. P. 589–593.
<https://doi.org/10.1109/LGRS.2011.2175899.2012>
- Besl P.J., McKay N.D. (1992). Method for registration of 3-D shape. *Sensor fusion IV: control paradigms and data structures*. V. 1611. P. 586–606.
<https://doi.org/10.1109/34.121791>
- Beyer R.A., Alexandrov O., McMichael S. (2018). The Ames Stereo Pipeline: NASA's open source software for deriving and processing terrain data. *Earth and Space Sci.* V. 5. Iss. 9. P. 537–548.
<https://doi.org/10.1029/2018EA000409>
- Bishop T.F., Minasny B., McBratney A.B. (2006). Uncertainty analysis for soil-terrain models. *Int. J. of Geographical Information Sci.* V. 20. Iss. 2. P. 117–134.
<https://doi.org/10.1080/13658810500287073>
- Crosetto M. (2002). Calibration and validation of SAR interferometry for DEM generation. *ISPRS J. of Photogrammetry and Remote Sensing*. V. 57. Iss. 3. P. 213–227.
[https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(02\)00107-7](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(02)00107-7)
- Girardeau-Montaut D. (2016). CloudCompare. *France: EDF R&D Telecom ParisTech*. V. 11. P. 5.
- NCALM-UH/CODEM [Electronic data]. Access way: <https://github.com/NCALM-UH/CODEM/tree/main> (access date: 09.09.2023).
- Nuth C., Kääb A. (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*. V. 5. Iss. 1. P. 271–290.
<https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011>

- Sedaghat A., Naeini A.A. (2018). DEM orientation based on local feature correspondence with global DEMs. *GIScience & Remote Sensing*. № 55. P. 110–129. <https://doi.org/10.1080/15481603.2017.1364879>
- Shean D.E., Alexandrov O., Moratto Z.M. et al. (2016). An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery. *ISPRS J of Photogrammetry and Remote Sensing*. № 116. P. 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012>
- Van Niel T.G., McVicar T.R., Li L. et al. (2008). The impact of misregistration on SRTM and DEM image differences. *Remote Sensing of Environment*. V. 112. Iss. 5. P. 2430–2442. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.11.003>
- Westoby M.J., Brasington J., Glasser N.F. et al. (2012). ‘Structure-from-Motion’ photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience application. *Geomorphology*. № 179. P. 300–314. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>

A NEW ALGORITHM FOR COREGISTRATION OF DIGITAL ELEVATION MODELS (ILEM)¹

S. V. Kharchenko^{1,2,*}

¹*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

²*Institute of Geography, RAS, Moscow, Russia*

**E-mail: xar4enkkoff@yandex.ru*

This paper proposes a new algorithm that allows performing a high-precision fitting of multi-temporal digital elevation models, which do not have appropriate geographic reference, in order to calculate the difference in elevation over a known time interval. Similar algorithms exist, the proposed algorithm is based on different principles, and therefore it can complement the toolkit for spatial data coregistration. The paper describes the stages of the algorithm operation, which in generalized form includes first the adjustment of the registered model to the reference model in plan, then – in vertical direction. The algorithm was tested on 2 sites and different kinds of data: 1) the 2014 landslide site in the valley of the Geysernaya River in Kamchatka using space imagery and stereo photogrammetry (ArcticDEM), and 2) an erosion monitoring site in the Gitche-Gizhgit catchment in the Greater Caucasus using aerial photography and a structure-from-motion approach (UAV). The proposed algorithm is effectively applicable to data of different origin, detail, spatial coverage. Conditions for its effective application: 1) presence of any significant areas with unchanged relief, 2) presence of a pronounced pattern of topographic dissection (texture of image / digital elevation model). It is shown that the refinement of the geographical reference of the registered elevation model significantly improves estimates of the volumes of denuded and accumulated material, which is especially important in the tasks of dynamic geomorphology. In the given examples, the registration error of digital elevation models decreased from 3–4 to almost 70 times. The volumes of surface changes in the areas of reliably prevailing denudation were corrected both in magnitude (as a rule, downward) and in sign.

Keywords: digital elevation models, terrain, fitting, elevation changes, geomorphological processes

ACKNOWLEDGMENTS

The study was carried out under support of The Russian Science Foundation (RSF), project № 23-77-01027. The author would like to thank for the data used to test the algorithm V.N. Golosov (Greater Caucasus) and E.V. Lebedeva (Kamchatka) for the data used to test the algorithm.

REFERENCES

- Aguilar F.J., Aguilar M.A., Fernandez I., et al. (2012). A New Two-Step Robust Surface Matching Approach for Three-Dimensional Georeferencing of Historical Digital

Elevation Models. *IEEE Trans. Geosci. Electron.* № 9. P. 589–593.

<https://doi.org/10.1109/LGRS.2011.2175899.2012>

Besl P.J., McKay N.D. (1992). Method for registration of 3-D shape. *Sensor fusion IV: control paradigms and data structures*. V. 1611. P. 586–606.

<https://doi.org/10.1109/34.121791>

Beyer R.A., Alexandrov O., McMichael S. (2018). The Ames Stereo Pipeline: NASA’s open source software for deriving and processing terrain data. *Earth and Space Sci.* V. 5. Iss. 9. P. 537–548.

<https://doi.org/10.1029/2018EA000409>

Bishop T.F., Minasny B., McBratney A.B. (2006). Uncertainty analysis for soil-terrain models. *Int. J. of Geographical*

¹For citation: Kharchenko S.V. (2024). A new algorithm for coregistration of digital elevation models (ILEM). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 192–204. <https://doi.org/10.31857/S2949178924040128>; <https://elibrary.ru/FEWRBF>

- Information Sci.* V. 20. Iss. 2. P. 117–134.
<https://doi.org/10.1080/13658810500287073>
- Chibunichev A.G. (2022). Fotogrammetrija (Photogrammetry). M.: MIIGAiK (Publ.). 328 p.
- Crosetto M. (2002). Calibration and validation of SAR intererometry for DEM generation. *ISPRS J. of Photogrammetry and Remote Sensing*. V. 57. Iss. 3. P. 213–227.
[https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(02\)00107-7](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(02)00107-7)
- Devdariani A.S. (1950). Kinematics of terrain. In: *Voprosy geografii. Sbornik 21. Geomorfologiya*. Moscow: Geografgiz (Publ.). P. 55–85. (in Russ.)
- Girardeau-Montaut D. (2016). CloudCompare. *France: EDF R&D Telecom ParisTech*. V. 11. P. 5.
- Kharchenko S.V. (2023). The method for co-registration of digital terrain data to obtain hydrologically correct model of the earth's surface. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 54. № 3. P. 150–164. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S2949178923030039>
- Lebedeva E.V., Sugrobov V.M., Chizhova V.P. et al. (2020). The Valley of the River Geyzernaya (Kamchatka): Hydrothermal Activity and Features of Relief Forming. *Geomorfologiya*. № 2. P. 60–73. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0435428120020066>
- Leonov V.L. (2014). Landslide and landslide that occurred on January 4, 2014 in The Valley of Geysers, Kamchatka, and their consequences. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle*. V. 23. № 1. P. 7–20. (in Russ.)
- NCALM-UH/CODEM [Electronic data]. Access way: <https://github.com/NCALM-UH/CODEM/tree/main> (access date: 09.09.2023).
- Nuth C., Kääb A. (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*. V. 5. Iss. 1. P. 271–290.
<https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011>
- Sedaghat A., Naeini A.A. (2018). DEM orientation based on local feature correspondence with global DEMs. *GIS science & Remote Sensing*. № 55. P. 110–129.
<https://doi.org/10.1080/15481603.2017.1364879>
- Shean D.E., Alexandrov O., Moratto Z.M. et al. (2016). An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery. *ISPRS J of Photogrammetry and Remote Sensing*. № 116. P. 101–117.
<https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012>
- Van Niel T.G., McVicar T.R., Li L. et al. (2008). The impact of misregistration on SRTM and DEM image differences. *Remote Sensing of Environment*. V. 112. Iss. 5. P. 2430–2442.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.11.003>
- Westoby M.J., Brasington J., Glasser N.F. et al. (2012). ‘Structure-from-Motion’ photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience application. *Geomorphology*. № 179. P. 300–314.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ ТОМ 55, № 1–4, 2024 г.

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Беркович К.М., Злотина Л.В., Турыкин Л.А. Вертикальные деформации русел рек России под влиянием русловых карьеров	1	5–12
Вашков А.А., Носова О.Ю., Толстобров Д.С. Ледниковый рельеф центральной части Кольского региона	1	70–92
Горячkin Ю.Н. Динамика клифов Западного Крыма	1	52–69
Неходцев В.А., Эмдин Г.Д. Оценка стока наносов с территории Москвы	1	40–51
Рысин И.И., Григорьев И.И., Петухова Л.Н., Переовоцников А.А. Многолетняя динамика скоростей горизонтальных русловых размывов на реках Удмуртии	1	26–39
Школьный Д.И., Чалов Р.С. Особенности формирования и деформации русла большой реки во внутригорной котловине (на примере р. Яны в пределах Куларского горного массива)	1	13–25

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шварев С.В., Луговой Н.Н., Аляутдинов А.Р., Шилова О.С. Морфодинамика и морфотектоника района устья р. Варзуги (Терский берег Белого моря) в позднеледниковое и голоцене	1	93–129
Ульянов В.А., Курбанов Р.Н., Семиколенных Д.В., Павленок Г.Д., Харевич В.М., Аноин А.А. Этапы развития рельефа в районе палеолитической стоянки Ушбулак (Восточный Казахстан)	1	130–146

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Фоменко А.П., Попова С.С., Зюганова И.С., Григорьев В.А., Петров А.Ю., Болтрамович С.Ф., Кузнецов В.Ю. Хронология и основные этапы развития растительности в центральном регионе Восточно-Европейской равнины в микулинское межледниковые	1	147–174
---	---	---------

ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫЕ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Астахов В.И. Лёссoidы и другие индикаторы северного перигляциала	2	5–33
Зыкина В.С., Зыкин В.С., Маликова Е.Л. Лёссово-почвенная последовательность и эоловый рельеф плейстоцена Западной Сибири: хронология и особенности их формирования	2	34–62
Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А. Петромагнитные методы в изучении лёссово-почвенных серий Восточной Сибири	2	63–85
Кулакова Е.П., Аноин А.А., Худжагедиев Т.У., Сосин П.М., Токарева О.А., Караев А.Ч., Рыбалко А.Г., Курбанов Р.Н. Стратиграфия и геохронология стоянки раннего палеолита Кульдара (Таджикистан)	2	86–107

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Булычов А.А. Пещеры в слабокарстующихся породах Алтая-Саянской горной области: механизм формирования и морфология	2	108–125
Егоров И.Е., Глейзер И.В., Григорьев И.И., Казаков А.Г. Массовое смещение обломочного материала в зоне осушки Воткинского водохранилища (р. Кама)	2	126–137
Еременко Е.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Денисова А.П., Соколов С.Ю., Мутовкин А.Д. Условия, механизм и стадии развития пингоподобных форм на шельфе Печорского моря	2	138–153
Маркова А.К. Плейстоценовые фауны мелких млекопитающих из флювиальных отложений юго-запада Восточной Европы	2	154–172
Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Пономарев В.И., Афанасьев В.В., Горбунов А.О., Климин М.А. Повторяемость сильных паводков на Западном Сахалине и интенсивность циклогенеза в среднем – позднем голоцене	2	173–190
Таратунина Н.А., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Янина Т.А., Курчатова А.Н., Лукьянычева М.С., Курбанов Р.Н. Новые данные о возрасте и условиях развития позднеплейстоценового криогенеза на юге Прикаспийской низменности	2	191–206

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА (ОБЗОРНЫЕ СТАТЬИ)

Бредихин А.В., Болысов С.И., Антонов С.И., Кузнецов М.А. Научный вклад Г.И. Рычагова в исследование Каспийского моря и его бассейна	3	32–52
Таратунина Н.А., Рогов В.В., Лебедева М.П., Стрелецкая И.Д., Янина Т.А., Лукьянычева М.С., Хормали Ф., Курбанов Р.Н. Стратиграфия, хронология и палеогеография криогенных явлений Прикаспийской низменности в позднем плейстоцене	3	5–31

ГЛЯЦИАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Аржанников С.Г., Аржанникова А.В., Чеботарев А.А., Торговкин Н.В., Семиколенных Д.В., Лукьянычева М.С., Курбанов Р.Н. Опыт применения метода датирования по космогенному ^{10}Be для оценки возраста и масштабов плейстоценового оледенения северо-восточной Сибири (на примере ледниковых комплексов хр. Черского)	3	53-72
Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Залиханов М.Ч., Калов Р.Х., Федченко Л.М., Акаев А.Р. Селевые процессы на береговых моренах горных ледников (аналитический обзор)	3	73-89

ГЕОМОРФОЛОГИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Васильева А.Н., Галанин А.А., Лыткин В.М., Шапошников Г.И., Рожина М.С., Курбанов Р.Н. Новые данные о строении и возрасте бестяхской террасы р. Лены (Усть-Буотамское обнажение)	3	90-108
Зеленин Е.А., Кирикова М.Н., Мухаметшина Е.О., Захаров А.Л. Проявление активных тектонических движений в морфологии речной долины (на примере долины р. Камчатки)	3	109-122
Лебедева Е.В., Захаров А.Л., Котенков А.В. Формирование террас в долине реки с активными газогидротермальными проявлениями (на примере р. Гейзерной, Камчатка)	3	123-145

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА

Verkulich S.R., Kublitskiy Yu.A., Leontev P.A., Pushina Z.V., Shatalova A.E., Kulkova M.A., Tyurina A.A., Evangelista H., and Subetto D.A. The middle – late Holocene climatic fluctuations recorded in sedimentary sequence of Lake Geographensee, Fildes Peninsula (King George Island, West Antarctica)	3	146-163
Рудинская А.И., Дружинина О.А., Филиппова К.Г., Лазукова Л.И. Новые данные о позднеледниковых диатомовых ассоциациях юго-восточной Прибалтики	3	164-182

КАТАФЛЮВИАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

(приглашенные редакторы: Е.В. Деев, И.Д. Зольников, Р.Н. Курбанов)

Аржанников С.Г., Аржанникова А.В., Брош П. Дархадское палеоозеро и дархадские гляциальные суперпаводки в контексте катафлювиальных событий Северной Азии в позднем плейстоцене	4	78-110
Деев Е.В., Зольников И.Д., Курбанов Р.Н. Проблема мегапаводков и катафлювиальных отложений в понимании четвертичной истории Северной Евразии (от редколлегии)	4	5-12
Зольников И.Д., Филатов Е.А., Новиков И.С., Шпанский А.В., Клементьев А.М., Аноин А.А., Выборнов А.В., Глушкова Н.В., Джуманов А.Т., Бордюгова Е.А., Рогозин Д.Е. Суперпаводковые отложения в долине Среднего Енисея	4	58-77
Зольников И.Д., Филатов Е.А., Шпанский А.В., Глушкова Н.В., Данильсон Д.А., Бордюгова Е.А. Геологические свидетельства суперпаводков в Верхнем Приобье	4	13-25
Новиков И.С. Геоморфологические формации юга Западной Сибири и прилегающих территорий	4	26-41
Русанов Г.Г., Деев Е.В., Шпанский А.В. О времени суперпаводкового события в долине р. Бии (Алтай) по материалам изучения отложений ее высокой террасы у села Карабинка	4	42-57

ЭКЗОГЕННАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Голубцов В.А., Опекунова М.Ю., Смирнов М.В. Хронология и условия формирования пойменных генераций нижнего течения р. Белой (Верхнее Приангарье)	4	111-128
Камышев А.А., Куракова А.А., Тарбеева А.М. Распространение и морфометрические характеристики чётковидных русел северной части степной зоны Русской равнины	4	129-143
Смирнов А.И. Нивально-коррозионные колодцы Южного Предуралья (особенности распространения и формирования)	4	144-156

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА

Гренадерова А.В., Михайлова А.Б., Курьина И.В., Подобуева О.В. Отклик растительного покрова в предгорье Восточного Саяна на голоценовые экстремумы климата (по данным изучения болота Большого)	4	157-176
Мухаметшина Е.О., Щеклеина М.Д., Захаров А.Л. Изменения растительности и климата севера Центральной Камчатской депрессии в позднем голоцене	4	177-191

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Харченко С.В. Новый алгоритм корегистрации цифровых моделей высот (ILEM)	4	192-204
---	---	---------

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
ПИ № ФС77-83730 от 12 августа 2022 г. выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций (РОСКОМНАДЗОР) Министерства цифрового развития,
связи и массовых коммуникаций Российской Федерации

Подписано к печати 00.00.2024 г. Формат 60 × 88¹/₈. Усл. печ. л. Усл. печ. л.

Учредители: Российская академия наук, Институт географии РАН

Издатель: Российская академия наук, 119991, г. Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-037-24 ФГБУ «Издательство «Наука»

121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»

121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- | | |
|--|--|
| Автоматика и телемеханика | Лёд и Снег |
| Агрономия | Лесоведение |
| Азия и Африка сегодня | Литология и полезные ископаемые |
| Акустический журнал | Мембранные технологии |
| Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы | Металлы |
| Астрономический журнал | Микология и фитопатология |
| Биологические мембранны | Микробиология |
| Биология внутренних вод | Микроэлектроника |
| Биология моря | Молекулярная биология |
| Биоорганическая химия | Нейрохимия |
| Биофизика | Неорганические материалы |
| Биохимия | Нефтехимия |
| Ботанический журнал | Новая и новейшая история |
| Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук | Общественные науки и современность |
| Вестник древней истории | Общество и экономика |
| Вестник Российской академии наук | Океанология |
| Вестник Российской сельскохозяйственной науки | Онтогенез |
| Водные ресурсы | Палеонтологический журнал |
| Вопросы истории естествознания и техники | Паразитология |
| Вопросы ихтиологии | Петрология |
| Вопросы языкоznания | Письма в Астрономический журнал |
| Вулканология и сейсмология | Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики |
| Высокомолекулярные соединения. Серия А | Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные |
| Высокомолекулярные соединения. Серия Б | исследования |
| Высокомолекулярные соединения. Серия С | Почвоведение |
| Генетика | Приборы и техника эксперимента |
| Геология рудных месторождений | Прикладная биохимия и микробиология |
| Геомагнетизм и аэрономия | Прикладная математика и механика |
| Геоморфология и палеогеография | Проблемы Дальнего Востока |
| Геотектоника | Проблемы машиностроения и надежности машин |
| Геохимия | Проблемы передачи информации |
| Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология | Программирование |
| Государство и право | Психологический журнал |
| Дефектоскопия | Радиационная биология. Радиоэкология |
| Дифференциальные уравнения | Радиотехника и электроника |
| Доклады Российской академии наук. Математика, информатика, процессы управления | Радиохимия |
| Доклады Российской академии наук. Науки о жизни | Расплавы |
| Доклады Российской академии наук. Науки о Земле | Растительные ресурсы |
| Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки | Российская археология |
| Доклады Российской академии наук. Химия, науки о материалах | Российская история |
| Журнал аналитической химии | Российская сельскохозяйственная наука |
| Журнал высшей нервной деятельности им. И.П. Павлова | Российский физиологический журнал им. И.М. Сеченова |
| Журнал вычислительной математики и математической физики | Русская литература |
| Журнал неорганической химии | Русская речь |
| Журнал общей биологии | Сенсорные системы |
| Журнал общей химии | Славяноведение |
| Журнал органической химии | Современная Европа |
| Журнал прикладной химии | Социологические исследования |
| Журнал физической химии | Стратиграфия. Геологическая корреляция |
| Журнал эволюционной биохимии и физиологии | США & Канада: экономика, политика, культура |
| Журнал экспериментальной и теоретической физики | Теоретические основы химической технологии |
| Записки Российского минералогического общества | Теплофизика высоких температур |
| Зоологический журнал | Успехи современной биологии |
| Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа | Успехи физиологических наук |
| Известия Российской академии наук. Механика твердого тела | Физика Земли |
| Известия Российской академии наук. Серия биологическая | Физика и химия стекла |
| Известия Российской академии наук. Серия географическая | Физика металлов и металловедение |
| Известия Российской академии наук. Серия литературы и языка | Физика плазмы |
| Известия Российской академии наук. Серия физическая | Физикохимия поверхности и защита материалов |
| Известия Российской академии наук. Теория и системы управления | Физиология растений |
| Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана | Физиология человека |
| Известия Российской академии наук. Энергетика | Химическая физика |
| Известия Русского географического общества | Химия высоких энергий |
| Исследование Земли из космоса | Химия твердого топлива |
| Кинетика и катализ | Цитология |
| Коллоидный журнал | Человек |
| Координационная химия | Экология |
| Космические исследования | Экономика и математические методы |
| Кристаллография | Электрохимия |
| Латинская Америка | Энтомологическое обозрение |
| | Этнографическое обозрение |
| | Ядерная физика |