

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

GEOMORPHOLOGY

Vol. 52 No. 4 October – December 2021

FOUNDED 1970

QUARTERLY

Editor-in-Chief

V.P. Chichagov

Ph.D. of Geographic Sciences
Institute of Geography RAS, Moscow

Deputy Editor-in-Chief

A.N. Makkaveyev

Ph.D. of Geographic Sciences
Institute of Geography RAS, Moscow

Assistant Editor

E.V. Lebedeva

Ph.D. of Geographic Sciences
Institute of Geography RAS, Moscow

Editorial board:

Z. Babinski – professor, Institute of Geography Kazimierz Wielki University, Bydgoszcz, Poland

O.K. Borisova – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS, Moscow

D. Bowman – professor, Ben-Gurion University of the Negev, Beer Sheva, Israel

S.A. Bulanov – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS, Moscow

A.S. Viktorov – Ph.D. of Geographic Sciences, Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS, Moscow

V.N. Golosov – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow

L.A. Zhindarev – Ph.D. of Geographic Sciences, Lomonosov Moscow State University, Moscow

N.V. Karpukhina – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS, Moscow

I.O. Leont'yev – Ph.D. of Geographic Sciences, Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow

E.A. Likhacheva – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS, Moscow

A.O. Mazarovich – Ph.D. of Geological and Mineralogical Sciences, GIN RAS, Moscow

K. Morange – professor, Aix-Marseille University, Marseille, France

D.L. Nikitina – professor, West Chester University, West Chester, Pennsylvania, USA

I.S. Novikov – Ph.D. of Geological and Mineralogical Sciences, Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch RAS, Novosibirsk

C.D. Ollier – professor, University of Western Australia, Perth, Australia

A.V. Panin – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS; Institute of Water Problems RAS, Moscow

Yu.V. Ryzhov – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of the Earth's crust Siberian Branch RAS; Irkutsk Research Center Siberian Branch RAS, Irkutsk

O. Slaymaker – professor, University of British Columbia, Vancouver, Canada

O.N. Solomina – Corresponding Member RAS, Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS, Moscow

V.G. Trifonov – Ph.D. of Geographic Sciences, GIN RAS, Moscow

D. Walling – professor, University of Exeter, Exeter, Great Britain

S.V. Kharchenko – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow

R.S. Chalov – Ph.D. of Geographic Sciences, Lomonosov Moscow State University, Moscow

S.V. Shvarev – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS; The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, 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 Address: Staromonetnyi 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 0435-4281 (Print)

ISSN 2658-4530 (Online)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 52, номер 4, 2021

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Геоморфология долины Верхней Волги: история изучения и состояние проблемы (ст. 1. Валдайская возвышенность)

Д. В. Баранов 3

История формирования рельефа западной части Турано-Уюкской котловины (Тувинское нагорье) в позднем плейстоцене

*Ю. Р. Беляев, А. В. Панин, М. А. Бронникова, А. Д. Кирюхина,
А. В. Кошурников, А. М. Крамынин, М. А. Павлов,
Е. А. Константинов, Р. Н. Курбанов, А. Л. Захаров, Н. В. Сычев* 15

Современная овражная эрозия в лесных и лесостепных ландшафтах востока Русской равнины

О. П. Ермолаев, Р. А. Медведева, М. А. Иванов 28

Признаки унаследованного неотектонического развития района Молого-Шекснинской депрессии

Д. С. Зыков, А. В. Полещук, С. Ю. Колодяжный 42

Реконструкция позднеледниковых обстановок экзогенного рельефообразования Центральной Камчатки по данным спорово-пыльцевого анализа

Е. О. Мухаметшина, Е. А. Зеленин, И. Ф. Пендеа 53

Генетически однородные поверхности территории города Севастополь и прогноз развития оползней

И. С. Новиков, Д. А. Борисенко 64

Морфология и история развития долины реки Москвы в позднеледниковье и голоцене

А. В. Чернов 79

Морфотектоника, деформации рыхлых отложений и этапы тектонической активизации Самбийского (Калининградского) полуострова в позднем плейстоцене и голоцене

С. В. Шварев 97

Современная динамика морского края Килийской дельты Дуная: основные закономерности и прогноз

*Ю. Д. Шуйский, Г. В. Выхованец, А. Л. Чепалыга, Л. В. Орган,
Д. О. Адаева* 125

Содержание № 1–4, 2021 г.

137

Contents

Vol. 52, No. 4, 2021

SHORT COMMUNICATIONS

Geomorphology of the upper Volga River valley: study history and state of the problem (paper 1. The Valdai Hills)

D. V. Baranov 3

Development of the western part of the Turan-Uyuk basin (Tuva highland) in the late quaternary

Yu. R. Belyaev, A. V. Panin, M. A. Bronnikova, A. D. Kiryuhina, A. V. Koshurnikov, A. M. Kramynin, M. A. Pavlov, E. A. Konstantinov, R. N. Kurbanov, A. L. Zakharov, N. V. Sychev 15

Modern gully erosion in forest and forest-steppe landscapes of the east of the Russian Plain

O. P. Yermolaev, R. A. Medvedeva, M. A. Ivanov 28

The signs of inherited neotectonic development of the Mologo-Sheksna depression area

D. S. Zykov, A. V. Poleshchuk, S. Yu. Kolodyazhnyi 42

Reconstruction of late glacial conditions of exogenous landscape development in Central Kamchatka based on pollen analysis

E. O. Mukhametshina, E. A. Zelenin, I. F. Pendea 53

Land units of the Sevastopol city area and landslide forecast

I. S. Novikov, D. A. Borisenko 64

Morphology and history of the development of the Moscow River valley in the Late Glacial and Holocene

A. V. Chernov 79

Morphotectonics, deformations of loose sediments and stages of tectonic activation of the Sambia (Kaliningrad) Peninsula in the Late Neopleistocene and Holocene

S. V. Shvarev 97

Modern dynamics of the sea edge of the Kilian Danube delta: basic patterns and forecast

Yu. D. Shuisky, G. V. Vykhovanetz, A. L. Chepalyga, L. V. Organ, D. O. Adajeva 125

Contents No. 1–4, 2021

137

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДОЛИНЫ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ: ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ (СТ. 1. ВАЛДАЙСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ)

© 2021 г. Д. В. Баранов^{1,*}

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: dm_baranov@igras.ru

Поступила в редакцию 15.02.2021 г.

После доработки 30.03.2021 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

В течение XX – начала XXI веков исследователями собрано значительное количество материалов по геоморфологическому строению р. Волги в пределах Валдайской возвышенности, который, однако, находится в разрозненном виде, а обобщающие работы единичны и имеют крайне обзорный характер. Работа с опубликованными и фондовыми литературными источниками позволила выделить три этапа получения геоморфологических сведений о долине. В ходе довоенного этапа пионерных геологических и геоморфологических съемок получены первые сведения о строении долины, определены ее основные особенности. Второй этап (послевоенные годы) – время крупномасштабных геологических съемок и геолого-геоморфологического картографирования, которые способствовали получению большого количества фактического материала. Третий этап (вторая половина XX – начала XXI вв.) – время обобщений накопленных знаний и формулирования гипотез об истории развития долины. Установлено, что до настоящего времени нет четкого понимания как о количестве террас на рассматриваемом участке долины р. Волги, так и об их высотных уровнях и пространственном распространении. Тем не менее значительное количество доступного первичного фактического материала позволяет непротиворечиво охарактеризовать морфологию долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности. Не подлежит сомнению выделение двух морфологически разных участков долины в пределах Валдайской возвышенности – до окрестностей пгт Селижарово и ниже по течению. На первом участке долина слабо проработана. В строении второго участка выражены пойма и лестница из трех надпойменных террас. Пойма и низкая (первая) надпойменная терраса р. Волги имеют на всем протяжении рассматриваемого участка высоты 2.5–3.5 м и 5–7 м соответственно. Более высокие террасы (вторая и третья) присутствуют фрагментарно на высотах порядка 9–13 м и 15–17 м. Поверхности выше 17 м над урезом, рассматриваемые рядом исследователей в качестве надпойменных террас, к таковым относить ошибочно. Отсутствие четкого представления о возрасте террасовых образований (прежде всего высоких террас) привело к различным взглядам на время образования долины Верхней Волги. Высказаны предположения о позднемосковском (московско-валдайском), ранневалдайском (“калининском”) и поздневалдайском возрасте долины Верхней Волги. Назрел переход к следующему этапу в исследовании долины Верхней Волги: реконструкции истории развития долины с привлечением данных численного датирования.

Ключевые слова: Волга, пойма, надпойменная терраса, речная долина

DOI: 10.31857/S0435428121040039

ВВЕДЕНИЕ. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геоморфологическое строение долины р. Волги изучается уже достаточно давно. Однако, вследствие различных причин, обзорные сводки и обобщающие работы, особенно по территории Верхневолжья, редки и единичны, а их характер не позволяет детально осветить их результаты. К настоящему времени накоплен значительный объем геоморфологических знаний о долине, который, в большей части, находится в разобщен-

ном состоянии. Цель данной работы – обзор и систематизация имеющихся сведений о геоморфологическом строении долины р. Волги в верхнем течении, выявление дискуссионных моментов и направлений дальнейших исследований. Работа изложена в двух статьях, из которых первая посвящена району Валдайской возвышенности, а вторая – району Верхневолжской низины.

Фактологической основой данной работы послужили опубликованные в научных статьях и монографиях результаты геоморфологических

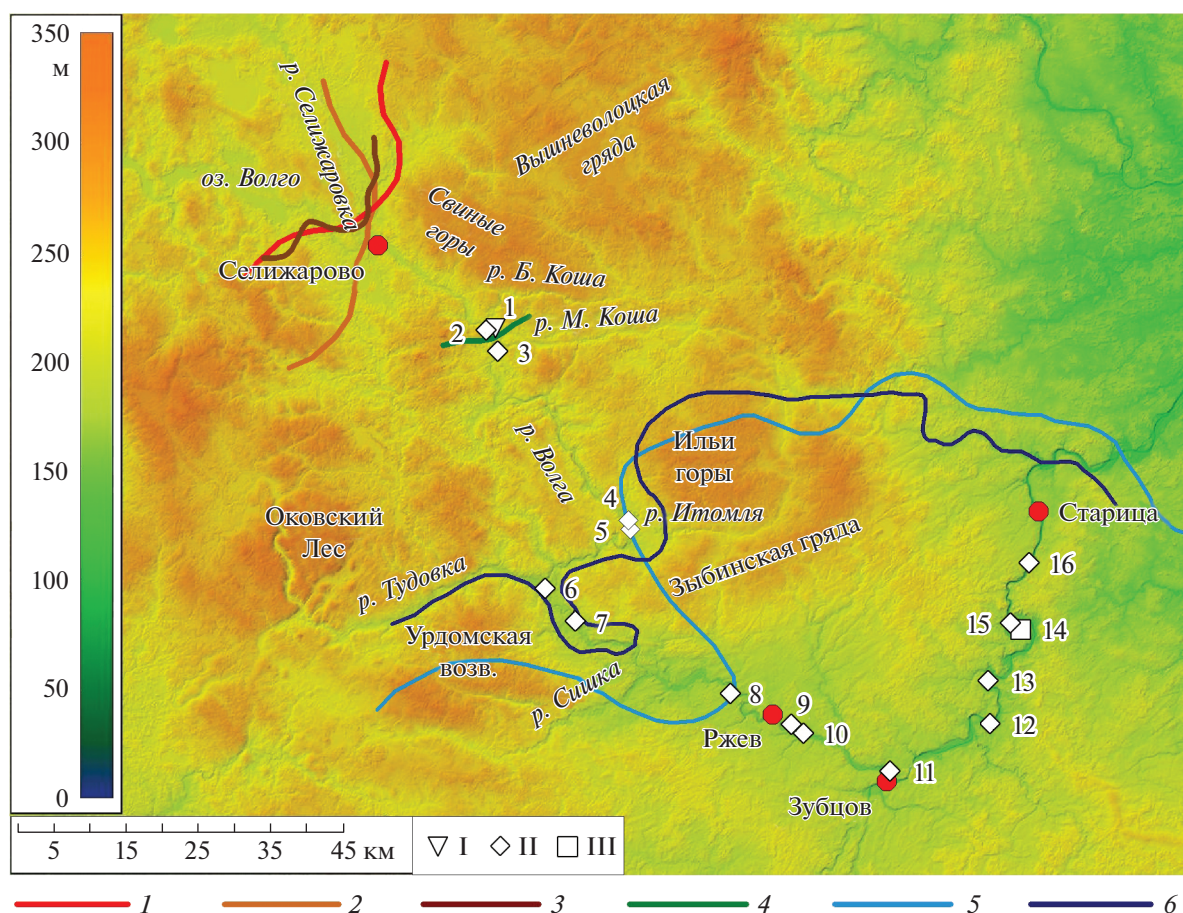


Рис. 1. Графические геоморфологические материалы по строению долины р. Волги. Цифровая модель местности SRTM. I – обнажения: 1 – “Сыпучая гора” [6]; II – геолого-геоморфологические профили: 2 – у устья р. Большой Коши [5], 3 – у устья р. Малой Коши [9], 4 – у устья р. Итомли [4], 5 – ниже устья р. Итомли [16], 6 – ниже д. Суконцево (у устья р. Тудовки) [10], 7 – у д. Анциферово [10], 8 – у д. Редькино [10], 9 – ниже г. Ржева [4], 10 – у д. Пестриково [16], 11 – в створе дд. Столыпина – Порожки [11], 12 – у д. Колоткино (ныне не сущ., около д. Никифоровское) [11], 13 – выше устья р. Иружи [11], 15 – у д. Боровой [16], 16 – у д. Черепково (ныне не сущ., около д. Стегнишино) [4]; III – геоморфологические схемы: 14 – у с. Родня [12]. *Границы оледенений:* 1 – максимальная осташковского [20], 2 – максимальная поздневалдайского [15, 17, 23], 3 – валдайского [13], осташковского [24], 4 – максимальная валдайского [21], 5 – калининского [20], 6 – калининского [15].

работ на разных участках долины р. Волги, комплекты геологических карт СССР и России масштаба 1: 200 000 и 1: 1 000 000 и объяснительные записки к ним, а также значительный объем фондового материала, ставшего доступным для рядовых исследователей в последние годы (рис. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые сведения о Волжской долине в пределах Валдайской возвышенности получены А.И. Оливьери [1]. На рубеже XIX–XX вв. в Верхневолжье работали А.Ю. Дитмар, И.И. Лагузен, С.Н. Никитин, В.Г. Хименков и другие [2], однако результат этих исследований носил больше обзорный географо-геологический характер. Первые полноценные геоморфологические исследования долины р. Волги связаны с работой

Калининской экспедиции НИИ Географии МГУ под руководством А.А. Борзова [3, 4] и Верхневолжской экспедиции ГЭ НИИ ЛГУ под руководством К.К. Маркова [5]. Начиная с этого времени всю историю геоморфологических исследований долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности можно разделить на три этапа: довоенный (первые геоморфологические описания долины), послевоенный (время крупномасштабных геологических съемок и детальных исследований) и третий этап второй половины XX – начала XXI вв. (обобщение имеющихся знаний).

Довоенный этап. К довоенному этапу отнесены работы вышеупомянутых экспедиций, а также данные геологов В.Г. Хименкова [6] и И.И. Трофимова [7]. Е.Я. Синюгина [3], освещая строение долины от истока до д. Ёльцы, отмечает, что до пгт Селижарово р. Волга протекает “по широкой,

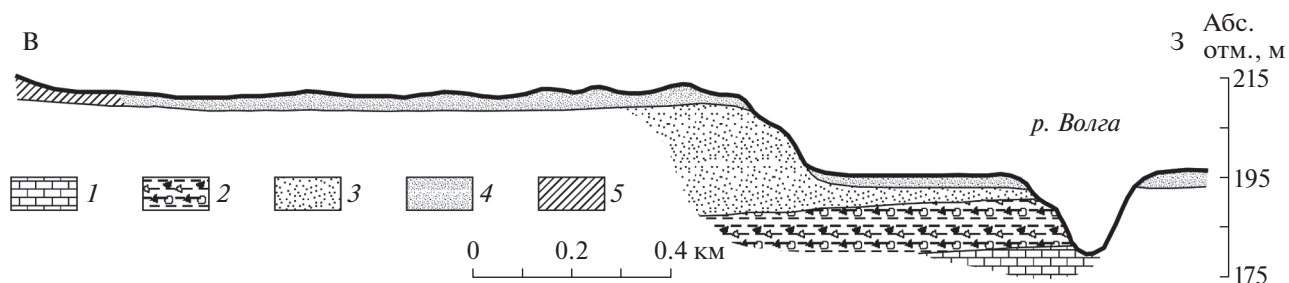


Рис. 2. Левый берег р. Волги у устья р. Итомли (на рис. 1 – профиль 4) [4]. 1 – каменноугольные отложения, 2 – морена, 3 – флювиогляциальные пески, 4 – аллювиальные пески, 5 – покровные суглинки.

низкой песчаной равнине”, а коренные дочетвертичные породы подходят довольно близко к поверхности. Характер долины морфологически однороден и отличается широким меандрирующим руслом, узкой поймой и узкой первой надпойменной террасой (нпт) высотой 3–4 м над урезом.

Ниже пгт Селижарово характер долины сильно изменчив [3]: если до д. Лошаково, а также в окрестностях д. Ельцы это долина шириной порядка 500 м с крутыми склонами, то в устье Большой Коши она расширяется до 1.5 км; прослеживается одна надпойменная терраса на высотах от 5–8 до 10–15 м. Для этого участка характерны резкие изгибы долины, выходы в русле коренных известняков, приводящих к образованию “первого волжского порога”, узость и плохая сформированность поймы, маломощность аллювия надпойменных террас.

От д. Ельцы и до г. Старицы р. Волга исследована М.В. Карандеевой [4]. Долина имеет асимметричное строение, пойму и три надпойменных террасы (рис. 2). Пойма на этом участке развита слабо и встречается фрагментарно; имеет высоту 2–3 м, ширину от 20 до 100 м и в большинстве своем цокольная. Почти на всем протяжении участка присутствует первая надпойменная терраса высотой 7–8 м и шириной от 100 до 300 м. Две верхние надпойменные террасы относятся к цокольному типу. Вторая терраса возвышается над урезом реки на 17–18 м и имеет различную ширину – от полного выклинивания до 1–2 км. Поверхность террасы неровная, “осложнена всхолмлениями, достигающими 5 м высоты” [4, с. 106]. Терраса сложена “светло-желтыми кварцевыми песками средней зернистости, хорошо отсортированными, с редкими включениями гальки” [4, с. 106], которые подстилаются либо коренными породами, либо мореной и флювиогляциальными песками. Третья надпойменная терраса высотой 25–30 м над урезом реки развита не на всем протяжении долины, отделена от второй четко выраженным уступом. Ширина террасы варьирует от 200–300 м до 2–4 км; переход площадки террасы к междуречью постепенный. Ма-

ломощный (2–5 м) песчаный аллювий террасы залегает на коренных породах или четвертичных ледниковых отложениях.

На схожее строение долины указывает и И.И. Трофимов [7] для участка у с. Родня (в 20 км выше г. Старицы). Им выделяются пойма на высоте 6–7 м над урезом, а также три уровня надпойменных террас. Средняя высота первой террасы около 11 м, максимальная ширина 4.5 км; на ее поверхности развиты дюны высотой до 3–4 м. Вторая надпойменная терраса прослеживается на уровне 17 м, снижаясь к тыловому шву до 15 м; она значительно уступает первой террасе по ширине. Третья терраса встречается на высотах 38–40 м (до 45 м) над урезом, ширина ее порядка 3.5 км, она плавно сочленяется с междуречными пространствами. Формирование аллювия всех террас отнесено к вюрмскому (валдайскому) времени [7].

В окрестностях г. Старицы долина р. Волги кардинально изменяет свое строение [4]: она резко сужается до первых сотен метров, верхние террасы исчезают, низкая терраса и пойма развиты слабо, в крутых бортах долины выходят коренные породы. Этот каньонообразный участок долины р. Волги получил в литературе название “Старицкие ворота”. По степени разработанности долины М.В. Карандеева [4] делает вывод о значительной молодости “Старицких ворот” по отношению к участку долины выше него по течению.

К.К. Марковым [5] изучено геологическое строение одной из террас р. Волги у устья р. Большой Коши, где скважиной вскрыта мощная 15-метровая песчаная толща, подстилаемая ленточными глинами. К.К. Марков называет эту террасу боровой и считает первой надпойменной, однако указывает, что по мнению других исследователей она является второй надпойменной. Значительное количество обнажений по берегам Волги, к сожалению, лишенных геоморфологической привязки, описано В.Г. Хименковым [6]. Интерес представляет лишь обнажение “Сыпучая гора” в нижнем течении р. Большой Коши, где на высоте 15–17 м над урезом (Волги) вскрыта 3-мет-

ровая толща грубозернистых песков, насыщенных обломочным материалом, и подстилаемых валунным суглинком.

Послевоенный этап. В 1950-е годы долина р. Волги и окрестностей была покрыта крупномасштабной геологической съемкой [8–12]. Ее результатами, в частности, стали детальные описания строения долины на отдельных участках, а также графические материалы – геоморфологические карты и геолого-геоморфологические профили.

На участке от оз. Волго до окрестностей Селижарово [8] в строении долины выделены узкая пойма высотой до 1 м и две надпойменные террасы с высотами 2–3 и 5 м соответственно. Обе террасы слабоволнистые, однако, отличительной особенностью второй террасы является слабая выраженность тылового шва: ее поверхность местами сливается с междуречьями.

От устья р. Большой Коши до Ржева [9] долина имеет достаточно большую ширину (до 3 км) и глубину. Выделяется пойма на высоте до 1,7 м, с характерным пойменным рельефом (прирусловые валы, старицы) и сильно изменчивой шириной. Первая терраса высотой 4,0–5,5 м хорошо выражена, но имеет прерывистое распространение и нестабильную ширину. Вторая терраса прослежена повсеместно (однако редко сразу по обоим берегам) на высоте 7,5–8,8 м. Широкая третья терраса им встречается фрагментарно. Она имеет пологий уступ, волнистую поверхность и сочленяется с междуречьем слабовыраженным перегибом. Террасы сложены песками, часто с обломочными включениями, однако мощность аллювия не установлена.

В окрестностях г. Ржева [10] характер долины сильно изменчив, что объясняется неоднородностью геологического строения ее бортов: широкая долина с террасами в четвертичных породах и узкая U-образная в коренных. Пойма и низкая терраса встречаются лишь местами; по обоим берегам почти непрерывно прослеживается вторая терраса на высоте от 6–8 до 10–12 м. Поверхность ее плоская, сложена она песками с прослоями галечников, подстилаемых мореной или коренными породами. Мощность аллювия сильно изменчива, в среднем составляет 3–6 м. Высокая терраса (18–20 м) выделена лишь на одном участке, где прослежена узкой полосой.

В окрестностях г. Зубцова [11, 12] в долине также выражены пойма и три террасы (рис. 3), однако отмечается, что повсеместно распространены только пойма и первая нпт, на высотах до 1,5 и 5–6 м соответственно. На их поверхности хорошо сохранился первичный пойменный рельеф. Вторая и третья террасы представлены отдельными участками на высотах 8–12 и 20–30 м соответственно. Террасы цокольные: песчаный аллювий

мощностью 7–9 м подстилается мореной или коренными породами. Волнистая всхолмленная поверхность высокой террасы постепенно переходит в междуречье, тыловой шов слабовыражен. Единственным местом, где представлены все уровни террас, является расширение долины у с. Родня (рис. 4) [12].

Отмечается, что везде, кроме окрестностей Ржева и Старицы, долина Волги наследует понижение дочетвертичных пород [8–12]. Формирование второй и третьей надпойменных террас отнесено к стадиям деградации валдайского оледенения, а более низких первой террасы и поймы – к послеледниковому времени. Ввиду отсутствия палинологического материала в аллювии террас более точное определение возраста было невозможно.

В Объяснительной записке к Государственной геологической карте масштаба 1:200 000 [13] дано описание строения долины р. Волги ниже пгт Селижарово. Вдоль русла узкой полосой (в среднем до 100 м, реже до 200–250 м) протягивается пойма, в которой выражено два уровня: низкий до 2,5 м и высокий до 4 м. От пгт Селижарово начинается первая надпойменная терраса, прослеживаемая выклинивающимися участками на высоте от 3 до 7 м над урезом. Она сложена песками – от разно- до тонкозернистых.

Вторая надпойменная терраса начинается от д. Тростино и погоста Горышин на высоте 9–13 м. Поверхность ее мелкобугристая, шириной от 100 до 800 м. Аллювий террасы, вскрытый в обнажении по правому берегу напротив д. Большой Рог, представлен разнозернистыми песками с гравием и валунами в основании. Точная мощность аллювия не установлена, ибо он подстилается флювиогляциальными отложениями.

Третья надпойменная терраса по мнению Т.И. Столяровой [13] встречается от устья р. Большой Коши на высоте 17–18 м над урезом; ее поверхность, шириной от 150 до 700 м, ровная, местами бугристая. Аллювий террасы состоит из грубозернистых песков с гравием и щебнем. Подошва аллювия также не установлена ввиду схожести с подстилающими флювиогляциальными отложениями. Формирование верхней террасы связывается со временем максимальной, а более низких террас – с более поздними стадиями поздневалдайского оледенения (граница 3 на рис. 1).

На фоне масштабных геологических работ не прекращались и детальные исследования отдельных участков долины. Так, Б.В. Нуждин [14] на участке Старицких ворот проследил 14 ступеней по бортам долины р. Волги, которые систематизировал в два уровня поймы (до 3 м над урезом) и 11 террас, наиболее высокая из которых располагается на уровне около 40 м над урезом. Установлено, что средняя ширина большинства террас не

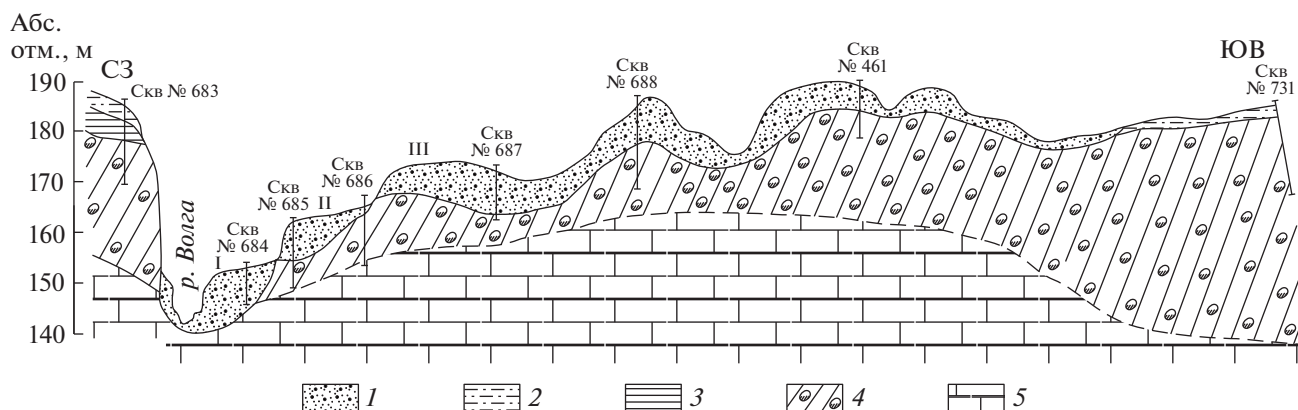


Рис. 3. Геолого-геоморфологический профиль через долину р. Волги в 1.1 км выше устья р. Иружи (на рис. 1 – профиль 13) [11]. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:25.

1 – аллювиальные отложения надпойменных террас, 2 – отложения проблематичного генезиса, 3 – озерные, озерно-ледниковые отложения, 4 – морены московского и днепровского оледенений, 5 – среднекаменноугольные отложения.

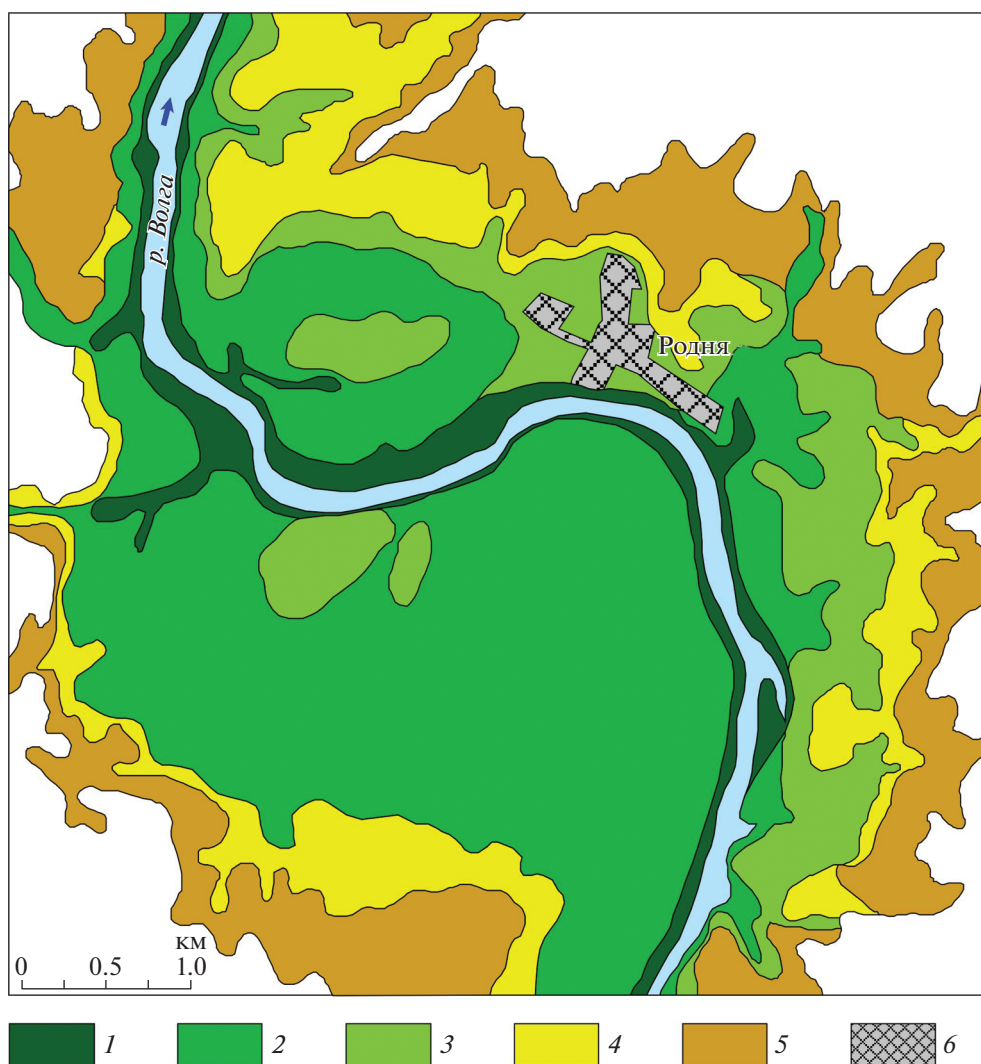


Рис. 4. Геоморфологическая схема долины р. Волги у с. Родня (на рис. 1 – схема 14) [12].

1 – пойма, 2 – первая надпойменная терраса, 3 – вторая надпойменная терраса, 4 – третья надпойменная терраса, 5 – коренной склон долины, 6 – территория с. Родня.

превышает 10 м и лишь четвертая (около 11 м над урезом) и шестая (18–20 м) в г. Старице достигают ширины 100–150 м. Пятую террасу (16–17 м) Б.В. Нуждин сопоставляет с 17–18-метровой террасой М.В. Карандеевой [4] и 15–17-метровой террасой И.И. Трофимова [7]. Отмечается, что высокие террасы, начиная с восьмой (28 м над урезом), очень плохо сохранились в современном рельефе.

Третий этап. Первое обобщение материалов и выделение морфологических районов в долине р. Волги выполнено при геологической съемке центральной части Калининской области [15]. В пределах Валдайской возвышенности долина р. Волги подразделена на три участка в зависимости от возраста рельефа окружающих ее междуречий (см. границы 2 и 6 на рис. 1). Первый, “валдайский”, участок начинается от оз. Волгó, заканчивается в 4 км ниже по течению от устья р. Селижаровки. В долине р. Волги выделены пойма на высоте 0.5–1 м над урезом, первая и (ниже пгт Селижарово) вторая надпойменные террасы на высотах 2.5–3 и 4.5–5 м соответственно. Пойма и террасы аккумулятивные, имеют четко выраженные бровку и тыловой шов.

Второй участок простирается до устья Доброго ручья (в 6 км выше по течению г. Ржева), где р. Волга протекает по территории распространения “калининской” морены (граница 6 на рис. 1). Русло на этом участке сильно меандрирует, изобилует порогами и перекатами; долина террасирована, глубоко врезана и имеет V-образный поперечный профиль. Выделяются пойма на высоте 0.5–1.5 м над урезом и лестница террас на высотах от 2.5–3 м в начале участка до 5–5.5 в конце (первая), 4–5.5–7.5–9 м (вторая) и 13–14 м (третья) соответственно. Пойма и первые две террасы прослежены повсеместно, имеют четкие бровки и тыловые швы; третья терраса локальная, а бровка и тыловой шов у нее выражены менее отчетливо.

Ниже Доброго ручья и вплоть до устья р. Холмохольни (г. Старица) р. Волга протекает по территории покрытой московской мореной. Русло извилистое, причем извилистостью обладает и сама долина, глубина которой в отдельных местах достигает 40–45 м. Поперечный профиль долины сильно изменчив: от V-образного в районе Старицких ворот до ящикообразного в озеровидных расширениях; часто встречается переходный, U-образный поперечный профиль. Повсеместно развиты два уровня поймы – низкий 1–1.5 м и высокий 3–3.5 м. Террасы имеют высоты от 4.5 м в начале участка до 9 м в его конце (первая), от 10–12 до 17 м (вторая) и от 25 м до 30 м (третья); при этом первая и вторая терраса морфологически хорошо выражены и встречаются повсеместно, кроме участка Старицких ворот, а третья –

лишь в озерных расширениях и имеет “следы одряхления”. Отмечается, что высокая 40-метровая терраса, выделенная И.И. Трофимовым [7], не обнаружена.

Целостное представление о строении долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности изложено в работах Г.В. Обедиентовой [16–18], опиравшейся как на труды НИИ Географии МГУ, так и на результаты собственных исследований. При районировании долины р. Волги на этой территории выделены два обширных морфологически отличных друг от друга участка. Характерная особенность первого из них – “невыработанность продольного профиля русла и зарегулированность стока озерами” [16, с. 8], что, по мнению Г.В. Обедиентовой, говорит о молодости этого участка долины. От истока до Верхневолжских озер русло реки имеет очень крутое падение, долина не выработана. На участке озер в строении долины появляется пойма (высотой до 2 м) и первая надпойменная терраса (высотой 4–5 м и шириной до 10–20 м, расширяясь до 1.5 км ниже пгт Селижарово).

Второй участок (за границей валдайского оледенения – граница 2 на рис. 1), значительно отличается от первого. Характер долины изменяется: появляются высокие (соответственно, более древние по мнению Г.В. Обедиентовой) надпойменные террасы, свидетельствующие о более длительном времени развития долины, “а именно с момента таяния льда московского оледенения” [16, с. 11]. Строение долины р. Волги ниже устья р. Большой Коши также не однородно. Выделены “Ржевский” участок (Большая Коша – Зубцов) с тремя надпойменными террасами, “Зубцовский” (Зубцов – чуть выше Старицы) с двумя надпойменными террасами (второй и третьей, так как первая терраса сливается с поймой [16–19]) и собственно Старицкие ворота (“Старицкий” участок) с отдельными фрагментами низкой террасы. Как и М.В. Карандеева [4], Г.В. Обедиентова [16] отмечает каньонообразность поперечного профиля долины р. Волги на участке Старицких ворот.

Г.В. Обедиентова [16] подробно описывает характерные особенности морфологии и геологического строения каждой из террас и прослеживает их на всем протяжении рассматриваемого участка. Так, на верхней террасе моренный или водноледниковый цоколь московского возраста подстилает маломощный аллювиальный покров (около 2–3 м) слоистых тонкозернистых песков или супесей (зачастую сходных по структуре с озерными отложениями). Бровка террасы хорошо выражена, высота площадки над урезом р. Волги колеблется в диапазоне 20–30 м (позднее [18] указана высота 25–28 м); тыловой шов террасы морфологически выражен слабо ввиду плавного перехода к междуречным моренным равни-

нам. Формирование верхней террасы связывается со временем, когда основная масса льдов московского оледенения уже исчезла, а верховья, существовавшего в то время водотока, располагались в районе современного устья р. Большой Коши. Возникновение площадки террасы (соответственно, завершение формирования самой террасы) произошло перед началом поздневалдайского оледенения.

Средняя (вторая) терраса морфологически хорошо выражена, “имеет плоскую поверхность с редкими ложбинообразными понижениями и заметно выраженным тыловым понижением” [16, с. 21]. Бровка и тыловой шов отчетливы, высота террасы 8–11 м, ширина несколько сотен метров. На цоколе террасы из коренных известняков (реже морене), залегает аллювиальная толща, представленная слоистым сортированным галечно-щебнистым материалом, вверх по разрезу сменяющимся на песчано-гравийные отложения с галькой. Образование этой террасы связано со “временем таяния льда валдайской эпохи оледенения”, когда “талые воды превратились в русловой поток и, врезаясь, оставляли в долине р. Волги вначале щебнистый, а далее песчаный материал” [15, с. 20].

Выше по течению г. Зубцова [16, 17] выделяется низкая терраса высотой 4–5 м над урезом (ниже по течению она морфологически сливается с поймой); ширина ее порядка 200 м. Аллювий террасы – слоистые супеси и тонкие пески, не содержащие галечного и гравийного материала. Ее формирование связано с “размывом более высокой террасы” и сопоставлено с образованием надпойменной террасы района Верхневолжских озер, что предполагает ее послевалдайский возраст. Причиной локального расположения этой террасы (только в верховье) Г.В. Обедиентова считает интенсивное врезание русла р. Волги на этом участке (что подтверждается высокой степенью порожистости русла), вызванное не неотектоническими движениями, а спуском вод Верхневолжских озер [16].

О пойме приведены достаточно скупые сведения [16, 18]. В окрестностях г. Ржева она имеет высоту около 2–3 м, ширину не более 10 м. Спорно-пыльцевой анализ пойменного аллювия позволил отнести время формирования поймы к позднему голоцену.

Говоря об истории развития долины Верхней Волги, Г.В. Обедиентова [16, 18] отмечает ее разновозрастность. Наиболее молодым, по ее мнению, является озерный (Верхневолжский) участок, сформировавшийся после окончания последнего (поздневалдайского) оледенения. За границей этого оледенения (граница 2 на рис. 1) долина несколько древнее, верхние террасы здесь начали формироваться с позднемосковского вре-

мени при “таянии глыб и полей мертвого льда в центре бывшего оледенения”. При оттоке талых вод от края поздневалдайского оледенения стала формироваться средняя волжская терраса. Врез русла р. Волги, начатый в конце позднего валдая, продолжается и в настоящее время, что привело к последовательному формированию первой надпойменной террасы и современной поймы. Исходя из всего этого, Г.В. Обедиентова отмечает важную особенность долины Верхней Волги – отсутствие аллювия ледникового времени.

Иную трактовку времени образования надпойменных террас предлагает С.Л. Бреслав [19], придерживаясь палеогеографической схемы с двумя позднеплейстоценовыми оледенениями (калининским и осташковским [20], границы 1 и 5 на рис. 1). В зоне осташковского оледенения выделяются пойма и одна надпойменная терраса высотой до 7 м, “вложенная в зандры этого оледенения”. К юго-востоку от краевой зоны, по его мнению, развиты еще две надпойменные террасы: вторая имеет высоту 9–13 м и “сливается с низкими зандрами времени отступления льдов осташковского оледенения”, а третья (высотой до 18–20 м), начинаясь от устья р. Большой Коши, “сливается с долинными зандрами максимальной фазы того же оледенения” [19, с. 618]. Среди характерных особенностей всех террас отмечаются их цокольность и малая мощность аллювия. Также С.Л. Бреслав соглашается с наблюдением Г.В. Обедиентовой о слиянии в Ржевском Поволжье первой надпойменной террасы с поймой и обращает внимание на то, что описанные в этой местности первую (высотой около 11 м над урезом, местами до 13–14 м) и вторую (17–18 м) террасы следует сопоставлять с второй и третьей террасами приледниковой зоны осташковского оледенения. С.Л. Бреслав разделяет взгляды И.И. Трофимова [7] о существовании высокой 35–40-метровой террасы и отмечает, что ее аллювий “смыкается с зандрами калининского оледенения” [19, с. 619].

Морфологические особенности долины верхней Волги и их изменчивость вниз по течению не могли не привлечь внимание исследователей, занимающихся реконструкциями покровного оледенения. В частности, Н.С. Чеботарева и соавт. [21, 22] отмечают, что в окрестностях пгт Селижарово в долине выражена лишь пойма, а надпойменные террасы отсутствуют, но в то же время выделяют три уровня зандровых террас – 6, 8–10 и 14–20 м и указывают на широкое распространение озоподобных и камоподобных образований по бортам долины. Лишь ниже устья р. Малой Коши долина р. Волги “приобретает облик типичной эрозионной долины” [22, с. 189]. Перечисленные морфологические особенности долины свидетельствуют о валдайском возрасте краевой полосы оледенения (граница 4 на рис. 1) [21]

и на существование стока талых вод ледникового языка по долине р. Волги [22].

На рубеже XX и XXI веков при составлении Государственных геологических карт СССР и РФ были кратко обобщены известные на тот момент сведения о геоморфологическом строении долины Верхней Волги [23, 24]. Верхняя (третья) надпойменная терраса прослежена от устья р. Большой Коши на высоте 17–25 м над урезом. Отмечена малая мощность слагающих ее аллювиально-флювиогляциальных отложений (не более 4–5 м), что говорит о ее цокольном характере [23]. Происхождение террасы связывается с отступлением максимальной стадии последнего (поздневалдайского) оледенения, когда сток талых ледниковых вод осуществлялся в направлении Волго-Шошинской низины.

Вторая надпойменная терраса также протягивается ниже по течению устья р. Большой Коши (выше него сливается с зандрами последнего оледенения) на высотах 9–15 м над урезом. Терраса имеет невыдержанную ширину (от 100 м до 3 км), а также малую (3–5 м) мощность аллювия (что также говорит о ее цокольном характере).

Первая надпойменная терраса р. Волги шириной до 2 км и в отличие от остальных является аккумулятивной – мощность аллювия здесь достигает 22 м. Время образования террасы оценивается как поздне- и послеледниковое. Полученные палинологические и радиоуглеродные датировки старичного и пойменного аллювия определяют возраст первой надпойменной террасы как раннеголоценовый, а пойм – среднеголоценовый [23, 24].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Исходя из приведенного обзора геолого-геоморфологических исследований до настоящего времени нет четкого понимания как о количестве террас на рассматриваемом участке долины р. Волги, так и об их высотных уровнях. Ситуация осложняется тем, что зачастую под одинаковыми номерами у разных исследователей фигурируют разные террасы (это связано, в частности, с фрагментарной выраженностью почти всех террас). Например, один и тот же уровень может быть отнесен как к высокой пойме, так и к низкой террасе; а наиболее высокая терраса названа как третьей, так и четвертой и выделена в большом диапазоне высот от 13–14 м до 20–30 м и даже 35–40 м над урезом. Все эти разногласия затрудняют корреляцию террас, выделенных на отдельных участках разными исследователями.

В то же время значительное количество доступного первичного фактического материала (морфологические описания, данные по геологическому строению элементов долины, полученные

по обнажениям и скважинам, многочисленные графические материалы – геоморфологические карты (схемы) и геолого-геоморфологические профили), на наш взгляд, позволяет непротиворечиво охарактеризовать по крайней мере морфологию долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности.

Не подлежит сомнению выделение двух морфологически разных участков долины – до окрестностей пгт Селижарово и ниже по течению. Первый участок характеризуется малой проработанностью долины, ее небольшой глубиной и ограниченным набором надпойменных террас. Несмотря на то что морфология второго участка сильно изменчива от створа к створу, здесь можно выделить ряд характерных особенностей. Пойма р. Волги встречается на всем протяжении участка на высоте до 2.5–3.5 м над урезом, на ее поверхности хорошо выражен пойменный рельеф. Представление о слиянии поймы с первой террасой [16–18] не подтверждается материалами геологических съемок и на наш взгляд ошибочно.

Наиболее низкая (первая) терраса развита также повсеместно на высоте порядка 5–7 м над урезом. Среди особенностей поверхности террасы – хорошо сохранившийся пойменный рельеф. Разнообразии приведенных высот второй надпойменной террасы, по нашему мнению, связано с ее неровной поверхностью, вызванной значительной переработкой аллювия эоловыми процессами: дюны на поверхности террасы отмечены большинством исследователей. Средняя высота террасы над урезом: 9–13 м.

Наибольшие разногласия среди исследователей вызывает положение самой высокой надпойменной террасы. Вероятнее всего, это объясняется особенностью ее морфологии – слабой выраженности тылового шва и плавным сочленением с поверхностью междуречья. По нашему представлению, в пределах Валдайской возвышенности наиболее высокой террасой р. Волги является третья высотой 15–17 м над урезом. Она цокольная: подстилается мореной, водноледниковыми отложениями или коренными породами. Более высокие поверхности следует относить к междуречным пространствам, ибо толщи, их слагающие, обладают, на наш взгляд, нехарактерными для аллювия особенностями (малая мощность отложений, однородный по разрезу тонкопесчано-супесчаный состав, местами тонкая горизонтальная слоистость, покровный характер залегающих и их речное происхождение сомнительно). В частности, сложно представить формирование поверхности, изображенной на рис. 3 в качестве третьей террасы, в ходе аллювиального осадконакопления.

Особая проблема – возраст террасовых образований и, как следствие, представление об истории развития долины. Ограниченный аппарат методов датирования аллювия, имеющийся в XX веке, стал причиной ассортимента версий о возрасте террас р. Волги, которые опирались прежде всего на особенности их морфологии и пространственного расположения. Это осложнялось еще и продолжавшейся длительное время дискуссией о существовании ранневалдайского “калининского” оледенения. К концу XX века сформировалось несколько гипотез о возрасте долины Верхней Волги: о более древнем поздне-московском (московско-валдайском) [16, 18], о ранневалдайском (“калининском”) [19] и о более молодом поздневалдайском [8–13, 23, 24]. К сожалению, в настоящее время убедительно установленным можно считать лишь голоценовый возраст поймы и низкой террасы, определенный радиоуглеродным методом.

Таким образом, назрел переход к следующему этапу исследования долины Верхней Волги. Реконструкция истории развития долины, базирующаяся на детальных исследованиях ее морфологии и геологического строения, требует хронологического подкрепления данными численного датирования. Этот переход постепенно начинается: получены первые данные о поздневалдайском возрасте террасовых образований р. Волги в окрестностях д. Большой Коши и г. Ржева [25, 26].

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования проводятся при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 17-17-01289). Автор признателен рецензентам и редакции журнала за ценные замечания и советы, способствовавшие улучшению статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Оливьери А.И.* Геогностическое обозрение губерний Тверской и Новгородской по рекам Волге и Волхову, и дополнительные сведения о Прикшинском каменноугольном месторождении // Горный журнал. 1841. Ч. II. Кн. VI. С. 317–348.
2. *Кадек М.Г.* Из истории исследования природы Калининской области // Уч. зап. МГУ. 1940. Вып. 31. География. С. 13–28.
3. *Синюгина Е.Я.* Геоморфология Ловатско-Валдайского участка Калининской области // Уч. зап. МГУ. 1938. Вып. 23. География. С. 16–54.
4. *Карандеева М.В.* Геоморфология Ржевско-Старицкого Поволжья Калининской области // Уч. зап. МГУ. 1938. Вып. 23. География. С. 99–111.
5. *Марков К.К.* Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги // Тр. Верхневолжской экспедиции. Вып. 1. Л.: ГЭ НИИ ЛГУ, 1940. С. 3–40.
6. *Хименков В.Г.* Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 43. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1934. 216 с.
7. *Трофимов И.И.* Геоморфологические ландшафты и четвертичные отложения Старицкого Поволжья // Изв. Моск. геол. управления. 1940. Т. VI. С. 57–90.
8. *Скворцов Ю.А., Скворцова З.А., Юринова Н.И.* Отчет о комплексной инженерно-геологической съемке масштаба 1:50000, произведенной в 1958 году партией № 349 в бассейне верхнего течения р. Волги. Л.: Мингео СССР, 5 ГУ. 1959.
9. *Русс А.Н., Дубрава Л.Т., Васильченко В.К.* Отчет о комплексной инженерно-геологической съемке масштаба 1:50000, произведенной в 1958 году партией № 348 в бассейне верхнего течения р. Волги. Л.: Мингео СССР, 5 ГУ. 1959.
10. *Павлова Н.М., Ромашкина Л.П.* Промежуточный отчет о комплексной инженерно-геологической съемке масштаба 1:50000, произведенной в бассейне верхнего течения р. Волги (партия № 349, 1956). Л.: Мингео СССР, 5 ГУ. 1957.
11. *Павлова Н.М., Цубина Л.К., Дубрава Л.Т.* Отчет о комплексной инженерно-геологической съемке масштаба 1:50000, проведенной партией № 349 в бассейне верхнего течения р. Волги. Л.: Мингео СССР, 5 ГУ. 1958.
12. *Бернштейн В.Г., Агеева В.И., Михайлова Е.Д., Князькова Т.В., Юринова Т.И.* Промежуточный отчет о комплексной инженерно-геологической съемке масштаба 1:50000, произведенной в долинах р. Верхней Волги и в долинах ее притоков – р. Тверцы и р. Вазузы (партия № 347, 1956). Л.: Мингео СССР, 5 ГУ. 1957.
13. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200000. Серия Московская. Лист О-36-XXVIII. Объяснительная записка. Сост. Т.И. Столярова. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 84 с.
14. *Нуждин Б.В.* Террасы “Старицких ворот” // Уч. зап. ЯГПУ им. К.Д. Ушинского. 1968. Вып. 71. Краеведческий сборник. С. 51–62.
15. *Яцкевич З.В., Русс А.Н., Бернштейн В.Г., Далина М.А.* Геологическое строение, гидрогеологические и инженерно-геологические условия центральной части Калининской области РСФСР / Отчет партии № 373, составлен по материалам съемки масштаба 1:50000 и 1: 100000, произведенной партиями № 347, 348 и 349 в 1956–1960 гг. Л.: МинГео СССР, 5 ГУ. 1961.
16. *Обедиентова Г.В.* Основные особенности геоморфологии долины Волги в верховье // Вопр. палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 5–40.
17. *Обедиентова Г.В.* Геоморфологическая карта долины Волги и прилегающих территорий. Масштаб: 1: 2000000. Ред. Ю. А. Мещеряков. М: Ин-т географии АН СССР. 1965.
18. *Обедиентова Г.В.* Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука, 1977. 240 с.
19. *Бреслав С.Л.* Четвертичная система // Геология СССР. Т. IV. М.: Недра, 1971. С. 489–636.
20. *Бреслав С.Л.* Геологическая карта четвертичных отложений центра Европейской части СССР мас-

- штаба 1: 1 500 000 / Ред. Е.В. Шанцер. М.: МинГео СССР. 1968.
21. *Чеботарева Н.С., Недошивина М.А., Столярова Т.И.* Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. Периода. 1961. № 26. С. 35–49.
 22. *Чеботарева Н.С., Фаустова М.А.* Калининская область // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 176–192.
 23. *Ауслендер В.Г.* Стратиграфия: четвертичная система // ГГК СССР. М-б 1: 1000000 (нов. серия). Объяснительная записка. Лист О-35, 36–Ленинград / Ред. В.И. Гинзбург, Е.И. Ефимова. Л.: Мингед СССР, ВСЕГЕИ, ПГО “Севзапгеология”, 1989. С. 98–127.
 24. *Кямря В.В., Мохов В.В., Семенова Л.Р.* Стратиграфия: четвертичная система // ГГК РФ. М-б 1: 1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист О–35–Псков, (N–35), О–36–Санкт-Петербург. Объяснительная записка / Ред. Е. А. Зотова. СПб.: Карг. ф-ка ВСЕГЕИ, 2012. С. 149–194.
 25. *Баранов Д.В., Панин А.В., Антонов С.И., Беляев В.Р., Большов С.И., Еременко Е.А., Зарецкая Н.Е.* Влияние гляциоизостатических движений земной коры в приледниковой зоне на развитие верховий р. Волги // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2019. № 6. С. 90–101.
 26. *Panin A., Baranov D., and Moska P.* Rates of postglacial incision of the upper Volga river estimated by luminescence dating of the terrace staircase // Practical Geography and XXI Century Challenges. IGU Thematic Conference dedicated to the Centennial of the Institute of Geography of the RAS, 4–6 June 2018, Moscow. Conference book. Vol. 1. Moscow, 2018. P. 626–631.

Geomorphology of the upper Volga River valley: study history and state of the problem (Paper 1. The Valdai Hills)

D. V. Baranov^{a,#}

^a Institute of geography RAS, Moscow, Russia

[#]E-mail: dm_baranov@igras.ru

During the XX – early XXIth century, researchers have collected a significant amount of materials on the geomorphological structure of the Volga River within the Valdai Upland. These materials are scattered, and generalizing works are sporadic and have an extremely overview character. Review of published and unpublished data made it possible to distinguish three stages of obtaining geomorphological information about the valley. During the pre-war stage of pioneering geological and geomorphological surveys, researchers received the first information about the valley structure and determined its main features. The second stage (post-war years) was the time of large-scale geological surveys and geological and geomorphological mapping. During this time a large amount of factual material was obtained. The third stage (end of the XX – beginning of the XXI centuries) is the time of generalization of the accumulated knowledge and the formulation of hypotheses about the river valley evolution. We found that until now there is no clear understanding of both, the number of terraces in the considered section of the Volga River valley, their altitude levels and spatial distribution. At the same time, a significant amount of available primary factual material makes it possible to consistently characterize the morphology of the Volga river valley within the Valdai Upland. We confirm the identification of two morphologically different parts of the valley within the Valdai Upland, upstream and downstream of town Selizharovo. The upstream section is characterized by a poorly developed valley, with shallow depth and a limited set of river terraces. The morpho-structure of the downstream section includes a floodplain and a staircase of three river terraces. The floodplain and the low (first) terrace of the Volga River are present throughout the area at 2.5–3.5 m and 5–7 m heights, respectively. Higher terraces (second and third) are expressed fragmentarily at heights of 10–12 m and 15–17 m. We believe that the surfaces higher than 17 m above the river's edge are classified as river terraces by error. The lack of a clear understanding of the time of terrace formations (primarily high terraces) led to different views on the formation time of the Upper Volga valley. Assumptions are made about the Late Moscow, Early Valdai and Late Valdai age of the Upper Volga valley. It is about time to date river terraces of the Upper Volga valley and move to the next stage; reconstructions of the river valley evolution, based on numerical dating.

Keywords: Volga, floodplain, river terrace, river valley

ACKNOWLEDGEMENTS

The research was supported by the Russian Science Foundation (project No. 17-17-01289). The author is grate-

ful to the reviewers and the editorial staff of the journal for valuable comments and advice that helped to improve the article.

REFERENCES

1. Oliv'eri A.I. *Geognosticheskoe obozrenie gubernii Tverskoi i Novgorodskoi po rekam Volge i Volkhovu, i dopolnitel'nye svedeniya o Prikshinskoy kamennougol'nom mestorozhdenii* (Geognostic survey of the Tverskaya and Novgorodskaya provinces along the Volga and Volkhov rivers, and additional information about the Prikshinsky coal deposit). *Gornyi zhurnal*. 1841. Part II, book VI. P. 317–348. (in Russ.)
2. Kadek M.G. *Iz istorii issledovaniya prirody Kalininskoi oblasti* (From the nature study history of the Kalinin region). *Uchenye zapiski MGU (MSU science reviews)*. 1940. Vyp. 31. Geografiya. P. 13–28. (in Russ.)
3. Sinyugina E.Ya. *Geomorfologiya Lovatsko-Valdaiskogo uchastka Kalininskoi oblasti* (Geomorphology of the Lovat-Valdai area of the Kalinin region). *Uchenye zapiski MGU (MSU science reviews)*. 1938. Vyp. 23. Geografiya. P. 16–54. (in Russ.)
4. Karandeeva M.V. *Geomorfologiya Rzhnevsko-Staritskogo Povolzh'ya Kalininskoi oblasti* (Geomorphology of the Rzhnev-Staritsa Volga region of the Kalinin region). *Uchenye zapiski MGU (MSU science reviews)*. 1938. Vyp. 23. Geografiya. P. 99–111. (in Russ.)
5. Markov K.K. *Materialy k stratigrafii chetvertichnykh otlozhenii basseina Verkhnei Volgi* (Materials for the stratigraphy of Quaternary sediments of the Upper Volga basin) In: *Trudy Verkhnevolskoy ekspeditsii, vyp. 1*. Leningrad: GE NII LGU (Publ.), 1940. P. 3–40. (in Russ.)
6. Khimenkov V.G. *Obshchaya geologicheskaya karta Evropeiskoi chasti SSSR. List 43* (General geological map of the European part of the USSR. Page 43). M.: ONTI NKTP SSSR (Publ.), 1934. 216 p.
7. Trofimov I.I. *Geomorfologicheskie landshafty i chetvertichnye otlozheniya Staritskogo Povolzh'ya* (Geomorphological landsVolga region). *Izvestiya Moskovskogo geologicheskogo upravleniya (Bulletin of the Moscow geological survey)*. 1940. Vol. VI. P. 57–90. (in Russ.)
8. Skvortsov Yu.A., Skvortsova Z.A., and Yurina N.I. *Otchet o kompleksnoi inzhenerno-geologicheskoi s"emke masshtaba 1:50000, proizvedennoi v 1958 godu partiei № 349 v basseine verkhnego techeniya r. Volgi* (Report on the integrated engineering-geological survey with a scale 1:50000, produced in 1958 by batch No. 349 in the basin of the upper reaches of the Volga). Leningrad: Mingeo SSSR, 5 GU (Publ.), 1959. (in Russ.)
9. Russ A.N., Dubrava L.T., and Vasil'chenko V.K. *Otchet o kompleksnoi inzhenerno-geologicheskoi s"emke masshtaba 1:50000, proizvedennoi v 1958 godu partiei № 348 v basseine verkhnego techeniya r. Volgi* (Report on an integrated engineering-geological survey with a scale of 1:50000, produced in 1958 by batch No. 348 in the basin of the upper reaches of the Volga). Leningrad: Mingeo SSSR, 5 GU (Publ.), 1959. (in Russ.)
10. Pavlova N.M. and Romashkina L.P. *Promezhutochnyi otchet o kompleksnoi inzhenerno-geologicheskoi s"emke masshtaba 1:50000, proizvedennoi v basseine verkhnego techeniya r. Volgi, partiya № 349 1956* (Interim report on the integrated engineering-geological survey with a scale 1:50000, produced in the basin of the upper reaches of the Volga river, batch No. 349, 1956). Leningrad: Mingeo SSSR, 5 GU (Publ.), 1957. (in Russ.)
11. Pavlova N.M., Tsubina L.K., and Dubrava L.T. *Otchet o kompleksnoi inzhenerno-geologicheskoi s"emke masshtaba 1:50000, proizvedennoi partiei № 349 v basseine verkhnego techeniya r. Volgi* (Report on the integrated engineering-geological survey with a scale 1:50 000, carried out by party No. 349 in the basin of the upper reaches of the Volga). Leningrad: Mingeo SSSR, 5 GU (Publ.), 1958. (in Russ.)
12. Bernshtein V.G., Ageeva V.I., Mikhailova E.D., Knyaz'kova T.V., and Yurina T.I. *Promezhutochnyi otchet o kompleksnoi inzhenerno-geologicheskoi s"emke masshtaba 1:50000, proizvedennoi v dolinakh r. Verkhnei Volgi i v dolinakh ee pritokov – r. Tvertsy i r. Vazuzy. Partiya № 347. 1956* (Interim report on the integrated engineering-geological survey with a scale 1:50000, produced in the valleys of the Upper Volga river and in the valleys of its tributaries – the Tvertsa and Vazuza rivers, batch No. 347, 1956). Leningrad: Mingeo SSSR, 5 GU (Publ.), 1957. (in Russ.)
13. *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1: 200 000. Seriya Moskovskaya. List O-36-KhKhVIII. Ob"yasitel'naya zapiska*. (Geological map of the USSR, scale 1:200000. Moscow series. List O-36-XXVIII. Explanatory note.) T. I. Stolyarova (Ed.). M.: Gosgeoltekhizdat (Publ.), 1962. 84 p. (in Russ.)
14. Yatskevich Z.V., Russ A.N., Bernshtein V.G., and Dalina M.A. *Geologicheskoe stroenie, gidrogeologicheskie i inzhenerno-geologicheskie usloviya tsentral'noi chasti Kalininskoi oblasti RSFSR, otchet partii № 373, sostavlennyy po materialam s"emki masshtaba 1:50 000 i 1:100 000, proizvedennoi partiyami № 347, 348 i 349 v 1956–1960 gg.* (Geological structure, hydrogeological and engineering-geological conditions of the central part of the Kalinin region of the RSFSR, batch report No. 373, compiled on the basis of survey materials at a scale of 1:50000 and 1:100000, made by batches No. 347, 348 and 349 in 1956–1960). Leningrad: MinGeo SSSR, 5 GU (Publ.), 1961. (in Russ.)
15. Obedientova G.V. *Osnovnye osobennosti geomorfologii doliny Volgi v verkhov'e* (The main features of the geomorphology of the Volga valley in the upper reaches). In: *Voprosy paleogeografii i geomorfologii basseinov Volgi i Urala*. Moscow: AN SSSR (Publ.), 1962. P. 5–40. (in Russ.)
16. Obedientova G.V. *Eroziionnye tsikly i formirovaniye doliny Volgi* (Erosional cycles and formation of the Volga valley). Moscow: Nauka (Publ.), 1977. 240 p. (in Russ.)
17. Breslav S.L. *Chetvertichnaya sistema* (Quaternary system). In: *Geologiya SSSR, t. IV*. Moscow: Nedra (Publ.), 1971. P. 489–636. (in Russ.)
18. Chebotareva N.S., Nedoshivina M.A., and Stolyarova T.I. *Moskovsko-valdaiskie (mikulinskie) mezhdnikovye otlozheniya v basseine Verkhnei Volgi i ikh znachenie dlya paleogeografii* (Moscow-Valdai (Mikulino) interglacial sediments in Upper Volga river basin and its paleogeography importance). *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda (Bulletin of the Commission for Study of the Quaternary)*. 1961. No. 26. P. 35–49. (in Russ.)

19. Chebotareva N.S. and Faustova M.A. *Kalininskaya oblast'* (Kalinin region). In: *Poslednii lednikovyi pokrov na severo-zapade Evropeiskoi chasti SSSR*. Moscow: Nauka (Publ.), 1969. P. 176–192. (in Russ.)
20. Auslender V.G. *Stratigrafiya: chetvertichnaya sistema* (Stratigraphy: Quaternary system). In: *GGK SSSR. M-b 1:1000 000 (nov. seriya). Ob'yasnitel'naya zapiska. List O (35), 36–Leningrad*. V.I. Ginzburg and E.I. Efimova (Eds.). Leningrad: Mingeo SSSR, VSEGEI, PGO “Sevzapgeologiya” (Publ.), 1989. P. 98–127. (in Russ.)
21. Kyamyarya V.V., Mokhov V.V., and Semenova L.R. *Stratigrafiya: chetvertichnaya sistema* (Stratigraphy: Quaternary system). In: *GGK RF. M-b 1:1000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Tsentralno-Evropeiskaya. List O-35–Pskov, (N 35), O-36–Sankt-Peterburg. Ob'yasnitel'naya zapiska*. E.A. Zotova (Ed.). Saint Petersburg: Kart. f-ka VSEGEI (Publ.), 2012. P. 149–194. (in Russ.)
22. Baranov D.V., Panin A.V., Antonov S.I., Belyaev V.R., Bolysov S.I., Eremenko E.A., and Zaretskaya N.E. *Vliyaniye glyatsioizostaticheskikh dvizhenii zemnoi kory v prilednikovoi zone na razvitie verkhovii r. Volgi* (Influence of glacial isostatic adjustment on the Upper Volga river valley development). *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Ser. 5. Geografiya (Moscow University Bulletin. Series 5, Geography)*. 2019. No. 6. P. 90–101. (in Russ.)
23. Panin A., Baranov D., and Moska P. Rates of postglacial incision of the upper Volga river estimated by luminescence dating of the terrace staircase. In: *Practical Geography and XXI Century Challenges. IGU Thematic Conference dedicated to the Centennial of the Institute of Geography of the RAS, 4–6 June 2018, Moscow. Conference book. Vol. 1. Moscow, 2018. P. 626–631.*

УДК 551.89(571.52)

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУРАНО-УЮКСКОЙ КОТЛОВИНЫ (ТУВИНСКОЕ НАГОРЬЕ) В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

© 2021 г. Ю. Р. Беляев^{1,*}, А. В. Панин², М. А. Бронникова², А. Д. Кирюхина¹, А. В. Кошурников¹,
А. М. Крамынин¹, М. А. Павлов¹, Е. А. Константинов², Р. Н. Курбанов^{1,2}, А. Л. Захаров²,
Н. В. Сычев²

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: yrbel@mail.ru

Поступила в редакцию 13.01.2021 г.

После доработки 20.04.2021 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

Для реконструкции позднечетвертичной истории западной части Турано-Уюкской котловины был проведен комплекс работ, включавший в себя геоморфологическое дешифрирование и полевую съемку, буровые и электроразведочные работы, а также датирование отложений радиоуглеродным методом и методом оптико-стимулированной люминесценции. Установлено, что суммарная мощность заполняющих котловину отложений достигает 190 м. В позднечетвертичной истории котловины выделены следующие основные этапы: 1) этап аккумуляции аллювия и активных боковых миграций русла Уюка и одновременного накопления озерных толщ в котловине Белых озер на протяжении большей части позднего плейстоцена (как минимум, начиная с 77–87 тыс. л.н.) и первой половины голоцена (до 6.1–6.2 тыс. л.н.), формируются пойменные массивы 1-й и 2-й генераций; не позднее 25–16 тыс. л.н. начинается формироваться внутренняя дельта Уюка, подпруживающая современные Белые озера, 2) этап повышения паводочной активности и активизации глубинной и боковой эрозии в период между 6.1–6.2 и 2.4–2.6 тыс. л.н.; формируется пойма 3-й генерации, 3) этап снижения паводочной активности, уменьшения размера палеорусел, преобладания боковых миграций русла и аккумуляции аллювия в последние 2.4–2.6 тыс. л.; формирование 4-й генерации поймы. В рамках последнего этапа отмечен более кратковременный период резкой активизации криогенеза. Многолетняя мерзлота начала образовываться не ранее 2.8 тыс. л.н., а наибольшей активности криогенез достиг ориентировочно в период 1.35–1.1 тыс. л.н. Позднеплейстоценовому этапу аккумуляции предшествовало мощное врезание долины Уюка, возможно, обусловленное активизацией тектонических движений. Хронологические рамки этого врезания определены лишь ориентировочно – между 360–380 и 77–87 тыс. л.н. Предполагавшееся ранее рядом исследователей наличие крупного подпружного озера, которое занимало бы центральную и западную части котловины в позднем плейстоцене, не подтвердилось.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, голоцен, флювиальная история, флювиальная геоморфология, Тува, Саяны, подпружные озера, позднеголоценовый криогенез

DOI: 10.31857/S0435428121040040

ВВЕДЕНИЕ

Горы Южной Сибири представляют собой естественный барьер между аридной Центральной Азией и характеризующимися резко отличными ландшафтно-климатическими условиями регионами юга Западной и Восточной Сибири. Полученные в последние десятилетия палеогеографические реконструкции по высокогорящим природным архивам демонстрируют сложную картину соотношения тенденций развития природной среды по разные стороны от этого орографического рубежа [1–4]. На отдельных временных отрезках отмечаются черты сходства,

а на других интервалах – резкие различия. Создание единой картины изменения природной среды во внетропической части внутренней Азии невозможно без получения дополнительных данных по переходной зоне между двумя главными палеогеографическими регионами. Одним из ключевых элементов этой переходной зоны является Тувинское (или Саяно-Тувинское) нагорье – горный узел, к которому приурочен фрагмент одного из главных континентальных водоразделов, отделяющих бассейн Северного Ледовитого океана от бессточных бассейнов Северо-Западного Китая и Монголии.

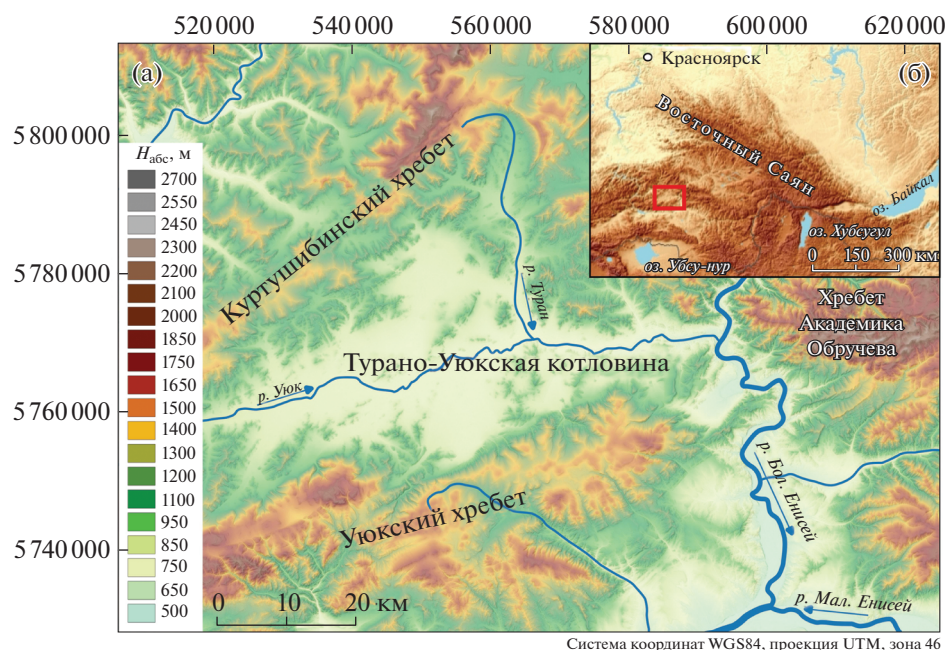


Рис. 1. Гипсометрическая карта района Турано-Уюкской котловины (а) и расположение района исследований (б).

Резко дифференцированные новейшие тектонические движения и сложность морфоструктурного плана территории нагорья определили чрезвычайную мозаичность ее устройства и существование разноразмерных внутриворонных и межгорных котловин, развитие рельефа в которых определялось локальными факторами и событиями. Несмотря на то что история исследований геологического строения и рельефа этой территории насчитывает уже более века, в палеогеографическом отношении она исследована все еще недостаточно. Фрагментарны данные о хронологии процессов накопления толщ рыхлых отложений в днищах внутриворонных котловин. Мало пока известно об истории флювиальных систем нагорья, функционирование которых играло одну из ведущих ролей в трансформации рельефа большей части этой территории на протяжении всего плиоцен-четвертичного времени.

Существующие реконструкции в большинстве случаев характеризуют лишь локальную палеогеографическую ситуацию и рельефообразующие процессы [5–8], хотя предпринимаются и попытки охарактеризовать особенности более обширных районов [9–11]. Дополнительно усложняют палеогеографические корреляции вероятные проявления катастрофических геоморфологических событий, сыгравшие важную роль как минимум в позднечетвертичной истории флювиальных систем района [12, 13].

Все это диктует необходимость проведения дополнительных палеогеографических реконструкций и, в особенности, реконструкций истории развития флювиальных и флювиально-озерных

систем по районам нагорья, не обеспеченным в достаточной мере палеогеографическими данными. Одним из таких районов является Турано-Уюкская котловина (рис. 1).

В структурном отношении котловина представляет собой рампообразную неотектоническую впадину, ограниченную с юга Каа-Хемским а с северо-запада Саяно-Тувинским региональными разломами [14]. Некоторые исследователи считают котловину весьма молодой и соотносят время ее обособления со средним плейстоценом [14], однако более обоснованными выглядят представления о ее существовании уже в неогене [15]. Новейшая впадина наследует положение существенно более древней позднепалеозойской впадины, выполненной терригенными породами и вулканитами девона, несогласно перекрывающими каледонские складчатые структуры, сложенные в этом районе терригенными породами ордовика и силура.

По территории котловины проводились палеогеографические реконструкции с использованием высокоразрешающих природных архивов. Так, на основе анализа колонки озерных отложений мощностью чуть более метра в работе В.Г. Дирксен и К.В. Чугунова [8] была предпринята попытка охарактеризовать палеоэкологические условия за значительную часть голоцена. Флювиальная история в рамках этого исследования практически не рассматривалась. Однако авторы высказали предположение о существовании в пределах котловины крупного подпрудного водоема на протяжении большей части позднего плейстоцена и голоцена.

По западной части котловины имеются и более детальные реконструкции для позднего голоцена [6, 7]. Актуальность позднего голоценовых реконструкций обусловлена, в том числе, уникальностью геoarхеологической ситуации в котловине. В ее пределах расположено одно из крупнейших курганных полей скифского периода — тувинская “Долина Царей”. Большая часть известных здесь курганов (общее число их измеряется десятками) организована в несколько обособленных курганных групп и расположена на относительно высоко приподнятых над современными днищами долин водотоков поверхностях, находящихся вне зоны затопления. Однако еще в 1971 г. М.П. Грязновым на пойме реки Уюк был обнаружен курган Туннуг-1, который в последние годы активно исследуется экспедицией Института истории материальной культуры РАН [16, 17]. Аномальная позиция кургана в пределах зоны современного затопления позволяет предполагать резкое изменение гидрологического режима и хода эрозионно-аккумулятивных процессов по сравнению со временем возведения кургана. Этот вопрос также требует дополнительного изучения и уточнения.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Турано-Уюкская котловина вытянута субширотно и имеет длину около 80 км при ширине до 30 км. Она дренируется рекой Уюк — правым притоком Большого Енисея. С севера ее обрамляет Куртушибинский хребет, а с юга — Уюкский. Превышение гребней хребтов над фоновым уровнем днища котловины достигает 1000–1200 м. На рассматриваемом участке днище котловины разделено цепочкой сопок и низкогорных массивов на два субпараллельных понижения. В пределах северного понижения расположены замкнутые и полузакмнутые озерные впадины, в которых находятся две обособленные группы озер: Белые и Кислые озера. Южное понижение занято долиной р. Уюк. Река Уюк в пределах западной части котловины имеет полугорный характер, ширину в среднем до 10–12 м, глубину до 1–1.5 м и уклоны русла 1.3–1.5 м/км, при продольном уклоне фоновой поверхности днища долины 2 и более м/км.

На основе материалов, собранных в ходе реконсцировочного полевого обследования и дешифрирования данных дистанционного зондирования, на территорию западной части котловины была составлена геоморфологическая карта масштаба 1:60000 (рис. 2). Для дешифрирования использовались синтезированные спутниковые изображения высокого и сверхвысокого разрешения в естественных цветах, полученные из открытых источников с помощью программного комплекса SASPlanet. Также привлекались данные цифровых моделей местности SRTM с простран-

ственным разрешением 30 м и AW3D World 3D с разрешением 2.5 м.

Для уточнения возрастных соотношений различных поверхностей и восстановления истории развития рельефа котловины был проведен комплекс геологических и геофизических работ. По двум поперечным профилям проведено механизированное бурение с использованием буровой установки УГБ-001 на базе КАМАЗ, а в местах, недоступных для автотранспорта, — с использованием мотобура. Всего пробурено 13 скважин глубиной до 22 м. Планово-высотная привязка скважин осуществлялась комплексом DGPS геодезической точности. Электроразведочные работы по тем же линиям профилей включали в себя зондирование становлением поля в ближней зоне. Для зондирования использовался приборный комплекс ТЕМ-FAST 48 НРС и петли 25 × 25 м и 100 × 100 м.

Один из профилей был заложен в расширении днища долины р. Уюк в створе кургана Туннуг-1. Второй буровой профиль располагался в южной части котловины Белых озер — на выходе из нее в долину р. Уюк (рис. 2).

Кроме того, была получена серия абсолютных определений возраста отложений (табл. 1 и 2). Радиоуглеродное датирование производилось в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН, а также в лаборатории Санкт-Петербургского государственного университета. Калибровка выполнена в программе OxCal 4.4 [18] с использованием калибровочной кривой IntCal20 [19]. В тексте все радиоуглеродные даты приведены в калиброванном виде. Датирование люминесцентными методами проводилось в Скандинавской лаборатории люминесцентного датирования Орхусского университета (Дания). Две даты получены методом оптически-стимулированной люминесценции (далее — ОСЛ) по кварцу (табл. 2). В двух других образцах не только кварц, но и полевой шпат оказались в состоянии насыщения, поэтому получена лишь минимальная оценка возраста методом инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИКСЛ) по полевому шпату (табл. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В пределах днища котловины развиты два главных геоморфологических уровня. Первый из них представлен пологонаклонными (первые градусы) поверхностями подгорных равнин шириной до 3 км, которые сплошной полосой обрамляют подножия ограничивающих котловину хребтов, а также островных низкогорных и мелкопочных массивов внутри котловины. В тыловой части этих равнин местами отмечаются выходы коренных пород, однако, большая их часть пе-

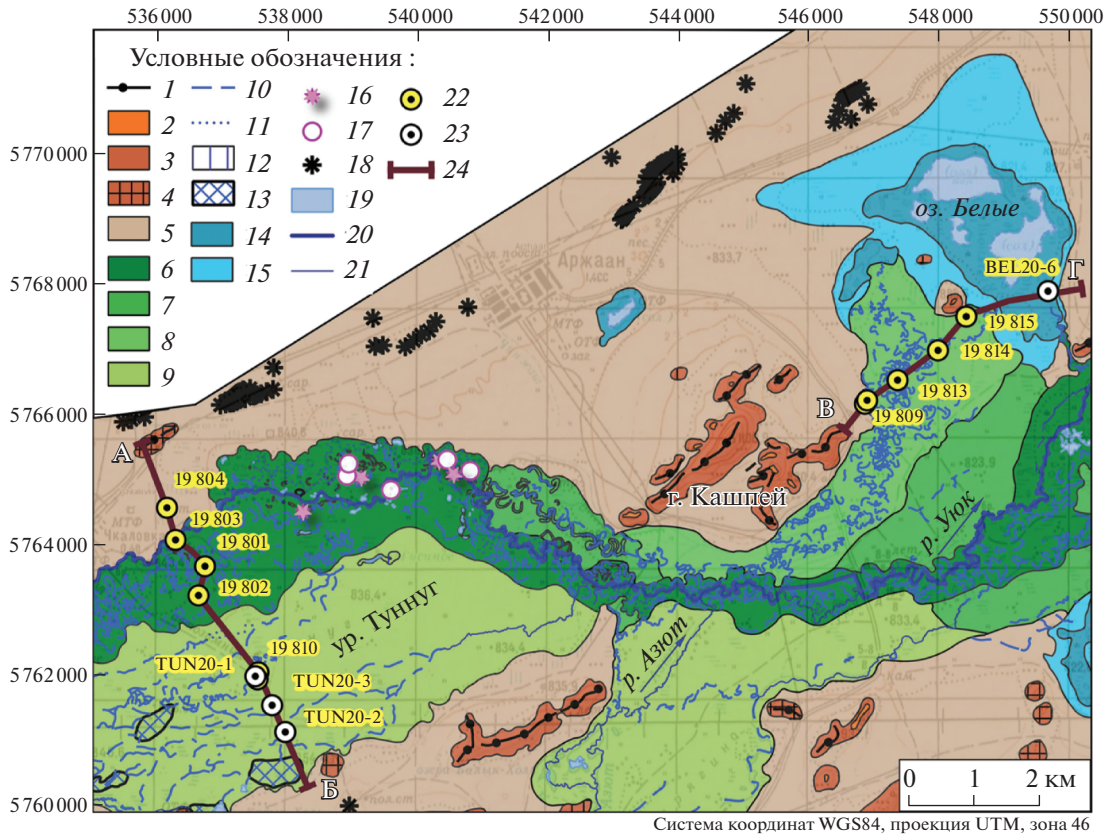


Рис. 2. Геоморфологическая карта западной части Турано-Уюкской котловины.

1–2 – вершинные поверхности комплексной денудации (1 – гребневидные, 2 – пологовыпуклые); 3 – тектоно-денудационные склоны; 4 – денудационные останцы; 5 – пологонаклонные поверхности полигенетических подгорных равнин; 6–4-я генерация поймы р. Уюк; 7–3-я генерация поймы р. Уюк; 8–2-я генерация поймы р. Уюк и аллювиально-дельтовый комплекс при впадении Уюка в юго-западную часть котловины Белых озер; 9 – 1-я генерация поймы реки Уюк; 10–11 – тальвеги староречий (10 – плохо выраженных в масштабе карты, 11 – с хорошо выраженной четковидностью русла); 12 – крупные староречья; 13 – крупные озеровидные расширения пойменных ложбин; 14 – низкий уровень озерных пойма; 15 – пологонаклонные поверхности высокого уровня озерных пойма и прилегающие заболоченные нижние части делювиально-пролювиальных шлейфов нерасчлененные; 16 – реликты криогенных бугров пучения; 17 – термокарстовые западины; 18 – курганы; 19 – озера; 20 – р. Уюк; 21 – притоки и рукава р. Уюк; 22–23 – буровые скважины; 24 – линии разрезов. Фоном показана топографическая основа масштаба 1:100 000. Сплошные горизонталы проведены через 50 м.

рекрыта сплошным чехлом рыхлых отложений. Нижний геоморфологический уровень составляют днища долины р. Уюк и его притоков, а также днища обособленных озерных котловин (рис. 2). Ширина поверхностей нижнего уровня значительна и местами достигает 4–6 км.

Пойма занимает все днище долины Уюка и характеризуется незначительными колебаниями высот – в пределах 1–2 м. Тем не менее в ее пределах достаточно четко выделяется четыре различных генерации пойменного рельефа, различающиеся по выраженности, количеству, форме и размерам палеорусел.

Первая генерация поймы лучше всего представлена в западной части котловины (рис. 2). Поверхность ее пологоволнистая, пологовыпуклая, имеет максимальную ширину до 3 км. Типично наличие палеорусел, выраженных в виде ложбин, шириной 15–20 м. В западной части рас-

сматриваемой территории их сеть густая. Они меандрируют и дробятся на рукава. Вся поверхность здесь заболочена. Ниже по течению сеть палеорусел редет. Встречаются приподнятые более сухие участки, к одному из которых и приурочен курган Туннуг-1. Перед сужением долины у массива Кашпей палеорусла практически исчезают, а пойма становится плоской.

Вторая генерация поймы находится на левобережье Уюка. Ширина этого пойменного массива не превышает 1 км. Он формирует своего рода внутреннюю дельту – выступ, выдвинутый за пределы основного контура долины Уюка в юго-западную часть котловины Белых озер. Отличительная черта этой генерации поймы – многочисленные сильно меандрирующие русла шириной до 20 м.

Наиболее хорошо выраженный фрагмент поймы 3-й генерации отмечен на левом берегу реки в сужении долины Уюка у горы Кашпей. Он вытя-

Таблица 1. Абсолютные датировки отложений западной части Турано-Уюкской котловины, полученные радиоуглеродным методом

Лабораторный номер	Скважина	Глубина, м	^{14}C дата*, л.н.	Калиброванный возраст, л.н.
IGAN _{AMS} -7404	19801a	1.1	2390 ± 20	2410 ± 50
IGAN _{AMS} -8195	19801	3.5	2410 ± 30	2460 ± 90
IGAN _{AMS} -8196	19801	6.9	34205 ± 160	39400 ± 170
IGAN _{AMS} -8199	19810	1.78–1.85	5365 ± 20	6160 ± 80
IGAN _{AMS} -8200	19810	2.55–2.6	8180 ± 25	9120 ± 70
IGAN _{AMS} -7406	19810	8.04–8.10	37290 ± 160	41780 ± 150
ЛУ-9589	19814	3.3–3.5	21 100 ± 1340	25530 ± 1510
IGAN _{AMS} -7407	19815	1.61	14430 ± 135	17590 ± 180
ЛУ-9590	19815	4.5–4.7	13560 ± 220	16380 ± 330

* Все даты получены по общему углероду (ТОС). Даты IGAN получены методом ускорительной масс-спектрометрии (УМС), даты ЛУ – радиометрическим (жидко-сцинтилляционным) методом.

Таблица 2. Абсолютные датировки отложений западной части Турано-Уюкской котловины, полученные люминесцентными методами

Лабораторный номер	Скважина	Глубина, м	Материал	Дата, л.н.	Метод*
RISØ 208491	19801	19.2	Песок к/з	59800 ± 5800	ОСЛ
RISØ 208493	19801	21.8	Песок к/з	82100 ± 4500	ОСЛ
RISØ 208471	19804	10.3	Гравий с песком	>380000	ИКСЛ
RISØ 208472	19804	13.5	Суглинок опесчаненный	>360000	ИКСЛ

*Методы: ОСЛ – оптически-стимулированной люминесценции (по кварцу), ИКСЛ – инфракрасно-стимулированной люминесценции (по Na-K полевому шпату).

нут примерно на 3 км при ширине до 1 км. Наблюдается отчетливый “эрозионный” контакт со 2-й генерацией поймы – расположенное на пойме 3-й генерации палеоруло “подрезает” более древний пойменный массив. Типично контрастное сочетание выровненной фоновой поверхности и крупных сильно меандрирующих палеорусел. Эти палеорула имеют максимальную ширину среди всех наблюдающихся на пойме Уюка – до 40 м. Сходные по морфологии пойменные массивы отмечены и ниже по течению Уюка, уже в створе котловины Белых озер.

Самая молодая генерация поймы представлена по всей длине изученного участка долины. Ширина ее меняется от 200–250 м до 2.5 км. В створе кургана Туннуг-1 и выше по течению она имеет сегментно-гривистый характер. Типичны палеорула шириной до 25–30 м, сохранившиеся в виде отдельных оторванных друг от друга излучин – сегментных или омегавидных. Палеорула срезают друг друга и формируют ячеистый рисунок. На них наложены более узкие палеорула, сохранившиеся в виде цельных меандрирующих участков длиной до нескольких километров. Ме-

стами они вложены в дно более древних и крупных староречий, а местами – секут их вкосте простирающихся, создавая ощущение одномоментных “перескоков” русла реки. Возможной причиной таких одномоментных перестроек русла реки могло быть формирование крупных наледей на данном участке днища долины.

Ниже по течению, в пределах расширения днища долины, морфология поймы 4-й генерации изменяется. Доминируют относительно узкие палеорула с четковидными расширениями, предположительно термокарстовой природы [20, 21]. По размерам и форме излучин они идентичны “наложенным” руслам, описанным выше.

Наличие внутри днища Турано-Уюкской котловины разноразмерных островных массивов, сложенных коренными породами и возвышающихся над фоновыми аккумулятивными поверхностями на десятки, а в отдельных случаях и на сотни (г. Кашпей) метров, свидетельствует о сложности рельефа кровли коренных пород, значительной роли блоковой тектоники и разрывных нарушений в формировании рельефа котловины. Подтверждаются эти представления и дан-

ными электроразведочных работ. Так, в створе кургана Туннуг-1 (рис. 2, профиль А-Б) было установлено, что непосредственно под днищем долины Уюка мощности рыхлого чехла варьируют в пределах 130–190 м (рис. 3, г). Обнаружено две предполагаемых зоны дизъюнктивных нарушений, которым соответствуют локальные понижения отметок кровли коренных пород и субвертикальные зоны значимо более низкоомных пород под ними. В пределах подгорных равнин мощность рыхлого чехла также измеряется десятками метров, но направленно сокращается по мере приближения к бортам котловины (рис. 3, б, в).

Еще более сложная картина рельефа кровли коренных пород была выявлена в районе Белых озер. Здесь по данным электроразведки установлено наличие полностью погребенного под рыхлой аккумулятивной толщей выступа коренных пород с перепадом высот 120 м, который с запада и востока граничит с заполненными рыхлыми отложениями глубокими депрессиями (рис. 4, б, в). Наиболее приподнятая часть этого выступа в котловине Белых озер и сейчас возвышается над ее днищем в виде двух скальных массивов, один из которых имеет высоту над современной поверхностью до 60 м. Мощность рыхлого чехла в пределах днища котловины Белых озер и прилегающей части долины Уюка варьирует от 100–120 м до 0 (в пределах выступов коренного фундамента).

Скважинами, заложенными в пределах подгорных равнин (19804, 19809), было вскрыто неритмичное переслаивание коричневых, серо-коричневых и красновато-коричневых суглинков и красновато-коричневых песков с многочисленными включениями дресвяно-щебнистого материала. Характер отложений и морфология поверхности позволяют предполагать, что это отложение делювиально-пролювиальных шлейфов. Краевые части шлейфов размыты в результате латеральных миграций русла Уюка и находятся в сложном пространственном соотношении с аллювием. Так, в створе кургана Туннуг-1 русло Уюка смещено к левому борту долины и непосредственно подмывает фронтальный уступ молодой генерации шлейфа. В скважине 19804, заложенной в придолинной части этого же шлейфа, делювиально-пролювиальные отложения разделены на две отдельные пачки слоем хорошо отмытого песчано-гравийного и гравийно-галечного руслового аллювия мощностью около 3 м. Под современным днищем долины мощность этой же аллювиальной толщи существенно больше – скважинами до глубины 22 м подошва ее не вскрыта (рис. 3, а). По данным электроразведки она заполняет глубокий врез в поверхности делювиально-пролювиального шлейфа (до глубины 60–70 м) и прослеживается южнее под всем днищем долины Уюка вплоть до ее противоположного борта (рис. 3, в). Литологически аллювиальная

толща представляет собой чередование линз или прослоев песчано-гравийно-галечного руслового аллювия и существенно суглинистых пойменно-старичных отложений. По данным электроразведки внутри этой толщи в районе кургана Туннуг-1 было обнаружено три обособленных массива многолетнемерзлых пород мощностью до 20 м на глубинах 5 и более метров в пределах пойменного массива 1-й генерации (рис. 3, б, в). Серия полученных разными методами дат этой аллювиальной толщи (ОСЛ: RISØ-208493 82100 ± 4500 лет назад (далее – л.н.), RISØ-208491 59800 ± 5800 л.н.; 14C: IGAN_{AMS}-8196 39400 ± 170 кал. л.н., IGAN_{AMS}-7406 41780 ± 150 кал. л.н.) позволяет соотнести время накопления по крайней мере ее верхней части с серединой – второй половиной позднего плейстоцена.

Даты ИКСЛ, полученные из подстилающих этот аллювий делювиально-пролювиальных отложений в скв. 19804, оказались “запредельными” (RISØ-208471 >380000 л.н., RISØ-208472 >360000 л.н.). Это позволяет предполагать, что где-то в промежутке времени между 360–380 тыс. л.н. и 77–87 тыс. л.н. произошла активизация глубинной и боковой эрозии в долине Уюка. Активизация эрозионных процессов привела к существенному углублению долины и частичному размыву накопившихся ранее отложений древних ранне-среднеплейстоценовых делювиально-пролювиальных шлейфов и синхронных им аллювиальных толщ. Причина активизации глубинной эрозии не ясна. Наиболее вероятно, что она могла быть связана с активизацией дифференцированных вертикальных тектонических движений в среднем плейстоцене, которая, по данным Л.К. Зятьковой [15], была характерна в это время в целом для Западного Саяна. Для уточнения особенностей и причин данного врезания необходимы проведение дополнительных исследований в низовьях Уюка и корреляция событий с террасовыми рядами Большого Енисея.

Заполняющий этот врез и вскрытый скважинами позднеплейстоценовый аллювий соответствует продолжительному этапу преобладания аккумуляции на днище долины Уюка, сопровождавшейся активными боковыми миграциями русла реки. Этот аккумулятивный этап начался не позднее 77–87 тыс. л.н., хотя предполагаемые по данным электроразведки мощности аллювия свидетельствуют о том, что реально аккумуляция началась существенно раньше. Абсолютные даты, полученные из верхней части этой толщи (IGAN_{AMS}-8199 6160 ± 80 кал. л.н., IGAN_{AMS}-8200 9120 ± 70 кал. л.н.), позволяют предполагать, что заполнение долины наносами продолжалось без отчетливых перерывов практически вплоть до середины голоцена. Ширина зоны, в пределах которой мигрировало русло Уюка, составляла до 4.5–5 км. Накопление этой аллювиальной пачки

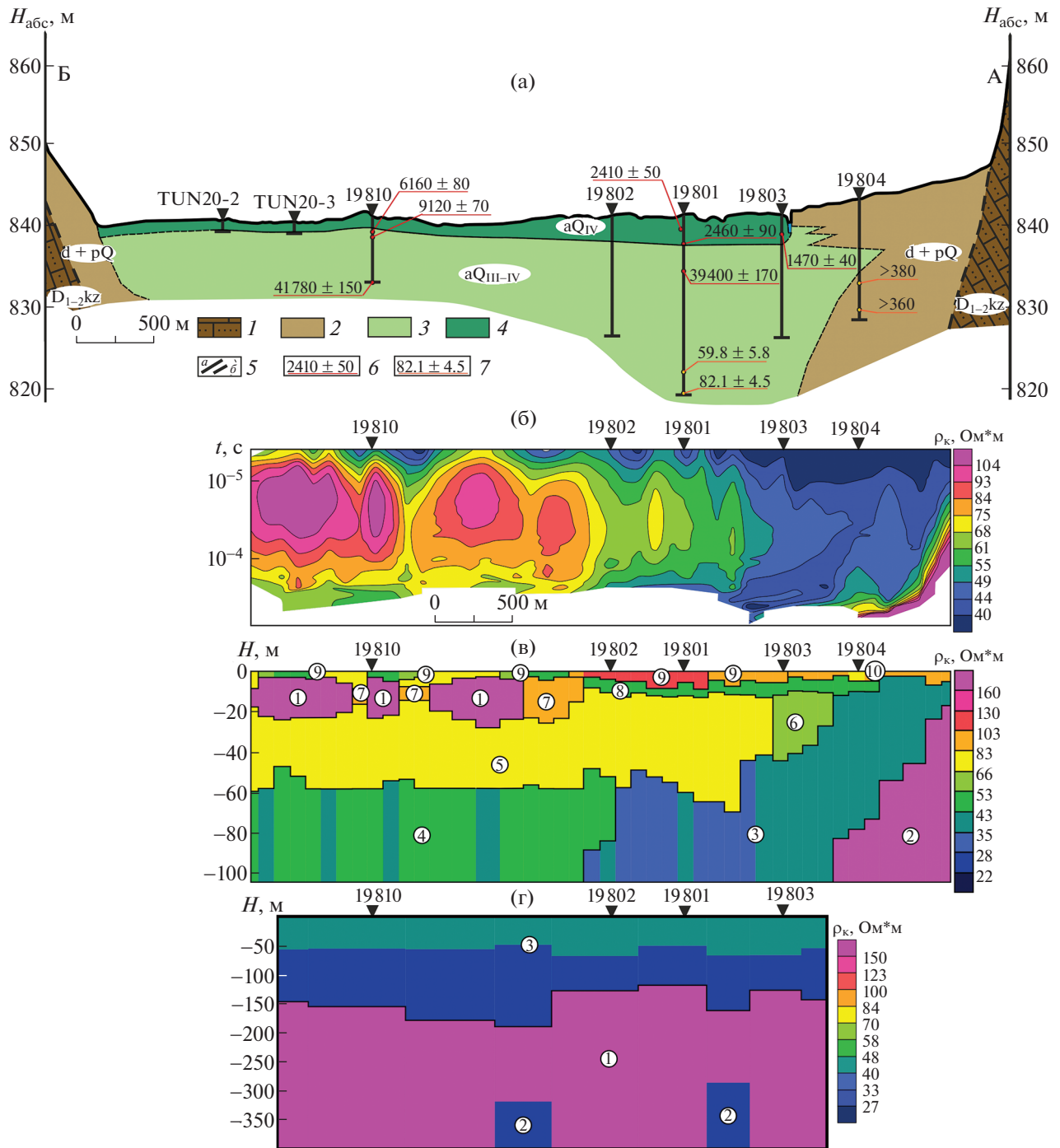


Рис. 3. Геологический разрез (а) через западную часть дна Турано-Уюкской котловины по линии А–Б, разрез кажущихся сопротивлений (б), его интерпретация (в) и результаты глубинной электроразведки (г) для того же створа. Расположение разреза см. на рис. 2.

(а) – 1 – кварцевые порфиры и песчаники кызылбулакской серии раннего и среднего девона; 2 – делювиально-пролювиальные суглинки, пески и щебенники четвертичные нерасчлененные; 3 – аллювиальные суглинки, супеси, пески и гравийники позднего плейстоцена – голоцена; 4 – аллювиальные суглинки, супеси, пески и гравийники позднего голоцена; 5 – геологические границы (а – достоверные, б – предполагаемые); б – радиоуглеродные датировки (кал. л.н.); 7 – ОСЛ-датировки (тыс. л.н.).

(в) – 1 – многолетнемерзлые породы; 2 – коренные (скальные) породы; 3 – существенно суглинистый материал древних делювиально-пролювиальных шлейфов; 4–8 – аллювиальные пачки древнего заполнения долины р. Уюк различной литологии; 9 – голоценовые аллювиальные отложения различной литологии; 10 – супесчано-суглинистые отложения молодой (средне-позднеплейстоценовой) генерации делювиально-пролювиальных шлейфов.

(г) – 1 – коренные породы; 2 – предполагаемые зоны разломов; 3 – рыхлые отложения дна долины р. Уюк.

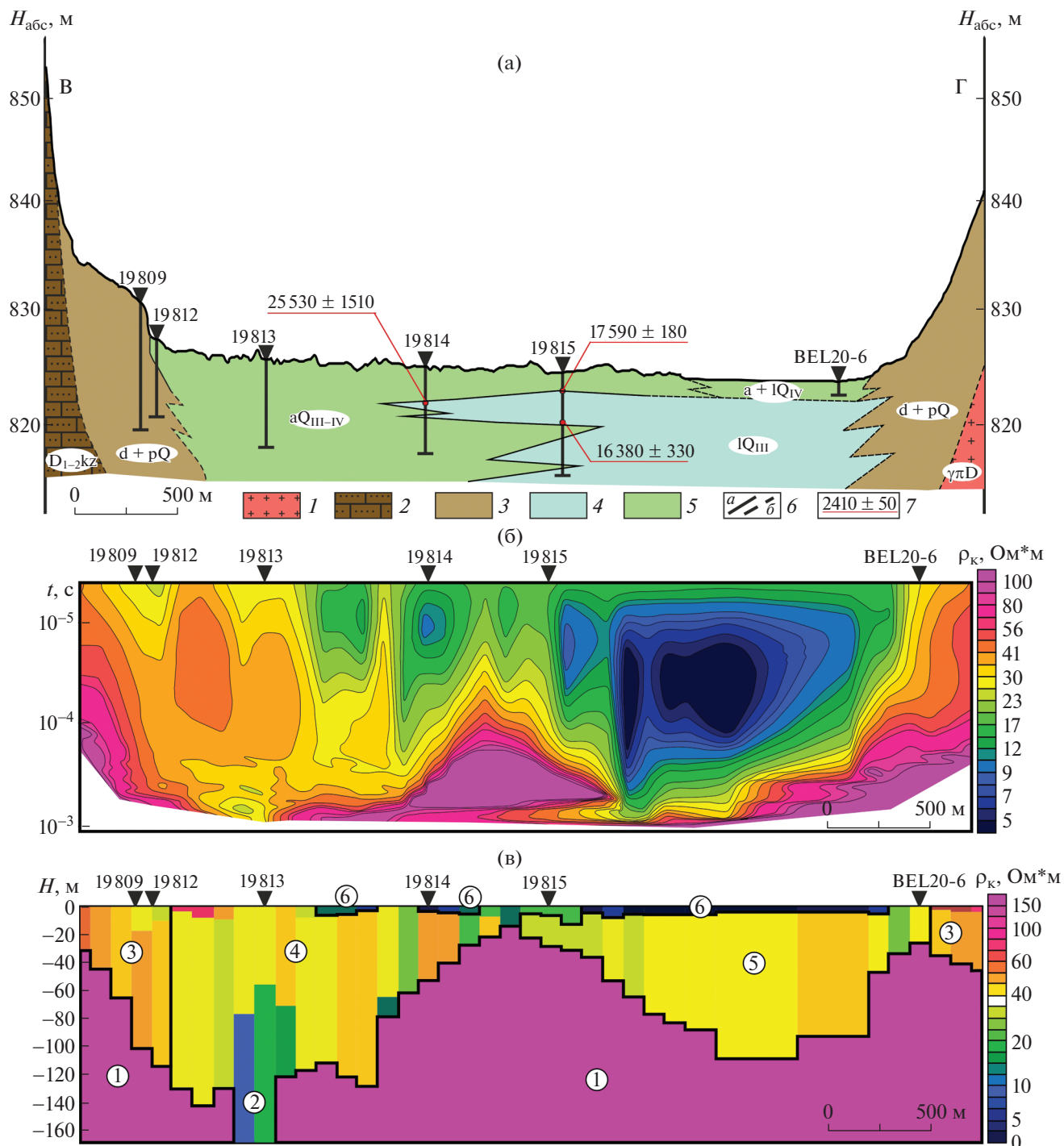


Рис. 4. Геологический разрез (а) через южную часть котловины Белых озер по линии В–Г, разрез кажущихся сопротивлений (б) и его интерпретация (в) для того же створа.

Расположение линии разреза см. на рис. 2.

(а) – 1 – гранит-порфиры девона; 2 – кварцевые порфиры и песчаники кызылбулакской серии раннего и среднего девона; 3 – делювиально-пролювиальные суглинки, пески и щебенники четвертичные нерасчлененные; 4 – озерные алевриты и тяжелые суглинки позднего плейстоцена; 5 – озерно-аллювиальные и аллювиальные суглинки, супеси, пески и гравийники позднего плейстоцена – голоцена; б – геологические границы (а – достоверные, б – предполагаемые); 7 – радиоуглеродные датировки (кал. л.н.).

(в) – 1 – коренные породы (скальные); 2 – предполагаемая зона разлома и связанные с ней отложения; 3 – песчано-суглинистые отложения делювиально-пролювиальных шлейфов; 4 – супесчано-суглинистое аллювиальное и озерно-аллювиальное заполнение периферии долины р. Уюк; 5 – существенно суглинистое древнеозерное (?) заполнение котловины Белых озер; б – существенно глинистые озерные и озерно-аллювиальные отложения завершающей фазы заполнения котловины Белых озер.

во многом предопределило облик поверхности 1-й генерации поймы Уюка, хотя в позднем голоцене она и была перекрыта маломощным слоем более молодого аллювия.

Существенную роль позднеплейстоцен-голоценовый этап аккумуляции сыграл и в формировании пойменных массивов второй генерации. В южной части котловины Белых озер (рис. 4, а) скважинами, заложенными в пределах этого массива (скв. 19813, 19814), с глубины 1.5–2 м вскрыты рыжевато-коричневые русловые пески, перекрытые сизовато-серыми пойменно-старичными суглинками. Возле коренного борта долины они с размывом ложатся на делювиально-пролювиальные отложения подгорных равнин. По мере удаления от коренного борта мощность аллювиальной толщи возрастает, но песчаный русловой аллювий начинает переслаиваться с тонкослоистыми зеленоватыми алевритистыми тяжелыми озерными суглинками древней части котловины Белых озер. В расположенной ближе всего к озерам скважине 19815 тонкослоистые озерные суглинки видимой суммарной мощностью около 8 м слагают уже большую часть вскрытого разреза. Радиоуглеродные даты позволяют соотносить время накопления верхней части этой толщи с концом позднего плейстоцена: 25530 ± 1510 кал. л.н. (ЛУ-9589) в скв. 19814, 16380 ± 330 кал. л.н. (ЛУ-9590) и 17590 ± 180 кал. л.н. (IGAN_{AMS}-7407) в скв. 19815. Реальная мощность озерных отложений существенно больше. Об этом говорит, в частности, мощная линза “низкоомных” существенно глинистых отложений, отчетливо читающаяся на геоэлектрическом разрезе в пределах южного продолжения котловины Белых озер (рис. 4, б).

Судя по всему, продолжавшаяся на протяжении всей второй половины позднего плейстоцена прогрессивная аккумуляция происходила не только в долине Уюка, но и в отделенной от нее древней котловине Белых озер. Не позднее 25–16 тыс. л.н. эта аккумуляция привела к частичному погребению обрамляющего котловину барьера. После этого в высокие фазы водного режима началось поступление воды и наносов из долины Уюка в котловину Белых озер и образование внутренней дельты, которая, постепенно разрастаясь, стала подпруживать акваторию озер и постепенно смещать их к северо-востоку. Имеющиеся даты позволяют предполагать, что этот процесс был синхронен формированию пойменных массивов 1-й генерации в основной части долины Уюка. Таким образом, не подтверждается представление о том, что Белые озера – остатки огромного подпружного водоема, занимавшего значительную часть днища Турано-Уюкской котловины. Образование современной ванны Белых озер – результат неравномерной аллювиально-дельтовой аккумуляции в позднем плейстоце-

не и голоцене в юго-западной и южной части их древней котловины.

Аномально большие размеры палеоизлучин свидетельствуют о повышении паводочных расходов во время формирования пойменных массивов 3-й генерации. Возможно, обстановка активной аккумуляции материала, характерная для большей части позднего плейстоцена и начала голоцена, сменилась в середине голоцена преобладанием боковой или даже глубинной эрозией. Она привела к расчленению поверхности пойменных массивов 1-й генерации и формированию зафиксированного на буровом профиле в створе кургана Туннуг-1 (рис. 3, а) пологого вреза в кровле позднеплейстоцен-голоценового аллювия, выполненного позже аллювием позднего голоцена. Этот этап активизации эрозии начался не ранее 6100–6200 л.н. Время его завершения фиксируется возрастом наиболее молодой аллювиальной толщи, заполняющей этот врез и отвечающей времени формирования пойменных массивов последней – 4-й генерации. Абсолютные даты отложений позволяют соотносить время начала формирования этой аллювиальной пачки с серединой позднего голоцена – 2410 ± 50 кал. л.н. (IGAN_{AMS}-7404), 2460 ± 90 кал. л.н. (IGAN_{AMS}-8195). Их формирование продолжается и в настоящее время.

Аллювиальные отложения, синхронные пойменным массивам 4-й генерации, имеют мощность до 3.5–4 м и большей частью состоят из русловых гравийников, иногда со значительным содержанием песчано-суглинистого заполнителя. Пойменная фация развита в меньшей степени и не превышает по мощности 0.5–1.5 м. Она перекрывает и более древние генерации поймы. Морфология пойменных массивов 4-й генерации и характер аллювиальной толщи позволяют утверждать, что на протяжении последних 2.4–2.6 тыс. л. в долине Уюка вновь преобладала тенденция к аккумуляции материала на фоне горизонтальных миграций русла, хотя и менее масштабных, чем в позднем плейстоцене.

Наличие возможных следов образования наледей в долине, вкуче с четковидными палеоруслами, позволяет предполагать, что внутри этапа формирования пойменных массивов 4-й генерации имел место эпизод активизации криогенеза. В пользу этого свидетельствует также и обнаруженная в ходе дешифрирования спутниковых изображений на поверхности поймы серия образований, напоминающих просевшие после дегградации мерзлоты бугры пучения, а также несколько округлых котловин – предположительно, термокарстовых. В настоящее время в пределах днища котловины многолетнемерзлые породы сохранились лишь в виде отдельных небольших по площади и мощности массивов, некоторые из которых были зафиксированы в пределах контура

поймы 1-й генерации (рис. 3, в), хотя еще в 1958 г. многолетняя мерзлота была повсеместно развита в пределах днища долины, а ее кровля располагалась на глубинах 1.5–4 м [22].

Можно предполагать, что эти линзы мерзлых грунтов – остатки многолетней мерзлоты, сформировавшейся в ходе эпигенетического промерзания аллювиальных толщ во время одного из похолоданий второй половины голоцена. Палеопедологические исследования, проведенные на участке поймы 1-й генерации в районе кургана Туннуг-1, показали, что наиболее ярко криотурбации выражены в почвах, погребенных под курганными насыпями возрастом около 1000 л.н., а почвы под насыпями возрастом около 2000 л.н. относительно менее криотурбированы [23]. В то же время современные дневные почвы, а также почвы, залегающие под курганными насыпями возрастом около 2800 л.н. и более древние почвы, погребенные пойменным аллювием до сооружения кургана, практически не криотурбированы и развивались в условиях отсутствия мерзлоты или значительной глубины залегания ее кровли [23]. Таким образом, вполне возможно, что образование мерзлоты протекало в промежутке между 2800 и 2000 л.н., а в период между 2000–1000 л.н. произошла существенная активизация криогенеза, и начал формироваться палеокриогенный рельеф пойменных массивов 4-й генерации. Такие предположения, частично, подтверждаются результатами детальных палеогеографических реконструкций по расположенной юго-восточнее котловине озера Тере-Холь, где относительно холодные и засушливые условия выделены для интервалов 2.8–2.6, 2.05–1.7 тыс. л.н., а в период 1.35–1.1 тыс. л.н. реконструируются холодные и относительно влажные условия [24, 25]. Вероятно, именно интервал 1.35–1.1 тыс. л.н. можно рассматривать как время наиболее значительной активизации криогенеза в Турано-Уюкской котловине в позднем голоцене.

ВЫВОДЫ

В результате проведенных работ были достоверно установлены следующие основные этапы позднечетвертичной истории развития западной части Турано-Уюкской котловины:

- Этап аккумуляции аллювия и активных боковых миграций русла Уюка, продолжавшийся большую часть позднего плейстоцена (как минимум с 77–87 тыс. л.н.) и первую половину голоцена (до 6.1–6.2 тыс. л.н.). Этому этапу соответствует формирование первых двух генераций поймы р. Уюк. В это же время происходила аккумуляция озерных отложений в древней котловине Белых озер. Не позднее 25–16 тыс. л.н. перемычка между котловиной Белых озер и долиной Уюка была частично погребена под аккумулятивной

толщей, и стала формироваться внутренняя дельта Уюка, подпруживающая современную ванну Белых озер.

- Этап повышения паводочной активности и активизации глубинной и боковой эрозии, начавшийся не ранее 6.1–6.2 тыс. л.н. и закончившийся не позднее 2.6–2.4 тыс. л.н. Формирование поймы 3-й генерации.

- Этап снижения паводочной активности, уменьшения размера палеорусел, преобладания горизонтальных деформаций русла и аккумуляции аллювия, начавшийся не позднее 2.4–2.6 тыс. л.н. и продолжающийся до настоящего времени. Формирование поймы 4-й генерации.

В пределах наиболее молодой генерации поймы р. Уюк отмечены палеокриогенные формы – термокарстовые котловины, реликты деградировавших бугров пучения, четковидные русла, а также возможные следы существования крупных наледей, фиксирующие позднеголоценовый этап активизации криогенеза. Установлено наличие линз многолетнемерзлых пород в толще аллювия пойменных массивов 1-й генерации. Формирование этих массивов мерзлых грунтов произошло не ранее 2.8 тыс. л.н., а наиболее значительная активизация криогенеза имела место в период с 1.35 до 1.1 тыс. л.н.

Позднеплейстоценовому этапу аккумуляции предшествовало мощное врезание долины Уюка, возможно, обусловленное активизацией тектонических движений. Хронологические рамки этого врезания определены лишь ориентировочно – между 360–380 и 77–87 тыс. л.н.

Предполагавшееся ранее рядом исследователей наличие крупного подпрудного озера, которое занимало бы центральную и западную части котловины в позднем плейстоцене, не подтвердилось.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00863. При обработке полевых материалов использовалась инфраструктура Института географии РАН в рамках темы госзадания № 0148-2019-0005 и кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ в рамках темы госзадания № АААА-А16-116032810089-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bezrukova E.V., Belov A.V., Letunova P.P., and Kulagina N.V.* The Response of the environment of the Angara-Lena Plateau to global climate change in the Holocene // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. Vol. 55. No. 4. P. 463–471.
2. *Безрукова Е.В., Летунова П.П., Кулагина Н.В., Шарова О.Г.* Реконструкция природной среды и ландшафтов Приольхонья в голоцене на основе дати-

- рованных записей из озерных отложений // Евразия в кайнозой. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. 2013. № 2. С. 19–25.
3. *Tarasov P., Dorofeyuk N., and Metel'tseva E.* Holocene vegetation and climate changes in Hoton-Nur basin, northwest Mongolia // *Boreas*. 2000. Vol. 29. No. 2. P. 117–126.
 4. *Кострова С.С., Майер Х., Чаплыгин Б., Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кузьмин М.И.* Реконструкция климата Забайкалья в голоцене на основе изотопно-кислородного анализа створок ископаемых диатомовых водорослей озера Котокель // *ДАН*. 2013. Т. 451. № 1. С. 76–80.
 5. *Безрукова Е.В., Щетников А.А., Кузьмин М.И., Шарова О.Г., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Иванов Е.В., Крайнов М.А., Кербер Е.В., Филинов И.А., Левина О.В.* Первые данные об изменении природной среды и климата Жомболакского вулканического района (Восточный Саян) в среднем и позднем голоцене // *ДАН*. 2016. Т. 468. № 3. С. 323–327.
 6. *Приходько В.Е., Бляхарчук Т.А., Килуновская М.Е.* Реконструкция климата, почв и растительности начала субатлантического периода голоцена Турано-Уюкской котловины Южной Сибири // *Почвоведение*. 2018. № 8. С. 927–942.
 7. *Blyakharchuk T., Prihodko V., Kilunovskaya M. and Li H.-C.* Vegetation and climate reconstruction based on pollen and microbial records from burial mounds soil in Tuva Republic, Central Asia // *Quaternary International*. 2019. Vol. 507. P. 108–123.
 8. *Дирксен В.Г., Чугунов К.В.* Турано-Уюкская котловина Тувы: изменения природных условий и динамика ее освоения в древности (опыт реконструкции) / *Культурно-экологические области: взаимодействие традиций и культурогенез*. СПб.: ИИМК РАН, 2007. С. 139–164.
 9. *Панин А.В., Бронникова М.А., Успенская О.Н., Аржанцева И.А., Константинов Е.А., Кошурников А.В., Селезнева Е.В., Фуззина Ю.Н., Шеремецкая Е.Д.* История озера Тере-Холь и голоценовая динамика природной среды на юго-востоке Саяно-Тувинского нагорья // *ДАН*. 2012. Т. 446. № 5. С. 568–574.
 10. *Бляхарчук Т.А.* Реконструкция лесной и высокогорно-степной растительности юго-западной части Тувы с позднеледниковья до современности // *География и природные ресурсы*. 2008. № 1. С. 89–96.
 11. *Pyashuk V.P. and Pyashuk E.A.* Chironomid record of Late Quaternary climatic and environmental changes from two sites in Central Asia (Tuva Republic, Russia) – local, regional or global causes? // *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26. P. 705–731.
 12. *Аржанников С.Г., Алексеев С.В., Глызин А.В., Кулагина Н.В., Игнатова Н.В., Орлова Л.А.* Динамика развития природной среды в конце плейстоцена и голоцене западной части Тоджинской впадины (Восточная Тува) // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 2. С. 206–221.
 13. *Komatsu G., Arzhannikov S.G., Gillespie A.R., Burke R.M., Miyamoto H. and Baker V.R.* Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei river // *Geomorphology*. 2009. Vol. 104. P. 143–164.
 14. *Аржанников С.Г.* Сейсмоструктура Восточно-Тувинского нагорья. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1998. 17 с.
 15. *Зятыкова Л.К.* Новейшая тектоника Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1973. 176 с.
 16. *Садыков Т.Р., Каспари Дж., Блохин Е.К.* Раннескифский курган Туннуг-1: результаты первых работ на южной периферии памятника // *Теория и практика археологических исследований*. 2019. № 1 (25). С. 29–38.
 17. *Ельцов М.В.* Почвенно-археологические исследования кургана Туннуг-1 (республика Тыва) / *Археология поймы: рельеф, палеосреда, история заселения. Тезисы научного семинара (Москва, Институт Археологии РАН, 23 апреля 2019 г.)* / Под ред. А.Л. Александровского, Н.А. Кренке. М.: КДУ, Университетская книга, 2019. С. 31–34.
 18. *Bronk Ramsey C.* Bayesian analysis of radiocarbon dates // *Radiocarbon*. 2009. Vol. 51 (1). P. 337–360.
 19. *Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hajdas I., Heaton T., Hogg A., Hughen K., Kromer B., Manning S., Muscheler R., Palmer J., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R., Richards D., Scott E., Southon J., Turney C., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A. and Talamo S.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. Vol. 62 (4). P. 725–757.
 20. *Губарьков А.А., Лейбман М.О.* Четкообразные русловые формы в долинах малых рек на Центральной Ямале – результат парагенезиса криогенных и гидрологических процессов // *Криосфера Земли*. 2010. Т. 14. № 1. С. 41–49.
 21. *Тарбеева А.М.* О происхождении четковидной формы русел малых рек криолизоны // *Геоморфология*. 2018. № 1. С. 88–95.
 22. *Носин В.А.* Почвы Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 345 с.
 23. *Беляев Ю.Р., Панин А.В., Бронникова М.А., Успенская О.Н.* Флювиальное рельефообразование в Турано-Уюкской котловине (Саяно-Тувинское нагорье) в последние 30–40 тысяч лет // *VIII Шукинские чтения: рельеф и природопользование / Матлы Всерос. конф. с междунар. участием*. Москва, 28 сентября – 1 октября 2020 г. М.: Географический факультет МГУ, 2020. С. 264–269.
 24. *Borisova O.K. and Panin A.V.* Multicentennial climatic changes in the Tere-Kholbasin, Southern Siberia, during the Late Holocene // *Geography. Environment. Sustainability*. 2019. Vol. 12. No. 2. P. 148–161. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-64>
 25. *Борисова О.К., Панин А.В., Успенская О.Н.* Изменение растительности и климата в Терехольской впадине (юго-восточная Тува) во второй половине голоцена // *География: развитие науки и образования*. Т. 1 / Коллективная монография по материалам ежегодной международной научно-практической конференции LXXIII Герценовские чтения, Санкт-Петербург, РГПУ им. А.И. Герцена, 22–25 апреля 2020 года / Отв. ред. С.И. Богданов, Д.А. Субетто, А.Н. Паранина. СПб.: Астерион. Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2020. С. 390–394.

Development of the western part of the Turan-Uyuk basin (Tuva highland) in the late quaternary

Yu. R. Belyaev^{a, #}, A. V. Panin^b, M. A. Bronnikova^b, A. D. Kiryuhina^a, A. V. Koshurnikov^a, A. M. Kramynin^a, M. A. Pavlov^a, E. A. Konstantinov^b, R. N. Kurbanov^{a, b}, A. L. Zakharov^b, and N. V. Sychev^b

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

^b Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

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

Reconstruction of the Turan-Uyuk basin Late Quaternary history was based on the complex of methods. It includes field survey and geomorphic mapping, mechanical coring, radiocarbon and OSL dating of sediments, electrical prospecting. It was revealed, that total thickness of Turan-Uyuk basin infill is up to 190 m. Key stages of the Turan-Uyuk basin Late Quaternary history were established: 1) alluvial filling of the Uyuk valley and intensive lateral fluvial migration and simultaneous lacustrine filling of Belye lakes basin during the most part of Late Pleistocene (at least, starting from 77–87 ka) and first half of the Holocene (until 6.1 ka), formation of 1st and 2nd generations of floodplain; not later than 25–16 ka Uyuk alluvial fan start to advance into Belye lakes basin, 2) Incision due to increase of river runoff associated with climatic changes (started not earlier than 6.1–6.2 ka, finished before 2.4–2.6 ka) and formation of 3rd generation of floodplain; 3) filling of the Uyuk valley and lateral fluvial migration due to drying up of the climate and lowering of river runoff in last 2.4–2.6 ka and formation of the 4th generation of floodplain. Inside this stage an episode of cryogenic processes increase took place. Permafrost formation started not earlier than 2.8 ka, but maximum of cryogenic activity occurred presumably 1.35–1.1 ka. Late Pleistocene valley filling was preceded by deep incision, caused, presumably, by tectonics. Chronology of incision is uncertain. It started not earlier than 360–380 ka and finished long before 77–87 ka. Collected data unequivocally approve an absence of the vast dam lakes, occupying most part of the Turan-Uyuk basin, at least during the Late Quaternary.

Keywords: Late Pleistocene, Holocene, fluvial history, fluvial geomorphology, Tuva, dam lakes, Late Holocene cryogenesis

ACKNOWLEDGMENTS

This study is supported by Russian Fund for Basic Research (project No. 19-05-00863). Field data processing was performed under the facilities of the Institute of Geography RAS, State Research Task No. 0148-2019-0005, and the Department of Geomorphology and Paleogeography of Moscow State University, State Research Task No. AAAA-A16-116032810089-5.

REFERENCES

1. Bezrukova E.V., Belov A.V., Letunova P.P., and Kulagina N.V. The Response of the environment of the Angara-Lena Plateau to global climate change in the Holocene. *Russian Geology and Geophysics*. 2014. Vol. 55. Issue 4. P. 463–471.
2. Bezrukova E.V., Letunova P.P., Kulagina N.V., and Sharova O.G. *Rekonstruktsiya prirodnoi sredy i landshaftov Priol'khon'ya v golotsene na osnove datirovannykh zapisei iz ozernykh otlozhenii* (Environment and landscapes reconstruction of the Priolkhon region based on the data of lacustrine sediments). *Evrasiya v kainozoe. Stratigrafiya, paleoekologiya, kul'tury*. 2013. No. 2. P. 19–25. (in Russ.)
3. Tarasov P., Dorofeyuk N., and Metel'tseva E. Holocene vegetation and climate changes in Hoton-Nur basin, northwest Mongolia. *Boreas*. 2000. Vol. 29. Issue 2. P. 117–126.
4. Kostrova S.S., Maier Kh., Chaplygin B., Bezrukova E.V., Tarasov P.E., and Kuz'min M.I. *Rekonstruktsiya klimata Zabaikal'ya v golotsene na osnove izotopno-kislorodnogo analiza stvorok iskopaemykh diatomovykh vodoroslei ozera Kotokel'* (Reconstruction of the Holocene climate of Transbaikalia: Evidence from the oxygene isotope analysis of fossil diatoms from Kotokel Lake). *Doklady Akademii Nauk*. 2013. Vol. 451. No. 1. P. 76–80. (in Russ.)
5. Bezrukova E.V., Shchetnikov A.A., Kuz'min M.I., Sharova O.G., Kulagina N.V., Letunova P.P., Ivanov E.V., Krainov M.A., Kerber E.V., Filinov I.A., and Levina O.V. *Pervye dannye ob izmenenii prirodnoi sredy i klimata Zhombolokskogo vulkanicheskogo raiona (Vostochnyi Sayan) v srednem i pozdnem golotsene* (First data on the environment and climate change within the Zhombolok volcanic field (Eastern Sayan Mountains) in the Middle-Late Holocene). *Doklady Akademii nauk*. 2016. Vol. 468. No. 3. P. 323–327. (in Russ.)
6. Prikhod'ko V.E., Blyakharchuk T.A., and Kilunovskaya M.E. *Rekonstruktsiya klimata, pochv i rastitel'nosti nachala subatlanticheskogo perioda golotsena Turano-Uyukskoi kotloviny Yuzhnoi Sibiri* (Reconstruction of climate, soils and vegetation in the Turan-Uyuk basin of South Siberia at the beginning of the Subatlantic period of the Holocene). *Pochvovedenie*. 2018. No. 8. P. 927–942. (in Russ.)
7. Blyakharchuk T., Prihodko V., Kilunovskaya M., and Li H-C. Vegetation and climate reconstruction based on pollen and microbial records from burial mounds soil in Tuva Republic, Central Asia. *Quaternary International*. 2019. Vol. 507. P. 108–123.

8. Dirksen V.G. and Chugunov K.V. *Turano-Uyukskaya kotlovina Tuva: izmeneniya prirodnykh uslovii i dinamika ee osvoeniya v drevnosti (opyt rekonstruktsii)* (Turan-Uyuk basin of Tuva: nature condition evolution and dynamics of human settling during prehistoric (an example of reconstruction)). *Kul'turno-ekologicheskie oblasti: vzaimodeistvie traditsii i kul'turogenез* (Cultural and ecological areas: interaction of traditions and cultural genesis). Saint-Petersburg: IIMK RAN (Publ.), 2007. P. 139–164. (in Russ.)
9. Panin A.V., Bronnikova M.A., Uspenskaya O.N., Arzhantseva I.A., Konstantinov E.A., Koshurnikov A.V., Selezneva E.V., Fuzeina Yu.N., and Sheremetskaya E.D. *Istoriya ozera Tere-Khol' i golotsenovaya dinamika prirodnoi sredy na yugo-vostoke Sayano-Tuvinskogo nagor'ya* (Evolution of Tere-Khol Lake and the Holocene Dynamics of the Environment in the Southeastern Part of the Sayan-Tuva Highland). *Report of the Academy of Sciences*. 2012. Vol. 446. Part 2. P. 1204–1210. (in Russ.)
10. Blyakharchuk T.A. *Rekonstruktsiya lesnoi i vysokogorno-stepnoi rastitel'nosti yugo-zapadnoi chasti Tuvy s pozdnelednikov'ya do sovremennosti* (Reconstruction the vegetation of forest and alpine-steppe landscapes in the southwestern part of Tuva since the Late Glacial period till the present). *Geography and Natural Resources*. 2008. No. 1. P. 89–96. (in Russ.)
11. Ilyashuk B.P. and Ilyashuk E.A. Chironomid record of Late Quaternary climatic and environmental changes from two sites in Central Asia (Tuva Republic, Russia) – local, regional or global causes? *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26. P. 705–731.
12. Arzhannikov S.G., Alekseev S.V., Glyzin A.V., Kulagina N.V., Ignatova N.V., and Orlova L.A. *Dinamika razvitiya prirodnoi sredy v kontse pleistotsena i golotsene zapadnoi chasti Todzhinskoi vpadiny (Vostochnaya Tuva)* (The late Pleistocene-Holocene climate history in the western Todzha basin (Eastern Tuva)). *Geologiya i geofizika*. 2010. Vol. 51. No. 2. P. 206–221. (in Russ.)
13. Komatsu G., Arzhannikov S.G., Gillespie A.R., Burke R.M., Miyamoto H., and Baker V.R. Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei river. *Geomorphology*. 2009. Vol. 104. P. 143–164.
14. Arzhannikov S.G. *Seismotektonika Vostochno-Tuvinskogo nagor'ya* (Seismotectonics of Eastern Tuva highland). PhD thesis. Irkutsk: IEC SB RAS (Publ.), 1998. 17 p. (in Russ.)
15. Zyat'kova L.K. *Noveishaya tektonika Zapadnogo Sayana* (Neotectonics of the Western Sayan). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 1973. 176 p. (in Russ.)
16. Sadykov T.R., Kaspari Dzh., and Blokhin E.K. *Ranne-skifskii kurgan Tunnug-1: rezul'taty pervykh rabot na yuzhnoi periferii pamyatnika* (The early Scythian burial mound Tunnug-1: preliminary results of the excavation of the southern periphery). *Teoriya i praktika arkhеologicheskikh issledovaniy* (Theory and practice of archeological research). 2019. Vol. 25. No. 1. P. 29–38. (in Russ.)
17. El'tsov M.V. *Pochvenno-arkheologicheskie issledovaniya kurgana Tunnug-1 (respublika Tyva)* (Soil-archeological studies of Tunnug-1 burial mound (Tyva republic)). *Arkheologiya poimyu: rel'ef, paleosreda, istoriya zaseleniya* (Alluvial archaeology: relief, paleoenvironment, occupation history). Proceedings of seminar. Moscow, Institute of Archaeology RAS, April, 23, 2019. A.L. Aleksandrovsy and N.A. Krenke (Eds.) M.: KDU, Universitetskaya kniga (Publ.), 2019. P. 31–34. (in Russ.)
18. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*. 2009. Vol. 51 (1). P. 337–360.
19. Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hajdas I., Heaton T., Hogg A., Hughen K., Kromer B., Manning S., Muscheler R., Palmer J., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R., Richards D., Scott E., Southon J., Turney C., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., and Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. 2020. Vol. 62 (4). P. 725–757.
20. Gubar'kov A.A. and Leibman M.O. *Chetkoobraznye ruslovye formy v dolinakh malykh rek na Tsentral'nom Yamale – rezul'tat paragenezisa kriogennykh i gidrologicheskikh protsessov* (Bead-shaped channel forms as evidence of paragenesis of cryogenic and hydrological processes in the small-river valleys of central Yamal). *Earth's Cryosphere*. 2010. Vol. 14. No. 1. P. 41–49. (in Russ.)
21. Tarbeeva A.M. *O proiskhozhdenii chetkovidnoi formy rusel malykh rek kriolizony* (On the origin of beaded river channel shapes in the permafrost zone). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2018. No. 1. P. 88–95. (in Russ.) <https://doi.org/10.7868/S043542811801008X>
22. Nosin V.A. *Pochvy Tuvy (Soils of Tuva)*. Moscow: AN SSSR (Publ.), 1963. 345 p. (in Russ.)
23. Belyaev Yu.R., Panin A.V., Bronnikova M.A., and Uspenskaya O.N. *Flyuvial'noe rel'efoobrazovanie v Turano-Uyukskoi kotlovine (Sayano-Tuvinskoe nagor'e) v poslednie 30-40 tysyach let* (Fluvial processes in Turan-Uyuk depression (Sayan-Tuva highland) during last 30-40 thousand years). *VIII Shchukinskie chteniya: rel'ef i prirodopol'zovanie. Materialy Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem. MGU imeni M.V. Lomonosova, geograficheskii fakul'tet, kafedra geomorfologii i paleogeografii*, September, 28 – October, 1 2020. M.: Geograficheskii fakul'tet MGU (Publ.), 2020. P. 264–269. (in Russ.)
24. Borisova O.K. and Panin A.V. Multicentennial climatic changes in the Tere-Khol basin, Southern Siberia, during the Late Holocene. *Geography. Environment. Sustainability*. 2019. Vol. 12. No. 2. P. 148–161. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-64>
25. Borisova O.K., Panin A.V., and Uspenskaya O.N. *Izmeneniya rastitel'nosti i klimata v Terekhol'skoi vpadine (yugo-vostochnaya Tuva) vo vtoroi polovine golotsena* (Changes in vegetation and climate in the Terekhol depression (southeastern Tuva) in the second half of the Holocene). *Geografiya: razvitie nauki i obrazovaniya. T.1. Kollektivnaya monografiya po materialam ezhegodnoi mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii LXXIII Gertsenovskie chteniya. SPb: Asterion. Izdatel'stvo RGPU imeni Gercena (Publ.)*, 2020. P. 390–394. (in Russ.)

СОВРЕМЕННАЯ ОВРАЖНАЯ ЭРОЗИЯ В ЛЕСНЫХ И ЛЕСОСТЕПНЫХ ЛАНДШАФТАХ ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ

© 2021 г. О. П. Ермолаев^{1,*}, Р. А. Медведева¹, М. А. Иванов¹¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

*E-mail: oyermol@gmail.com

Поступила в редакцию 05.03.2021 г.

После доработки 20.04.2021 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

Проведена пространственно-временная оценка современной овражной эрозии на территории Республики Татарстан – крупного региона (более 68000 км²) востока Русской равнины, расположенного на стыке лесных (подзоны южнотаежных, смешанных и широколиственных лесов) и лесостепных ландшафтов. Регион отличается, установленной еще более полувека назад, высокой степенью овражного расчленения; на него имеются разновременные картографические данные о густоте овражной сети, полученные по единой методике. Современная заовраженность определена методом визуального дешифрирования космических снимков высокого и сверхвысокого разрешения за 2010–2017 гг. Создана геопространственная база данных и сформирована система дешифровочных признаков овражных форм. Геоинформационное картографирование осуществлялось с выделением тальвегов оврагов и их классификацией на склоновые, береговые и донные типы. Для количественной оценки овражной эрозии определялись два показателя: густота и плотность овражной сети, где в качестве операционной территориальной единицы использован бассейновый подход. Создана геобаза данных овражного расчленения по 1674 бассейнам. Всего на территории исследования идентифицировано 9142 оврага, средняя длина которых составила 74 м. Показатель современной густоты овражной сети распределяется неравномерно по площади; его средние значения составляют 12 м/км², максимальные – 405 м/км². Изменение плотности оврагов пространственно совпадает с распределением густоты расчленения, составляя в среднем 0.2 ед/км², максимум – 5 ед/км². Среди морфолого-генетических типов оврагов доминируют склоновые (90%), на береговые и донные приходится 7 и 3% соответственно. Временная динамика площадной формы и линейного прироста активных оврагов, в основном склонового типа, определена для 304 оврагов путем совмещения каждой овражной формы на двух разновременных космических снимках, полученных за относительно короткий период (2009–2016 годы). Установлено, что средний линейный прирост оврагов составляет 0.6 м/год, а средний площадной прирост – 28 м²/год. Пространственно-временная динамика густоты овражной сети в речных бассейнах определена путем сравнения данных картографирования современной овражной сети с результатами, полученными при картографировании оврагов по аэрофотоснимкам 1960–1970-х годов. Во всех ландшафтных условиях густота оврагов существенно сократилась, что свидетельствует о затухании процессов оврагообразования. В среднем на территории исследования во всех бассейнах густота овражной сети уменьшилась на 230 м/км². На общем фоне сокращения лишь в отдельных бассейнах овражность незначительно увеличилась. Минимальные значения густоты оврагов в настоящее время соответствуют бассейнам с высокими показателями залуженности территории. Гидроклиматические изменения (повышение зимних температур, уменьшение глубины промерзания почвы и поверхностного талого стока), сокращение площади пахотных земель, эволюция оврагов (переход овражных форм в балочную стадию), посадка защитных лесополос – определили нисходящий тренд развития оврагов на территории исследования.

Ключевые слова: овраг, бровка, тальveg, овражная сеть, космические снимки, линейный прирост, площадной прирост

DOI: 10.31857/S0435428121040064

ВВЕДЕНИЕ

Овражная эрозия является серьезной проблемой во многих частях мира, так как представляет собой одну из главных причин деградации почвы. Занимая огромные территории наиболее освоен-

ных в сельскохозяйственном отношении земель, этот эрозионный процесс отличается высокими скоростями развития и большими объемами размываемых и переносимых грунтов [1]. В этой связи оценка темпов развития оврагов в разных климатических условиях и в разных условиях земле-

пользования по-прежнему остается важным аспектом прогнозирования влияния эрозии на окружающую среду [2, 3].

Картографирование современной овражной эрозии на основе полевых методов с использованием данных дистанционного зондирования проведено во многих регионах мира [3–10 и др.]. Пространственное развитие современных оврагов с использованием данной методики в нашей стране оценено в крупном регионе азиатской части России – на юге Восточной Сибири [11], в Удмуртии [12], завершены наши работы по Ульяновской, Саратовской областям и Чувашии. Однако практически нет данных, характеризующих современную овражность на всей территории России. Как правило, все предыдущие работы в наиболее освоенных сельскохозяйственных районах европейской части России, учитывая исходные для картографирования оврагов материалы, были завершены 30–50 лет назад.

Несмотря на то что овражно-балочные системы распространены практически во всех регионах суши Земли и к ним приковано внимание геоморфологов, – отсутствуют общепринятые критерии выделения данных эрозионных форм [12]. Древние эрозионные формы (балки) имеют общие особенности, отличающие их от современных форм линейной эрозии, – это плавность, закругленность бровок, широкие днища, а также задернованность склонов. К формам свежего линейного размыва, имеющих обнаженные склоны, относятся овраги. Из всех существующих форм линейной эрозии на склонах в рамках данного исследования изучались только овраги. Критерии выделения оврагов при дешифрировании космических снимков и их отличительные особенности отображения подробно описаны ниже в разделе методики. За основу было взято деление оврагов на первичные, к которым отнесены склоновые и береговые, а также вторичные, представленные донными овражными формами.

Технические разработки в области дистанционного зондирования, позволяющие получать изображения с высоким и очень высоким пространственным и временным разрешением, появление информационных порталов открытого доступа, а также технологии цифровой обработки изображений и ГИС, – создали принципиально новые возможности для исследования овражной эрозии. Кроме того, наметился переход от визуального дешифрирования к полностью автоматизированному выделению оврагов. Существующие подходы полуавтоматизированного выделения оврагов базируются либо на объектно-ориентированном выделении на основе многоспектральных снимков, либо на выделении оврагов на основе вероятностной модели, полученной с использованием цифровых моделей рельефа, либо

на использовании сверхточных нейронных сетей [13]. В то же время визуальная интерпретация изображений дистанционного зондирования по-прежнему является надежным и распространенным методом благодаря убедительной точности этого способа [14].

Цель исследования – пространственно-временная оценка овражной эрозии и тенденции ее развития в лесных и лесостепных природно-антропогенных ландшафтах востока Русской равнины. Территория исследования ограничена субъектом РФ – Республикой Татарстан (РТ).

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Республика Татарстан расположена на востоке Русской равнины. Площадь ее территории 68,4 тыс. км². Долинами рек Волги и Камы расположена на три части: северную – Предкамье, западную – Предволжье и юго-восточную – Закамье (рис. 1). Каждая часть представляет собой своеобразный физико-географический регион.

Ландшафтные условия развития овражной эрозии. Рельеф территории возвышенно-равнинный с максимальными абс. высотами 240–380 м. Находится в пределах Волго-Уральской антеклизы – крупнейшей положительной структуры востока Русской плиты. Преобладающими горными породами, на которых главным образом сформировались овраги, служат глинисто-известняковые и глинисто-мергельные отложения верхней перми, песчано-глинистые образования юры и нижнего мела, а также песчано-суглинистые отложения неогена и плейстоцена. Климат умеренно континентальный с теплым летом и умеренно холодной зимой. Средняя температура января –14°С, июля +19°С. Среднее годовое количество осадков 509 мм, из них на теплый период приходится 351 мм, на холодный – 158 мм. Максимальное среднегодовое количество осадков выпадает за два летних месяца: июнь и июль (63 мм), минимальное – в марте (23 мм). Снежный покров появляется в третьей декаде октября, а сходит во второй декаде апреля [15]. В регионе Предкамья происходит смена бореальной ландшафтной зоны (площадь 14655 км²), на доминирующую в РТ по площади суббореальную северную семигумидную (южно-таежная и подтаежная подзоны). Суббореальная северная семигумидная зона включает: широколиственно лесную (24%) и лесостепную подзоны (75,8%), распространенные по всей территории Закамья и на западе Предволжья [16]. Природно-антропогенный фон развития овражной эрозии в различных физико-географических регионах территории представлен в табл. 1 [17]. В бореальной ландшафтной зоне преобладают светло-серые (43%), дерново-подзолистые (29%) и серые лесные почвы (10%). В суббо-

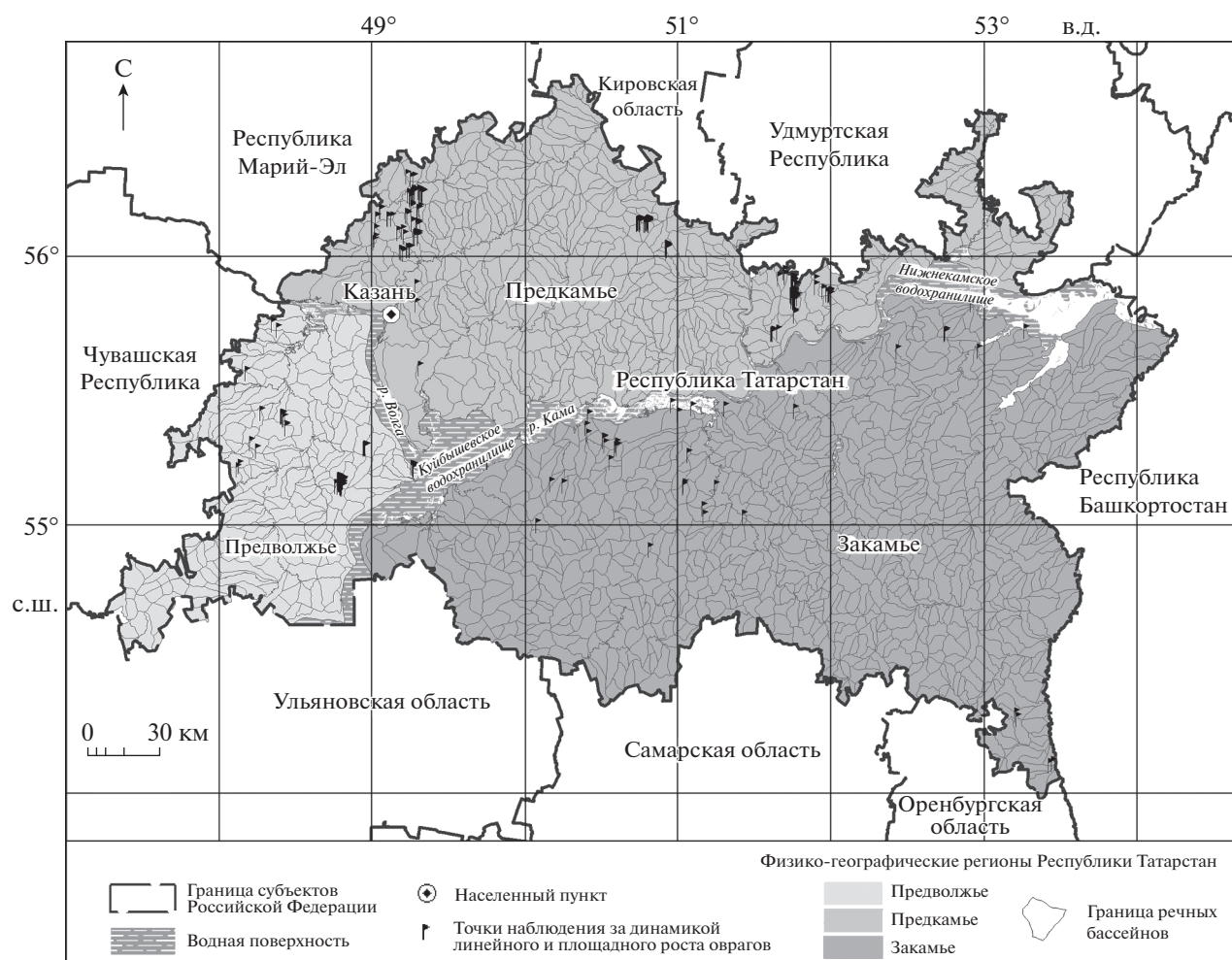


Рис. 1. Территория исследования и карта фактического материала.

реальной северной семигумидной ландшафтной зоне доминируют черноземы выщелоченные (28%) и серые лесные почвы (10%). В морфологической структуре господствуют средние (37.1%) и нижние части склонов (24%); меньше всего приходится на водораздельные местности (3.5%). Среди четвертичных отложений преобладают аллювиальные, элювиально-делювиальные, делювиально-солифлюкционные – 17, 39 и 40% соответственно. Среди рыхлых отложений в строении ландшафтов широколиственной подзоны больше всего делювиально-солифлюкционных суглинков (58%), в то время, как в лесостепной – элювиально-делювиальных отложений (47%), а делювиально-солифлюкционные составляют основу 34% геокомплексов. Состав растительных формаций в широколиственной и лесостепной подзонах следующий: дубравы (с культурами дуба) и липняки 65.2 и 34%, осинники и березняки – 16.1 и 50.7%; на сосняки и ельники (вместе с культурами) приходится 18.5 и 14.6%, на ивняки – 0.2 и 0.7% соответственно.

В ландшафтной структуре РТ преобладают склоновые типы местности (75%), при этом доминируют средние части склонов (37%). Именно на эти типы местности и приходится основное развитие оврагов.

За последние 50 лет произошли заметные изменения в структуре землепользования территории исследования. В период 1940–1988 годов площадь лесов сократилась на 175 тыс. га. [18]. С 2011 по 2016 г. площади земель лесного фонда не менялась (1236.4 тыс. га), только с 2017 по 2019 г. наблюдается небольшое снижение до 1236.0 тыс. га. [19]. Уменьшение сельскохозяйственных земель за период 1960–1990 годов происходило в пределах 5% [20], а за 2012–2014 гг. – на 9.3% [21].

Методика анализа современного овражного расчленения. Для получения данных о современной заовраженности исследуемой территории были подобраны (в программе “SAS.Планета”) наиболее качественные космические снимки высокого разрешения за 2010–2017 годы. Снимки, полученные в разные сезоны года, обладают существенно

Таблица 1. Природно-антропогенные условия развития оврагов в бассейнах Республики Татарстан [17]

Характеристики природно-антропогенных условий	Предволжье	Предкамье	Закамье
Средняя абс. высота в бассейне, м	129	120	150
Средний уклон, мин	97.5	83.9	96
Глубина эрозионного расчленения, м	120	107	119
Длины линий тока в бассейне, м	647	587	662
Эрозионный потенциал рельефа в бассейне	4.7	3.6	2.2
Средняя годовая температура воздуха (1960–2014 годы), °С	4.3	3.9	4
Модуль стока воды (весь период наблюдений), м ³ /сек*км ²	0.003	0.004	0.004
Годовой слой стока воды (весь период наблюдений), мм	110	119	111
Лесистость, %	9.3	17.8	18
Распаханность, %	51.5	38.5	48.3
Залуженность, %	34	38	32.1

различными особенностями по надежности дешифрирования овражных форм. Для картографирования тальвегов оврагов возможно использование даже зимних снимков, но к их недостаткам следует отнести сложность выделения бровок, а также ошибки при определении стадии развития оврагов (овраг-балка). Летние снимки позволяют получить наиболее точные данные о стадиях развития оврагов, но из-за маскирующей эти формы растительности возникают значительные трудности в обнаружении донных оврагов. Осенние и весенние снимки лучше всего подходят для картографирования овражной сети [22]. Для обеспечения надежности дешифрирования оврагов использовались снимки, имеющие высокое и сверхвысокое разрешение (0.5–1.5 м), которые по своей детальности обнаружения форм линейной эрозии не уступают крупномасштабным аэрофотоснимкам. В программе “SAS.Планета” такие снимки, полученные со спутников “WorldView-2”, “WorldView-3” и “GeoEye-1”, размещены на открытых ресурсах “Google”, “Яндекс”, “Bing”, “ESRI”.

Важный этап работ – формирование системы дешифровочных признаков. К ним относятся: а) плановая форма оврага, имеющая хорошо различимые границы; б) линейный и дендритообразный рисунок изображения с четко выраженной бровкой и тальвегом; в) косвенные признаки (тени, позволяющие идентифицировать поперечный профиль оврага); цвет и тон изображения – для детектирования обнаженных участков склона овражных форм. Выявлена также зависимость четкости отображения оврага на космическом снимке от цвета пород, в которых возник эрозионный врез. Надежно дешифрируются формы, имеющие тон изображения от светло-серого до почти белого за счет эрозионного врезания в карбонатно-кремнистые, известняковые, мел-мергельные горные породы. Для идентификации

оврагов на пограничных стадиях их развития были определены критерии, позволяющие исключить из дешифрирования собственно промоины, которые отличаются от овражной формы глубиной и шириной: менее 1.5 и 3 м соответственно. На снимках чаще используется критерий ширины линейного размыва. Такой порог в размерности нам представляется достаточно надежным. При меньшей ширине и глубине размывов эти линейные формы относятся уже собственно к промоинам и, как правило, запахиваются сельскохозяйственной техникой при обработке. Также при глубине более 1.5 м склоновые потоки полностью дренируют все почвенные горизонты и вскрывают материнскую породу (четвертичные и/или коренные отложения). Балочные формы имеют плохо выраженную бровку, трапециевидный поперечный профиль, заросшие луговой и древесно-кустарничковой растительностью склоны, а устье и вершина определяются не четко. Также необходимо отметить существующую большую неопределенность при классификации форм линейного размыва на склонах как среди отечественных, так и зарубежных геоморфологов. В первую очередь это относится к определению типа линейного размыва на склонах на пограничных стадиях развития оврагов. Поэтому очень часто картографирование оврагов как в поле, так и по материалам дистанционного зондирования производится на уровне экспертного мнения, а результаты картографирования могут существенно отличаться [23].

Как уже отмечалось, овраги были разделены по происхождению на первичные (склоновые и береговые) и вторичные (донные) овраги. К склоновым оврагам отнесены линейные формы длиной более 70–80 м и глубиной – свыше 1.5 м, имеющие хорошо выраженный водосбор и выходящие за бровку берегового уступа на склоны бассейнов. Короткие овраги, сформировавшиеся на

бортах речных долин, определялись как береговые. Вторичные врезы в днищах балочных форм и логов относились к донным оврагам. Также на исследуемой территории выявлены придорожные или техногенные овраги, происхождение которых обусловлено хозяйственной деятельностью человека.

В результате визуального дешифрирования овражных форм на территории исследования впервые создан векторный слой тальвегов оврагов. Результаты дешифрирования проверялись тремя экспертами для повышения надежности и исключения ошибок. С использованием алгоритмов программы “Easy Trace” верифицирована топология объектов слоя, исправлены геометрические ошибки. На ключевых участках, расположенных в РТ, проведена полевая верификация результатов дешифрирования. Было отобрано на местности 53 оврага различных типов и сформировавшихся в различных породах. В результате работ установлено, что только два из 53 тестовых оврагов (4%) не были идентифицированы при камеральном визуальном дешифрировании. В основном ошибки распознавания обусловлены качеством самих снимков, а не ошибками экспертов.

В качестве операционно-территориальных единиц для картографического отображения овражности взята ранее составленная нами векторная карта бассейнов малых рек. На территории выделено 1674 бассейна. Для каждого бассейна вычислялась суммарная протяженность овражной сети (м). Степень овражного расчленения территории определялась по наиболее часто используемым показателям: густоте (суммарная протяженность оврагов, отнесенная к единице площади – м/км²) и плотности (количество вершин оврагов на единицу площади – ед/км²).

Оценка динамики густоты овражной сети также выполнена с использованием бассейнового подхода. Для изучения динамики густоты оврагов результаты картографирования сравнивались с ранее полученными данными по овражности этой территории [2].

Методика определения динамики роста оврагов по данным дистанционного зондирования Земли из космоса. Определение динамики линейного и площадного развития оврагов проводилось путем совмещения каждой овражной формы на двух одновременных космических снимках, полученных за относительно короткий период (2009–2016 годы). Для дешифрирования выбирались в основном склоновые овраги, имеющие внешне хорошо выраженные признаки активного развития (четко выраженная вершина и бровка, обнаженные борта, V-образный поперечный профиль). Для работы была выбрана ГИС MapInfo. Привязка одного космического снимка (растра) осуществлялась с помощью другого снимка, по-

лученного из программы “SAS.Планета”, уже имеющего географическую привязку. После регистрации растров оцифровывались бровка и тальвег каждого оврага. Далее производилось наложение схем дешифрирования и вычислялись площадной и линейный приросты эрозионной формы [22]. На основе полученных результатов создана геопространственная база данных. По каждой овражной форме она включает такие основные показатели: географическую привязку, длину, площадь формы, линейный и площадной прирост, тип оврагов. Погрешность совмещения минимальна, если снимки получены одной и той же или аналогичной съемочной системой, а при взаимном координировании в качестве опорных используются идентичные точки. Точность положения контуров тогда зависит от размера пиксела и точности определения пространственных координат опорных точек [24].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Пространственное распределение овражного расчленения. По результатам картографирования и геоинформационной обработки данных получен векторный слой тальвегов оврагов с количественными характеристиками овражной сети. Общая протяженность овражной сети составила 666.5 км. Всего на территории идентифицировано 9142 оврага, средняя длина которых – 74 м. Преобладающее большинство оврагов – склоновые (90%). На долю техногенных оврагов приходится всего 0.3%. Склоновые овраги распространены по всей исследуемой территории, а береговые и донные в основном встречаются в бассейнах с общими высокими показателями овражной эрозии.

На территории Республики Татарстан овражная сеть в настоящее время распределяется крайне неравномерно (рис. 2, табл. 2). Густота овражной сети в среднем составляет 12 м/км², максимальное – 405 м/км², медианное и среднее квадратичное значение – 0 и 33.7 м/км² соответственно.

Изменение плотности оврагов в основном совпадает с распределением густоты, составляя в среднем 0.2 ед/км² и достигая максимума 5 ед/км². Медианное значение и среднее квадратичное отклонение – 0 и 0.45 ед/км² соответственно. Вполне закономерно, что наибольшая плотность оврагов соответствует бассейнам с высокими показателями густоты овражной сети. На карте (рис. 2, табл. 2) в подзонах южной тайги, смешанных и широколиственных лесов хорошо выделяются два основных района с наибольшей густотой оврагов: в Западном Предкамье (среднее и верхнее течение бассейнов рек Казанки и Меши) и в Предволжье (в бассейнах рек Свияги и Улемы). Лесостепные ландшафты западной части Предволжья и практически все Закамье, несмотря на

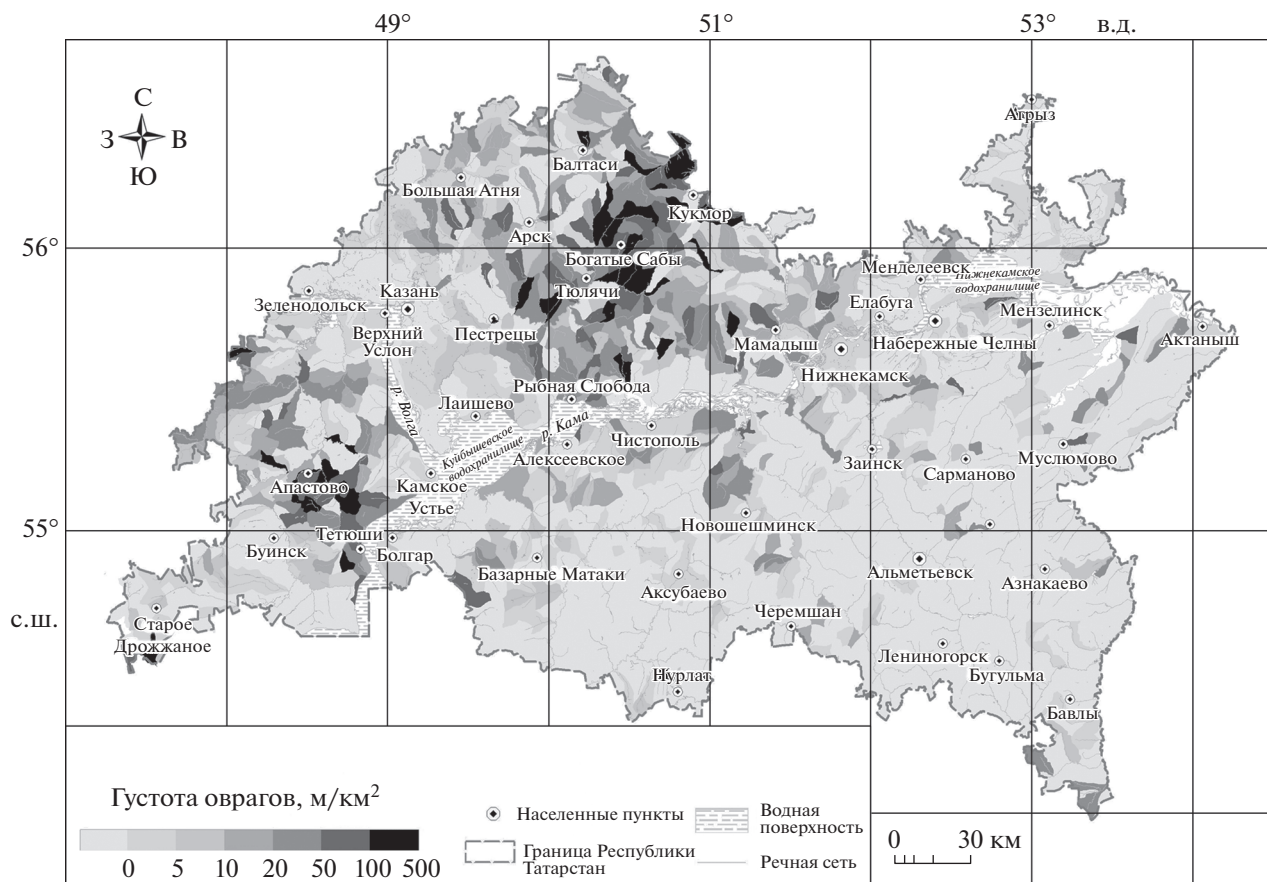


Рис. 2. Густота современной овражной сети на территории Республики Татарстан.

высокую распаханность, характеризуются либо крайне слабой заовраженностью, либо полным отсутствием оврагов.

Оценка динамики линейного и площадного роста оврагов по данным разновременных космических снимков. Всего геопространственная база данных содержит информацию по линейной и площадной динамике 304 оврагов. Средний площадной прирост склоновых оврагов выше аналогичного показателя для береговых оврагов, а средний линейный прирост выше у донных оврагов. При

разделении оврагов на сельскохозяйственные и техногенные наибольшей интенсивностью роста отличаются техногенные овраги (линейный прирост 12.3 м/год, площадной прирост 54.32 м²/год).

Сравнительный анализ полученных данных (рис. 3, а, б) показывает, что средний линейный прирост во всех районах исследования имеет близкие значения – в среднем 0.6 м/год для всей выборки. Максимальные значения среднего площадного прироста отмечены в Предволжье

Таблица 2. Распределение бассейнов по интервалам густоты оврагов

Густота оврагов, м/км ²	Республика Татарстан	Предволжье	Предкамье	Закамье
0	1002	92	192	718
0–5	206	42	76	88
5–10	99	18	43	38
10–20	116	20	68	28
20–50	133	28	70	35
50–100	75	17	48	10
100–500	43	14	29	0



Рис. 3. Средний линейный (а) и площадной (б) прирост активных оврагов в разных физико-географических районах.

(32.4 м²/год), а минимальные значения этого показателя – в Предкамье (19.2 м²/год). Средний площадной прирост для всех оврагов 26 м²/год. Поскольку вариабельность длин и площадей оврагов очень высока, были определены доли площадного и линейного прироста оврагов склонового и берегового типов относительно их первоначальных форм. Так, за рассматриваемый период 11 лет для склоновых оврагов площадной и линейный прирост составил 8 и 3%, а для береговых – 16 и 8% соответственно. В среднем по всей выборке эти соотношения составили 9% по площади и 4% по линейному приросту. Полученные значения свидетельствуют о слабом регрессивном линейном росте оврагов и активной переработке их бортов. То есть даже у внешне активных овражных форм наблюдается четко выраженная тенденция к их переходу в состояние динамического равновесия и стабилизации.

Таким образом, можно сделать предположение о том, что большая часть овражных форм при современных климатических условиях достигла пика интенсивности своего развития. В настоящее время большинство оврагов неактивно и происходит их постепенная трансформация в балки.

Пространственно-временная динамика густоты овражной сети. Для ее оценки результаты совре-

менного картографирования сравнивались с результатами, полученными ранее при дешифрировании оврагов по аэрофотоснимкам 1960–1970-х годов. Результаты сравнения показателей густоты овражного расчленения свидетельствуют о существенном сокращении овражности. Полученные различия в густоте оврагов за разные периоды времени отчасти могут быть обусловлены и методическими ошибками. Поскольку исходные данные не сохранились, то можно предположить, что самой распространенной ошибкой на старой карте овражности (1960–1970-х годов) было нередкое причисление к овражным формам крупных промоин и балок. Это привело к несколько завышенным показателям густоты оврагов на тот временной период.

Пространственное распределение показателя густоты оврагов по бассейнам Республики Татарстан в 60–70-х годах XX века характеризуется значительно более высокими показателями овражности. Сравнение карт густоты овражного расчленения за исследуемый временной период (рис. 2, 4) свидетельствует о повсеместном сокращении густоты оврагов, как минимум, на порядок, которая в среднем уменьшилась на 230 м/км². Происходит заметное затухание оврагообразования. На общем фоне сокращения овражности лишь в некоторых бассейнах сохранилась положительная динамика, т.е. появились новые овраги (рис. 4).

Выявленная закономерность сокращения овражности на территории исследования наблюдается также и во многих регионах европейской части России [25]. Но причины этого явления по-прежнему дискуссионные. В ряду факторов, вызывающих снижение темпов склоновой эрозии и овражной, в частности, в лесной и лесостепной зоне, отмечается роль произошедших за последние десятилетия изменений в климатической системе и в структуре землепользования. В первую очередь это связывается с увеличением в структуре севооборотов многолетних трав, сокращением пахотных земель и доли талого стока [26].

Так, минимальные значения густоты оврагов в настоящее время соответствуют бассейнам с высокими показателями залуженности территории. Активное залужение территории наблюдается в бассейнах со значительным сокращением показателя распаханности. Самые заметные сокращения распаханности отмечаются в бассейнах, непосредственно примыкающих к рекам Волги, Камы и Вятки. Оценка изменений землепользования проводилась на территории Предволжья и частично Западного Предкамья Республики Татарстан на общей площади более 20 300 км². Здесь было выбрано 458 бассейнов. Для них по результатам выполненного дешифрирования структуры землепользования рассчитаны показатели распа-

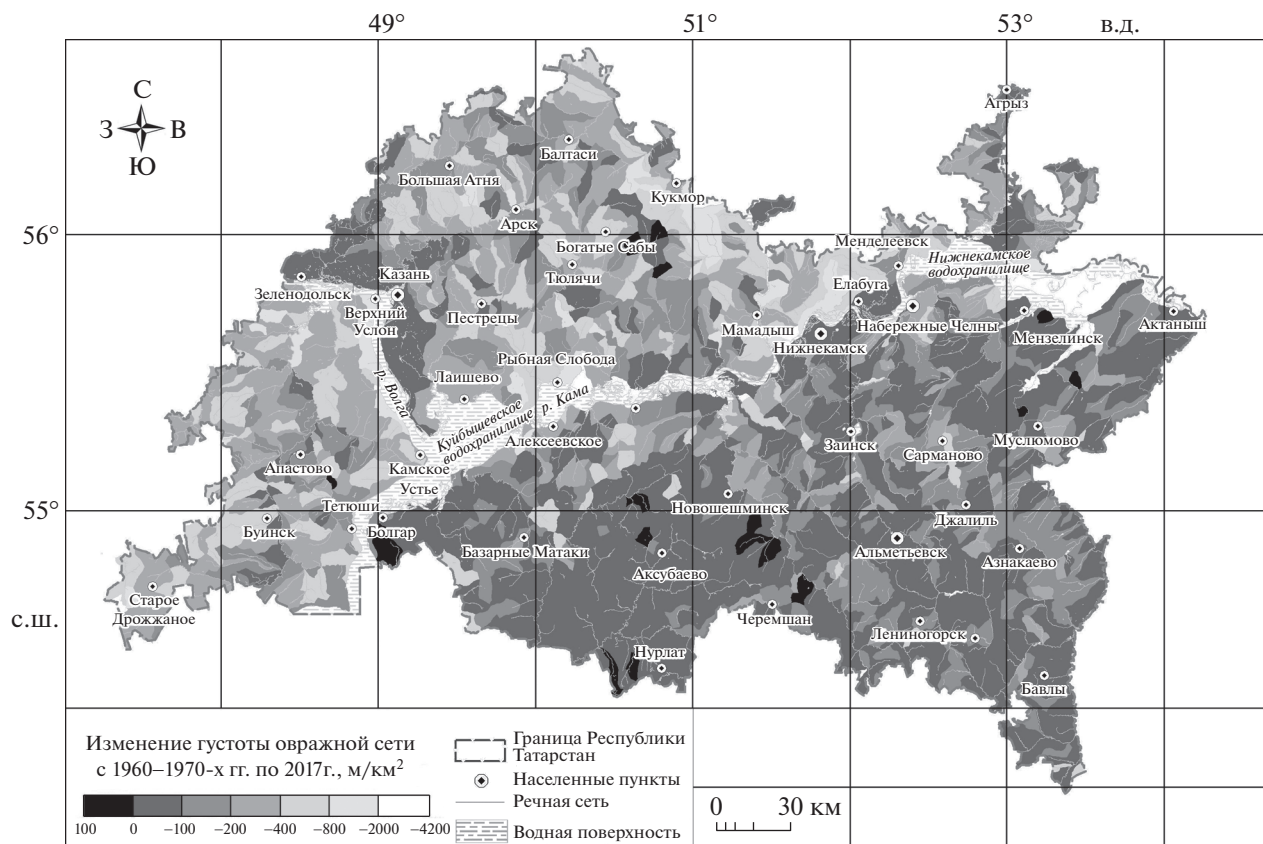


Рис. 4. Изменение густоты овражной сети с 1960–1970-х по 2017 г. на территории Республики Татарстан.

ханности, залесенности и залуженности (в %) за 2 периода (1985–1992 и 2013–2019 годы). Оценивалось изменение перечисленных показателей за рассматриваемые периоды, и анализировалась зависимость изменения густоты оврагов от изменений распаханности, залесенности и залуженности бассейнов. Проведенная оценка изменений землепользования в 2019 г. относительно 1985 г. показала сокращение площади пашни почти на 10%, увеличение доли лесов на 40.9% и сокращение доли сенокосов и пастбищ на 8.7%. В период 2003–2019 гг. для данной территории площадь пашни практически не менялась. В результате наложения тальвегов оврагов на карту землепользования (2013–2019 гг.) было отмечено, что большое количество оврагов попадает в категорию луг, также часть оврагов располагается в пределах населенных пунктов. Однако проведенный корреляционный анализ между изменением густоты овражной сети и изменениями в распаханности, залесенности и залуженности бассейнов не выявил никакой значимой связи (коэффициенты корреляции – 0.014, 0.005 и 0.003 соответственно). Возможно, что роль динамики землепользования на овражность территории становится заметна при более существенных изменениях этих параметров.

На рис. 5 представлены разновременные аэрокосмические снимки фрагментов территории, расположенных в Предкамье. Хорошо видно, что за последние 39–45 лет здесь произошло затухание овражной эрозии. Бывшие овраги различного типа, по сути, трансформировались в балочные формы. На этих фрагментах территории редуцирование оврагов произошло благодаря противоэрозионному эффекту лесных насаждений, прекращению распашки и залужению привершинной части оврагов.

На территории исследования фиксируется влияние глобального потепления климата на региональные климатические процессы. Рост глобальной приповерхностной температуры, отмечаемый по результатам наблюдений за последние 150 лет, связан с увеличением скорости ее роста в 1970–2000-е годы [15]. Наиболее значительные положительные изменения температурного режима наблюдаются в январе и феврале, приводя к увеличению средних годовых температур воздуха. Подтверждается тенденция к ослаблению суровости погодных условий зимы в целом и отдельных ее месяцев. При этом наиболее быстрыми темпами уменьшается суровость в январе [27]. Все это приводит к уменьшению глубины промерзания почвы и, как следствие, снижению показателей

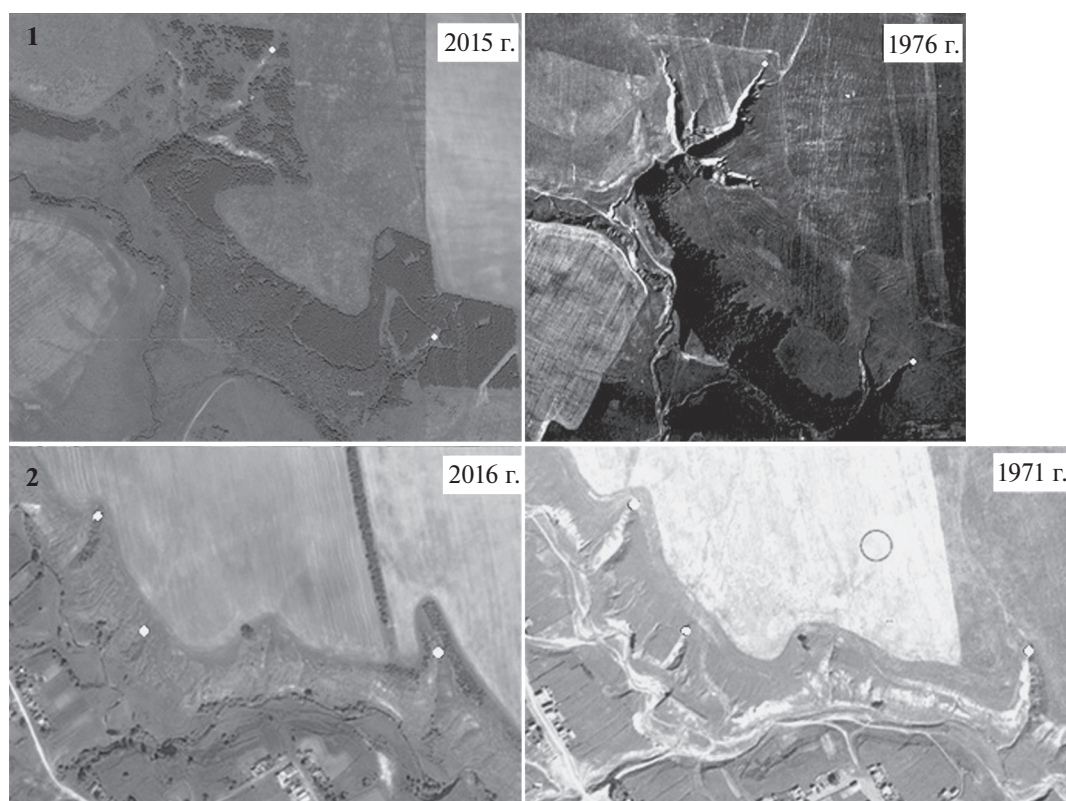


Рис. 5. Примеры затухания овражной эрозии по данным дистанционного зондирования Земли.

1 – д. Большой Сулабаш, Высокогорский район (56°09'26" с.ш., 49°17'26" в.д.); 2 – с. Малые Кирмени, Мамадышский район – (55°44'31" с.ш., 51°04'48" в.д.), Предкамье РТ.

талого стока. По данным полевого мониторинга роста оврагов на территории Удмуртии из-за глобального потепления, в частности, снижения глубины промерзания почв в зимние месяцы, значительно снизился поверхностный сток с водосборов оврагов в период весеннего снеготаяния. Это привело к снижению в 1998–2014 гг. в четыре раза темпов роста оврагов по сравнению с 1978–1997 гг. [28].

За 1955–2009 гг. количество осадков в регионе существенно изменилось [15]. Изменения носили сложный и разнонаправленный характер. С середины 1950-х и до 1970-х годов сумма осадков уменьшилась. А с 1970-х годов годовые суммы несколько увеличились за счет резкого роста осадков теплого периода. В холодный период рост сумм осадков с конца 1970-х годов и до начала XXI века составил 35 мм за 23 года, а рост количества осадков теплого периода – 48 мм за 15 лет (с середины 1970-х и до конца 1980-х годов). Таким образом, несмотря на существенное уменьшение количества осадков в конце исследуемого временного интервала, в период наиболее активных современных изменений климата количество осадков несколько выросло. В холодный период это повышение составило величину около 20 мм, в теплый – около 10 мм [15]. А годовые суммы ат-

мосферных осадков увеличились в регионе исследования на 30 мм.

В настоящее время наблюдаются увеличение подземной составляющей и сокращение поверхностной составляющей склонового стока, основная часть которой приходится на период половодья [29]. Так, например, в южной части лесной зоны Русской равнины вклад средневзвешенного, поверхностного склонового стока снизился в среднем в 1.5 раза, в лесостепной зоне в 2.4 раза. Повсеместно возросла доля стока инфильтрационного происхождения [30]. Понижение доли весеннего стока фиксируется для большей части бассейна р. Камы (на 10%) [31]. Об уменьшении поверхностного стока и смыва с пахотных земель за последние 30 лет также свидетельствует сокращение темпов аккумуляции наносов в днищах балок в различных частях южной половины европейской части России. Так, например, в бассейне реки Мешы (Предкамье) темпы аккумуляции сократились более, чем в 4 раза [32]. Таким образом, снижение темпов эрозии за последние 30–40 лет связано не только с заброшенностью земель и последующим зарастанием пашни, но и с определенными климатическими тенденциями: уменьшение глубины промерзания почвы и сокращение поверхностного склонового стока в период

весеннего снеготаяния [33]. Затуханию процесса овражной эрозии также способствует посадка защитных лесополос, проведенная на территории в середине прошлого века. Отметим также, что в звене линейной эрозии на склонах бассейнов происходят разнонаправленные тенденции: сокращение активности овражной эрозии и продолжающийся рост звена струйчатой (промоинной) эрозии на пашне. Дешифрирование струйчатых размывов, проведенное на 70 ключевых участках по космическим снимкам “Landsat” за 1984–2017 гг. на пашне в лесной, лесостепной и степной зонах востока Русской равнины показало, что за этот период в направлении от юга лесной подзоны к лесостепным и степным ландшафтам наблюдается резкое увеличение как плотности, так и густоты сети промоин: в среднем в 4.6 и 10 раз соответственно. Продвижение пояса струйчатой эрозии идет в сторону водораздела за счет образования новых размывов в верхних частях промоинной сети и ее удлинения, при этом наблюдается заметное сокращение ширины эрозионно слабо активного пояса – микроручейковой эрозии [34].

На этом фоне, на наш взгляд, при современных климатических условиях определяющим фактором уменьшения овражности территории является естественная эволюция этих линейных форм эрозии. То есть завершение активной фазы их развития, пришедшейся на середину прошлого столетия, и постепенная трансформация оврагов в балки.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования по современному расчленению и динамике овражной сети в лесных и лесостепных ландшафтах востока европейской части России с использованием материалов космических съемок и гис-технологий позволили установить пространственно-временные закономерности их развития. Впервые для этой территории создан геоинформационный слой овражной сети, позволяющий в дальнейшем проводить мониторинг оврагов. Сравнение карты современной густоты овражного расчленения с аналогичной картой, составленной более полувека назад, свидетельствует о масштабном сокращении густоты (на порядок) по всей территории. Этот регион, справедливо ранее считавшийся “эрозионным полюсом” России, утратил этот печальный статус. Если в 1960–1970-х годы основной фон густоты оврагов был 100–500 м/км² (сильное расчленение), то на составленной по той же методике карте современных оврагов доминируют бассейны, имеющие овражность менее 10 м/км². В лесной зоне еще сохраняются ареалы умеренного (20–50 м/км²) и значительного (50–100 м/км²) овражно-расчленения, в то время как в лесостепной зоне

преобладают территории со спорадическим и очень слабым распространением оврагов. Самое существенное сокращение густоты оврагов по их абсолютным значениям наблюдается в лесных ландшафтах Предволжья и в ряде бассейнов (рек Казанки и Вятки) Предкамья. В лесостепной зоне Закамья на фоне ранее незначительных показателей овражности сейчас доминируют бассейны, где овраги либо уже не встречаются, либо есть только единичные формы. Исследования линейной и площадной динамики за последние 11 лет более 300 оврагов, имеющих на космических снимках высокого и сверхвысокого разрешения признаки активных форм, также позволяют сделать вывод о постепенном затухании овражной эрозии. Наиболее часто упоминаемые причины подобных принципиальных трансформаций в звене склоновой линейной эрозии – это произошедшие после распада Советского Союза изменения в структуре землепользования и севооборотах, а также в климатической системе. На наш взгляд, они еще требуют своего подтверждения и достаточно дискуссионные. Ключевым фактором существенного сокращения овражной сети является эволюционный. Достигнув пика своего активного развития и состояния динамического равновесия в середине XX века, овраги переходят в балочную стадию. А изменения в землепользовании и в климате (значительное уменьшение талого стока) выступили своеобразными триггерами трансформации склоновой флювиальной системы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 19-17-00064).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Поволжье. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1970. 256 с.
2. Овражная эрозия востока Русской равнины / Науч. ред. А.П. Дедков. Казань: Казанский ун-т, 1990. 140 с.
3. Vanmaercke M., Poesen J., Van Mele B., Demuzere M., Bruynseels A., Golosov V., Fernando J., Bezerra R., Bolysov S., Dvinskih A., Frankl A., Fuseina Y., Guerra A., Haregeweyn N., Ionita I., Imwangana F., Moeyersons J., Moshe I., Samani A., Niacsu L., Nyssen J., Otsuki Y., Radoane M., Rysin I., Ryzhov Y., and Yermolaev O. How fast do gully headcuts retreat // *Earth Science Reviews*. 2016. No. 154. P. 336–355. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.01.009>
4. Seginer I. Gully development and sediment yield // *Journal of Hydrology*. 1966. No. 4. P. 236–253. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(66\)90082-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(66)90082-5)
5. Blong R.J., Graham O.P., and Veness J.A. The role of sidewall processes in gully development // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1982. No. 7. P. 381–385.

6. *Ohmori H., Speight J.G., and Takeuchi K.* Stratigraphic background of gully development of the Pekina catchment in the Mt. Lofty ranges, South Australia // *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*. 1986. No. 21. P. 65–84.
7. *Smith B.J.* Effects of climate and land-use change on gully development: an example from northern Nigeria // *Zeitschrift für Geomorphologie*. 1982. No. 44. P. 33–51.
8. *Ionita I.* Gully development in the Moldavian Plateau of Romania // *Catena*. 2006. No. 68. P. 133–140.
9. *Ghimire S.K., Higaki D., and Bhattarai T.* Gully erosion in the Siwalik Hills, Nepal: estimation of sediment production from active ephemeral gullies // *Earth Surf. Process. Landf.* 2006. 31. P. 155–165.
10. *Castillo C. and Gómez J.A.* A century of gully erosion research: Urgency, complexity and study approaches // *Earth-Science Reviews*. No. 160. 2016. P. 300–319. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.009>
11. *Рыжов Ю.В.* Формирование оврагов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2015. 180 с.
12. *Зайцева М.Ю., Рысин И.И.* Влияние геолого-геоморфологических факторов на рост оврагов в Удмуртии // *Вестн. Удмурт. ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле*. 2017. Т. 27. Вып. 1. С. 87–97.
13. *Gafurov A.M. and Yermolayev O.P.* Automatic Gully Detection: Neural Networks and Computer Vision // *Remote Sensing*. 2020. No. 12. P. 1743. <https://doi.org/10.3390/rs12111743>
14. *Chen Y., Jiao J., Wei Y., Zhao H., Yu W., Cao B., Xu H., Yan F., Wu D., and Li H.* Accuracy assessment of the planar morphology of valley bank gullies extracted with high resolution remote sensing imagery on the Loess Plateau // *Int. J. Environ. Res. Public Health, China*. 2019. No. 16. 369 p. <https://doi.org/10.3390/ijerph16030369>
15. *Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Шанталинский К.М., Наумов Э.П., Соколов В.В.* Климат и окружающая среда Приволжского федерального округа / *Науч. ред. Ю.П. Переведенцев*. Казань: Казан. ун-т, 2013. 300 с.
16. *Ермолаев О.П., Игонин М.Е., Бубнов А.Ю., Павлова С.В.* Ландшафты Республики Татарстан. Региональный ландшафтно-экологический анализ / *Ред. О.П. Ермолаев*. Казань: Слово, 2007. 411 с.
17. Речные бассейны Европейской части России. <http://bassepr.kpfu.ru/>
18. Зеленая книга Республики Татарстан / *Мин-во охраны окружающей среды и природных ресурсов РТ, Эколог. фонд Респ. Татарстан / Глав. ред. Н.П. Торсуев*. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1993. 422с.
19. Государственный доклад о состоянии природных ресурсов и об охране окружающей среды Республики Татарстан (2011–2019 гг.). <https://eco.tatarstan.ru/gosdoklad.htm>.
20. *Люри Д.И., Горячкин С.В., Каравалева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г.* Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 416 с.
21. *Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г.* География динамики земледельческой эрозии почв на европейской территории России // *Почвоведение*. 2017. № 11. С. 1390–1400.
22. *Yermolayev O.P., Rysin I.I., and Golosov V.N.* Mapping assessment of gully erosion in the east of the Russian plain // *Geomorphology*. 2017. No. 2. P. 38–51.
23. *Ермолаев О.П., Медведева Р.А., Платончева Е.В.* Методические подходы к мониторингу процессов эрозии на сельскохозяйственных землях Европейской части России с помощью материалов космических съемок // *Уч. зап. Казанск. ун-та*. 2017. Т. 159. № 4. С. 668–680.
24. *Лабутина И.А.* Дешифрирование аэрокосмических снимков. Уч. пособие для студентов вузов М.: Аспект Пресс, 2004. 184 с.
25. *Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П.* Влияние антропогенных факторов и их изменений в различных ландшафтных зонах на изменения темпов смыва почв за последние 30 лет // *Пространственно-временные закономерности развития современных процессов природно-антропогенной эрозии на Русской равнине / Ред. В.Н. Голосов, О.П. Ермолаев*. Казань: Изд-во АН РТ, 2019. С. 254–257.
26. *Golosov V., Yermolaev O., Litvin L., Chizhikova N., Kiryukhina Z., and Safina G.* Influence of climate and land use changes on recent trends of soil erosion rates within the Russian Plain // *Land Degradation and Development*. 2018. Vol. 29. No. 8. P. 2658–2667.
27. *Гоголь Ф.В.* Динамика центров действия атмосферы первого естественного синоптического района и их влияния на изменения климата Республики Татарстан в зимнее время. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Казань: Казанский ун-т, 2010. 27 с.
28. *Рысин И.И., Голосов В.Н., Григорьев И.И., Зайцева М.Ю.* Влияние изменений климата на динамику темпов роста оврагов Вятско-Камского междуречья // *Геоморфология*. 2017. № 1. С. 90–102.
29. *Сафина Г.Р., Голосов В.Н.* Изменения внутригодового распределения стока малых рек южной половины Европейской части России в связи с изменениями климата // *Уч. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*. 2018. Т. 160. Кн. 1. С. 111–125.
30. *Коронкевич Н.И., Долгов С.В.* О гидрологической роли рельефа в южной части Русской равнины // *Геоморфология*. 2019. № 3. С. 46–56. <https://doi.org/10.31857/S0435-42812019346-56>
31. *Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Агафонова С.А., Евстигнеев В.М., Ефремова Н.А., Повалишников Е.С.* Внутригодовое распределение стока равнинных рек Европейской территории России и его изменение // *Водное хозяйство России*. 2015. № 4. С. 4–20.
32. *Голосов В.Н., Иванова Н.Н., Гусаров А.В., Шарифуллин А.Г.* Оценка тренда деградации пахотных почв на основе изучения темпов формирования стратоземов с использованием ¹³⁷Cs в качестве хрономаркера // *Почвоведение*. 2017. № 10. С. 1–15.
33. *Tsymbarovich P., Kust G., Kumani M., Golosov V., and Andreeva O.* Soil erosion: An important indicator for the assessment of land degradation neutrality in Russia // *International Soil and Water Conservation Research*. Vol. 8 (4). P. 418–429.
34. *Platoncheva E., Yermolaev O., and Essuman-Quainoo B.* Spatial-Temporal Dynamics of the Ephemeral Gully Belt on the Plowed Slopes of River Basins in Natural and Anthropogenic Landscapes of the East of the Russian Plain // *Geosciences*. 2020. No. 10 (5). 167. P. 17. <https://doi.org/10.3390/geosciences10050167>

Modern gully erosion in forest and forest-steppe landscapes of the east of the Russian Plain

O. P. Yermolaev^{a, #}, R. A. Medvedeva^a, and M. A. Ivanov^a

^a Kazan Federal University, Kazan, Russia

[#]E-mail: oyermol@gmail.com

The spatial and temporal assessment of modern gully erosion was carried out for a large region (more than 68000 km²) of the eastern Russian Plain located at the intersection of forest (subzones of southern taiga, mixed and broad-leaved forests) and forest-steppe landforms within the Republic of Tatarstan. The choice of the territory was caused by the high density of gullies established more than half a century ago, as well as by the availability of multi-temporal cartographic data about the gully network density obtained using a unified methodology. The current gully density was determined by visual interpretation of high and ultra-high resolution satellite images for 2010–2017. A geospatial database was created. For this purpose the system of interpretation features of gully forms was developed. Gully maps were developed based on their talweg type using slope, bank, and bottom characteristics as criteria. Two indicators were used to quantify gully erosion: total length per unit area and density of the gully network, where the basin approach was used as an operational territorial unit. Created geo database compiles gullies characteristics for 1674 basins. A total of 9142 gullies were identified in the study area with an average length of 74 meters. The density of the gully network is currently distributed irregularly over the area and averages 12 m/km², reaching a maximum of 405 m/km². The change in the number of gullies spatially coincides with the distribution of the density of the gully network, being on average 0.2 units/km², the maximum being 5 units/km². Among morpho-genetic types, slope gullies dominate (90%), with bank and bottom gullies representing 7% and 3%, respectively. The temporal dynamics of the areal shape and linear growth of active gullies mainly of the slope type was determined by combining each gully shape on two multi-temporal satellite images obtained over a relatively short period (2009–2016). The dynamics were determined for 304 gullies. The average linear growth of gullies is 0.6 m/year, and the average areal growth is 28 m²/year. The spatial and temporal dynamics of the gully density in the river basins was determined by comparing the data of mapping of the modern gully network with the results obtained by mapping gullies on aerial photographs of 1960–1970s. Overall, a significant decrease in gully density, indicating the slowing down of gully formation processes, was established. The average density of the gully network in all the basins decreased by 230 m/km² in the study area. Against the background of the general reduction, only in some basins there was a slight increase in gully density. Minimum values of gully density now correlate with the basins with high indices of grassing of the territory. Changes in hydro-climatic conditions (increased winter temperatures, reduced depth of soil freezing and surface snowmelt runoff), reduction in plowed area, gully evolution (transformation from gully to balka stage), planting of protective forest belts has determined the decreasing trend of gully development in the study area.

Keywords: gully, talweg, gully network, satellite images, linear growth, areal growth

ACKNOWLEDGEMENTS

The study was carried out with the support of the Russian Science Foundation (No. 19-17-00064).

REFERENCES

1. Dedkov A.P. *Ekzogennoe rel'efoobrazovanie v Kazansko-Ulyanovskom Povolzh'e* (Exogenous relief formation in the Kazan-Ulyanovsk Volga region). Kazan: Izd-vo KGU (Publ.), 1970. 256 p. (in Russ.)
2. *Ovrazhnaya eroziya vostoka Russkoi ravniny* (Gully erosion of the East of the Russian Plain). A.P. Dedkov (Ed.). Kazan.: Izd-vo KGU (Publ.), 1970. 140 p. (in Russ.)
3. Vanmaercke M., Poesen J., Van Mele B., Demuzere M., Bruynseels A., Golosov V., Fernando J., Bezerra R., Bolysov S., Dvinskih A., Frankl A., Fuseina Y., Guerra A., Haregeweyn N., Ionita I., Imwangana F., Moeyersons J., Moshe I., Samani A., Niacsu L., Nyssen J., Otsuki Y., Radoane M., Rysin I., Ryzhov Y., and Yermolaev O. How fast do gully headcuts retreat. *Earth Science Reviews*. 2016. No. 154. P. 336–355. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.01.009>.
4. Seginer I. Gully development and sediment yield. *Journal of Hydrology*. 1966. No. 4. P. 236–253. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(66\)90082-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(66)90082-5).
5. Blong R.J., Graham O.P., and Veness J.A. The role of sidewall processes in gully development. *Earth Surface Processes and Landforms*. 1982. No. 7. P. 381–85.
6. Ohmori H., Speight J.G., and Takeuchi K. Stratigraphic background of gully development of the Pekina catchment in the Mt. Lofty ranges, South Australia. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*. 1986. No. 21. P. 65–84.
7. Smith B.J. Effects of climate and land-use change on gully development: an example from northern Nigeria. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 1982. No. 44. P. 33–51.
8. Ionita I. Gully development in the Moldavian Plateau of Romania. *Catena*. 2006. No. 68. P. 133–140.
9. Ghimire S.K., Higaki D., and Bhattarai T. Gully erosion in the Siwalik Hills, Nepal: estimation of sediment production from active ephemeral gullies. *Earth Surf. Process. Landf.* 2006. 31. P. 155–165.

10. Castillo C. and Gómez J.A. A century of gully erosion research: Urgency, complexity and study approaches. *Earth-Science Reviews*. No. 160. 2016. P. 300–319. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.009>.
11. Ryzhov Yu.V. *Formirovanie ovragov na yuge Vostochnoi Sibiri* (Formation of ravines in the South of Eastern Siberia). Novosibirsk: Geo (Publ.), 2015. 180 p. (in Russ.)
12. Zaitseva M.Yu. and Rysin I.I. *Vliyanie geologo-geomorfologicheskikh faktorov na rost ovragov v Udmurtii* (Influence of geological and geomorphological factors on the growth of ravines in Udmurtia). *Vestn. Udmurt. un-ta. Ser. Biologiya. Nauki o Zemle*, 2017. Vol. 27 (1). P. 87–97. (in Russ.)
13. Gafurov A.M. and Yermolayev O.P. Automatic Gully Detection: Neural Networks and Computer Vision. *Remote Sensing*. 2020. No. 12. P. 1743. <https://doi.org/10.3390/rs12111743>.
14. Chen Y., Jiao J., Wei Y., Zhao H., Yu W., Cao B., Xu H., Yan F., Wu D., and Li H. Accuracy assessment of the planar morphology of valley bank gullies extracted with high resolution remote sensing imagery on the Loess Plateau. *Int. J. Environ. Res. Public Health*. China. 2019. No. 16. 369 p. <https://doi.org/10.3390/ijerph16030369>.
15. Perevedentsev Yu.P., Vereshchagin M.A., Shantalskii K.M., Naumov E.P., and Sokolov V.V. *Klimat i okruzhayushchaya sreda Privolzhskogo federal'nogo okruga* (Climate and environment of the Volga Federal District). M.A. Vereshchagin (Ed.). Kazan: KFU (Publ.), 2013. 274 p. (in Russ.)
16. Ermolaev O.P., Igonin M.E., Bubnov A.Yu., and Pavlova S.V. *Landshafty Respubliki Tatarstan. Regional'nyi landshaftno-ekologicheskii analiz* (Landscapes of the Republic of Tatarstan. Regional landscape and environmental analysis). O. P. Ermolaev (Ed.). Kazan: Slovo (Publ.), 2007. 411 p. (in Russ.)
17. *Rechnye basseiny Evropeiskoi chasti Rossii* (River basins of the European part of Russia). <http://bassepr.kpfu.ru/> (in Russ.)
18. *Zelenaya kniga Respubliki Tatarstan* (Green Book of the Republic of Tatarstan). *Min-vo okhrany okruzhayushchei sredy i prirodnikh resursov RT, Ekolog.fond Resp. Tatarstan* (Ministry of Environmental Protection and Nature resources of the Rep. Tatarstan, Ecol. fund of the Republic of Tatarstan). N.P. Torsuev (Ed.). Kazan: Izd-vo KGU (Publ.), 1993. 420 p. (in Russ.)
19. *Gosudarstvennyi doklad o sostoyanii prirodnikh resursov i ob okhrane okruzhayushchei sredy Respubliki Tatarstan (2011–2019)* (State Report on the situation of natural resources and environmental Protection of the Republic of Tatarstan). <https://eco.tatarstan.ru/gosdoklad.htm>. (in Russ.)
20. Lyuri D.I., Goryachkin S.V., Karavaeva N.A., Denisenko E.A., and Nefedova T.G. *Dinamika sel'skokhozyaistvennykh zemel' Rossii v KhKh veke i postagrogennoe vosstanovlenie rastitel'nosti i pochv* (Dynamics of Agricultural Lands in Russia in XX Century and Postagrogenic Restoration of Vegetation and Soils). Moscow: GEOS (Publ.), 2010. 416 p. (in Russ.)
21. Litvin L.F., Kiryukhina Z.P., Krasnov S.F., and Dobrovolskaya N.G. *Geografiya dinamiki zemledel'cheskoi erozii pochv na evropeiskoi territorii Rossii* (Geography of dynamics of agricultural soil erosion in the European territory of Russia). *Eurasian Soil Science*. 2017. No. 11. P. 1390–1400. (in Russ.)
22. Yermolayev O.P., Rysin I.I., and Golosov V.N. Mapping assessment of gully erosion in the east of the Russian plain. *Geomorphology*. 2017. No. 2. P. 38–51. (in Russ.)
23. Ermolaev O.P., Medvedeva R.A., and Platoncheva E.V. *Metodicheskie podkhody k monitoringu protsessov erozii na sel'skokhozyaistvennykh zemlyakh Evropeiskoi chasti Rossii s pomoshch'yu materialov kosmicheskikh s"emok* (Methodological approaches to the monitoring of erosion processes on agricultural lands of the European part of Russia using satellite imagery). *Uch. zap. Kazansk. un-ta*. 2017. Vol. 159. No. 4. P. 668–680. (in Russ.)
24. Labutina I.A. *Deshifrirovaniye aerokosmicheskikh snimkov* (Interpretation of Satellite Images). Moscow: Aspect Press (Publ.), 2004. 184 p. (in Russ.)
25. Litvin L.F. and Kiryukhina Z.P. *Vliyanie antropogennykh faktorov i ikh izmenenii v razlichnykh landshaftnykh zonakh na izmeneniya tempov smyva pochv za poslednie 30 let* (Influence of anthropogenic factors and their changes in various landscape zones on changes in the rate of soil flushing over the past 30 years). *Prostranstvenno-vremennyye zakonomernosti razvitiya sovremennykh protsessov prirodno-antropogennoi erozii na Russkoi ravnine* (Spatial and temporal patterns of development of modern processes of natural and anthropogenic erosion on the Russian plain). V.N. Golosov, O.P. Ermolaev (Eds.). Kazan: Izd-vo AN RT (Publ.), 2019. P. 254–257. (in Russ.)
26. Golosov V., Yermolaev O., Litvin L., Chizhikova N., Kiryukhina Z., and Safina G. Influence of climate and land use changes on recent trends of soil erosion rates within the Russian Plain. *Land Degradation and Development*. 2018. Vol. 29. No. 8. P. 2658–2667.
27. Gogol' F.V. *Dinamika tse ntrov deistviya atmosfery pervogo estestvennogo sinopticheskogo raiona i ikh vliyaniya na izmeneniya klimata Respubliki Tatarstan v zimnee vremya* (Dynamics of the atmospheric action centers of the first natural synoptic region and their influence on climate changes in the Republic of Tatarstan in winter). PhD thesis. Kazan: Izd-vo KGU (Publ.), 2010. 27 p. (in Russ.)
28. Rysin I.I., Golosov V.N., Grigor'ev I.I., and Zaitseva M.Yu. *Vliyanie izmenenii klimata na dinamiku tempov rosta ovragov Vyatsko-Kamskogo mezhdurech'ya* (Influence of climate changes on the dynamics of growth rates of ravines in the Vyatka-Kama interfluves). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2017. No. 1. P. 90–102. (in Russ.)
29. Safina G.R. and Golosov V.N. *Izmeneniya vnutrigodovogo raspredeleniya stoka malyykh rek yuzhnoi poloviny Evropeiskoi chasti Rossii v svyazi s izmeneniyami klimata* (Changes in the intra-annual distribution of the flow of small rivers in the southern half of the European part of Russia in connection with climate changes). *Uch. zap. Kazan.un-ta*. 2018. Vol. 160 (1). P. 111–125. (in Russ.)
30. Koronkevich N.I. and Dolgov S.V. *O gidrologicheskoi roli rel'efa v yuzhnoi chasti Russkoi ravniny* (On the hydrological role of relief in the southern part of the Russian plain). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*.

2019. No. 3. P. 46–56. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0435-42812019346-56>
31. Frolova N.L., Kireeva M.B., Agafonova S.A., Evstigneev V.M., Efremova N.A., and Povalishnikova E.S. *Vnutrigodovoe raspredelenie stoka ravninnykh rek Evropeiskoi territorii Rossii i ego izmenenie* (Intra-annual distribution of flow of lowland rivers of the European territory of Russia and its change). *Water management of Russia*. 2015. No. 4. P. 4–20. (in Russ.)
32. Golosov V.N., Ivanova N.N., Gusarov A.V., and Sharifullin A.G. *Otsenka trenda degradatsii pakhotnykh pochv na osnove izucheniya tempov formirovaniya stratozemov s ispol'zovaniem ^{137}Cs v kachestve khronomarkera* (Assessment of the trend of degradation of arable soils based on the study of the rate of stratozem formation using ^{137}Cs as a chronomarker). *Eurasian Soil Science*. 2017. No. 10. P. 1–15. (in Russ.)
33. Tsymbarovich P., Kust G., Kumani M., Golosov V., and Andreeva O. Soil erosion: An important indicator for the assessment of land degradation neutrality in Russia. *International Soil and Water Conservation Research*. Vol. 8 (4). P. 418–429.
34. Platoncheva E., Yermolaev O., and Essuman-Quainoo B. Spatial-Temporal Dynamics of the Ephemeral Gully Belt on the Plowed Slopes of River Basins in Natural and Anthropogenic Landscapes of the East of the Russian Plain. *Geosciences*. 2020. No. 10 (5). 167. P. 17.
<https://doi.org/10.3390/geosciences10050167>

ПРИЗНАКИ УНАСЛЕДОВАННОГО НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА МОЛОГО-ШЕКСНИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

© 2021 г. Д. С. Зыков^{1,*}, А. В. Полещук¹, С. Ю. Колодяжный¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

*E-mail: zikov58@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.06.2020 г.

После доработки 18.05.2021 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

Статья посвящена рассмотрению вклада тектонических и неотектонических процессов в образование Молого-Шекснинской впадины, а также уточнению ее структурных особенностей и характеру унаследованности ее формирования. В качестве методического подхода применяются линеаментный, морфологический и морфоструктурный анализы. Молого-Шекснинская впадина, заполненная в настоящее время водами Рыбинского моря, имеет признаки унаследованно развивающейся морфоструктуры. Она представляет собой грабеновидную впадину с прямолинейными северо-восточным и юго-западным бортами. Впадина расположена над грабеном, хорошо выраженным в фундаменте и нижней части комплексов чехла, и также заметным в строении кровли дочетвертичных пород. В современном виде впадина заложилась на месте области незначительных тектонических опусканий, и происхождение ее контрастного рельефа связано в основном с деятельностью ледников, следы которых были отчасти сглажены поздне-последледниковыми озерами и водными потоками. На развитие впадины в четвертичное время оказали воздействие обрамляющие ее разломы. Это воздействие выразилось не столько высокоамплитудными смещениями (соответствующими размаху рельефа или кровли поверхности дочетвертичных отложений), сколько формированием ослабленных зон повышенной трещиноватости, которые контролировали экзарационные и абразионные процессы. Полевые исследования подтвердили наличие вдоль юго-западного борта впадины ландшафтного линеамента, образование которого может быть объяснено существованием еще одной ослабленной зоны трещин над Рыбинским разломом. Замеры ориентировки трещиноватости в обнажениях в прибортовой части долины реки Сить показали совпадение простираения основных систем трещин, разломов фундамента и основных морфологических элементов района, в частности бортового уступа водохранилища, что свидетельствует о его тектонической предопределенности.

Ключевые слова: Молого-Шекснинская впадина, Рыбинский грабен, Русская плита, ледниковые процессы, неотектоника, зоны трещиноватости

DOI: 10.31857/S043542812104012X

ВВЕДЕНИЕ

Вклад неотектонических процессов в образование Молого-Шекснинской впадины (депрессии), характер внутриплитного тектогенеза в новейшее время, ее структурные особенности и характер унаследованности развития освещены еще недостаточно [1, 2]. Статья является первой в серии из двух статей, посвященной формированию рельефа, неотектоническим и геодинамическим особенностям развития этого региона.

Значение подобных исследований состоит в том, что они позволяют понять характер внутриплитного тектогенеза в новейшее время [1, 2]. Район Молого-Шекснинской впадины освещен с этих позиций еще недостаточно. Расположена

исследуемая территория в Ярославской области северо-западнее г. Рыбинска.

Молого-Шекснинская впадина (заполненная ныне искусственным водохранилищем – т. н. Рыбинским морем) имеет длительную историю изучения. Структура впадины ранее рассматривалась в том числе как новейший прогиб и грабен [3–5] во многом вследствие своих очертаний – она ограничена сравнительно прямолинейными северо-восточным и юго-западным бортами, и на некоторых неотектонических картах и схемах показывалась связанной с новейшими разрывами [1, 6]. Однако многие возникающие вопросы, связанные с ее происхождением, остались недостаточно освещенными. В данной статье мы делаем попытку в определенной степени восполнить этот пробел.

В качестве методического подхода применяются линеаментный, морфологический и морфо-структурный анализы; с помощью космических снимков, аналоговых и цифровых карт рельефа выделялись значимые для целей исследования линеаменты, представленные прямолинейными отрезками элементов ландшафта и уступов рельефа. В обнажениях при полевых работах анализировались дислокации, осложняющие четвертичные породы и системы трещин. Рисунки линеаментов, выявленных по сторонам Молого-Шекснинской депрессии, и крупные формы рельефа сопоставлялись с геологической структурой фундамента и дислокациями чехла, с целью установления характера их взаимосвязи.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА

Молого-Шекснинская депрессия расположена над Среднерусским авлакогеном, осложняющим фундамент Русской плиты Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В этих местах он имеет северо-восточное простирание и устанавливается по материалам глубокого бурения и геофизическим данным [7]. Одна из важнейших особенностей его строения – секущие разрывы. Наиболее значимым из них является разлом северо-западного простирания, называемый Рыбинским, который горизонтально смещает авлакоген с амплитудой более 100 км, и продолжается на север, в район Ладожского озера. Продолжение Рыбинского разлома в восточном Приладожье известно как Восточно-Ладожский разлом. По данным [8] для Восточно-Ладожского разлома характерны признаки новейшей активности, такие как отражения древних структур в современном рельефе; приуроченность к ним повышенных значений крутизны изобазит, построенных по методике В.П. Философова, приуроченность эпицентров землетрясений и палеосейсмодислокаций, взаимосвязь с аномалиями гелия и радона; смещения пунктов GPS и т.п.

Параллельно этому разлому с северо-востока на расстоянии 50–70 км проходит еще один подобный разлом такого же простирания, но со значительно меньшей амплитудой горизонтального смещения, называемый Череповецким. Оба разлома хорошо читаются в магнитных и гравитационных полях [7, 9] и имеют вертикальную составляющую. Эти разломы ограничивают понижение в фундаменте, при этом у Рыбинского разлома опущено северо-восточное крыло, а у Череповецкого – юго-западное. В целом структуру впадины можно считать грабеном [10] (рис. 1, а).

В районе Русской плиты над кристаллическим фундаментом залегает мощный, до первых километров, комплекс осадочных (верхнепротерозойских и фанерозойских) отложений, осложненных

малоамплитудными пликативными и разрывными дислокациями. Рыбинский разлом, секущий фундамент, влияет и на чехольные комплексы, и с этой точки зрения хорошо изучен. Он читается по распределению мощностей и фаций некоторых толщ нижнепалеозойского возраста [9], видимо влияет на усложнение изгибов кровли отложений каменноугольного возраста [11] и в какой-то мере контролирует область распространения мезозойских толщ [10] – а значит, является долгоживущим.

МОЛОГО-ШЕКСНИНСКАЯ ДЕПРЕССИЯ. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

После заполнения Молого-Шекснинской впадины водохранилищем водная поверхность в плане подчеркнула ее форму (рис. 2, б). Ее юго-западный и северо-восточные края примерно прямолинейны и ограничены бортами с уступами. Юго-восточный край извилистый, а северо-западный сильно изрезанный, с двумя заливами вдоль долин рек Молога и Шексна. Размеры этой заполненной водой депрессии примерно 170×50 км, а площадь водного зеркала около 4600 км². Исходя из распространения поздне- и послеледниковых озерных отложений, в период начавшегося таяния и последующей деградации последнего из существовавших здесь ледников (осташковского), это понижение служило дном крупного (большого, чем современное “море”) естественного озера. Последнее сначала образовалось как ледниково-подпрудное, которое затем постепенно частично деградировало, а частично, в позднем плейстоцене, было спущено в бассейн Волги [10, 13–15]. Геологический разрез отложений на дне депрессии показывает, что схожие водоемы существовали здесь и ранее на завершающих стадиях предшествующих оледенений, на переходе к межледниковьям.

Краевые моренные образования осташковского оледенения присутствуют у северного окончания современного водоема, образуя волнисто-грядовый рельеф, а остальная территория вокруг бывшего древнего озера покрыта преимущественно моренами московского оледенения (рис. 2, а), на которых локально встречаются плейстоценовые межледниковые, зандровые, флювиогляциальные, овражные, аллювиальные и другие позднеледниковые, а также голоценовые отложения. Все вместе они образуют полого- и плоско-волнистую или, местами, грядово-холмистую равнину, поверхность которой варьирует по высоте и в которую врезаны впадающие в водохранилище реки. Собственно, дно Молого-Шекснинской депрессии, бывшее дном древнего, не существующего ныне водоема, широко обнажается только по северо-западному обрамле-

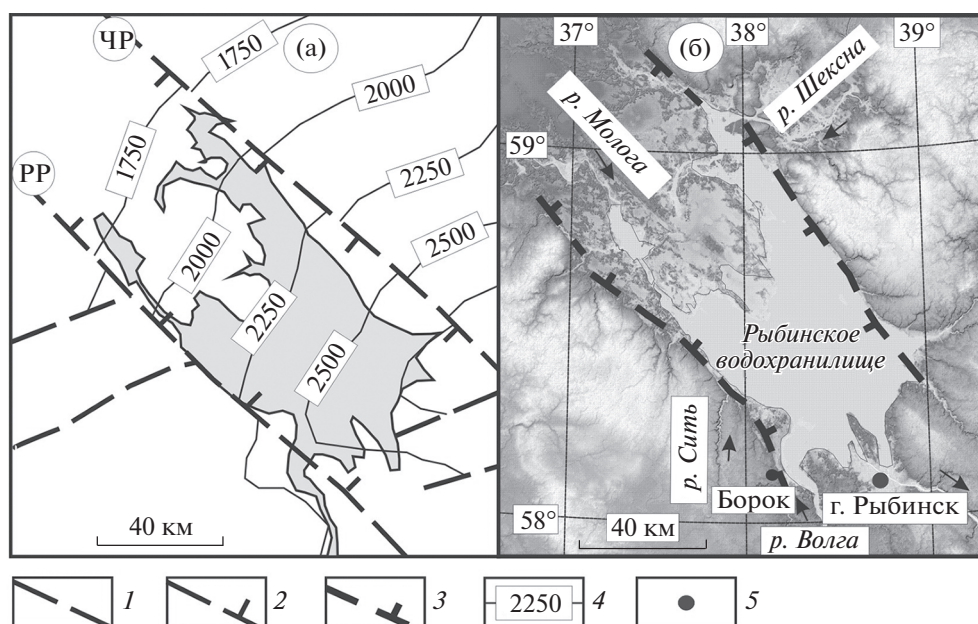


Рис. 1. Соотношения Рыбинского грабена в фундаменте Восточно-Европейской платформы и Молого-Шекснинской депрессии на поверхности.

(а) – грабен в фундаменте (по [10]); (б) – карта цифрового рельефа района Молого-Шекснинской депрессии, залитой Рыбинским водохранилищем (на основании данных миссии SRTM (Shuttle radar Topographic mission), архив USGS (U.S. Geological Survey), <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

1 – разломы Среднерусской зоны дислокаций; 2 – сбросы, ограничивающие Рыбинский грабен; 3 – борта депрессии на поверхности; 4 – изогипсы рельефа фундамента, м; 5 – населенные пункты; РР – Рыбинский разлом; ЧР – Череповецкий разлом.

нию водохранилища, а вдоль остальных бортов прослеживается узкими полосами между водной поверхностью и береговыми уступами. Сложено оно преимущественно песчаными озерными, отчасти аллювиальными отложениями, которые местами перекрыты современными болотными и озерными. Рельеф в целом выровненный, но при этом террасированный лестницей невысоких позднеледниковых террас, отвечающих уровням стояния воды при деградации поздне-последнего озера [10, 15, 16]. Превышение водоразделов пологих возвышенностей вдали от депрессии над ее дном составляет около 100 м, непосредственно над бортом – 25–30 м и выше.

Юго-западный и северо-восточный, сравнительно прямолинейные борта впадины имеют относительно пологие склоны, местами подрезанные водами самого высокого стояния водоема. В этих местах на склоне наблюдаются невысокие, в первые метры, пологие задернованные уступы, фрагментарно протягивающиеся вдоль всего склона. Сложены борта теми же отложениями, которые распространены и на водоразделах. Главным образом – московской мореной, покрытой покровными суглинками и, реже, флювиогляциальными и другими позднплейстоценовыми отложениями. Самая же яркая особенность бортов – их выраженная относительная

прямолинейность в плане, которая особенно хорошо заметна на карте цифрового рельефа (см. рис. 1, б).

Сравнение основных черт рельефа Молого-Шекснинской впадины со структурами фундамента показывает значительное сходство. Прежде всего, бросается в глаза сходство простираний разломов в фундаменте и бортов Молого-Шекснинской депрессии. Все они вытянуты в северо-западном направлении. При этом юго-западный борт водохранилища располагается примерно над Рыбинским разломом, северо-восточный примерно над Череповецким. Дно же Молого-Шекснинской впадины располагается над дном грабена в фундаменте, т.е. имеется соответствие формы погребенной и поверхностной структур. На основании этого в литературе Молого-Шекснинскую впадину неоднократно называли тектонически (неотектонически) предопределенной, и даже считали новейшим грабеном, например: “Еще более отчетлив призрачный характер ограничений котловин Онежского, Белого, Кубенского озер, Мошинской и Молого-Шекснинской впадин...” [3, с. 120] и “Типичными формами рельефа являются обширные, достаточно четко выделяющиеся тектонически обусловленные низины: Молого-Шекснинская...” [4, с. 4] и т.п.

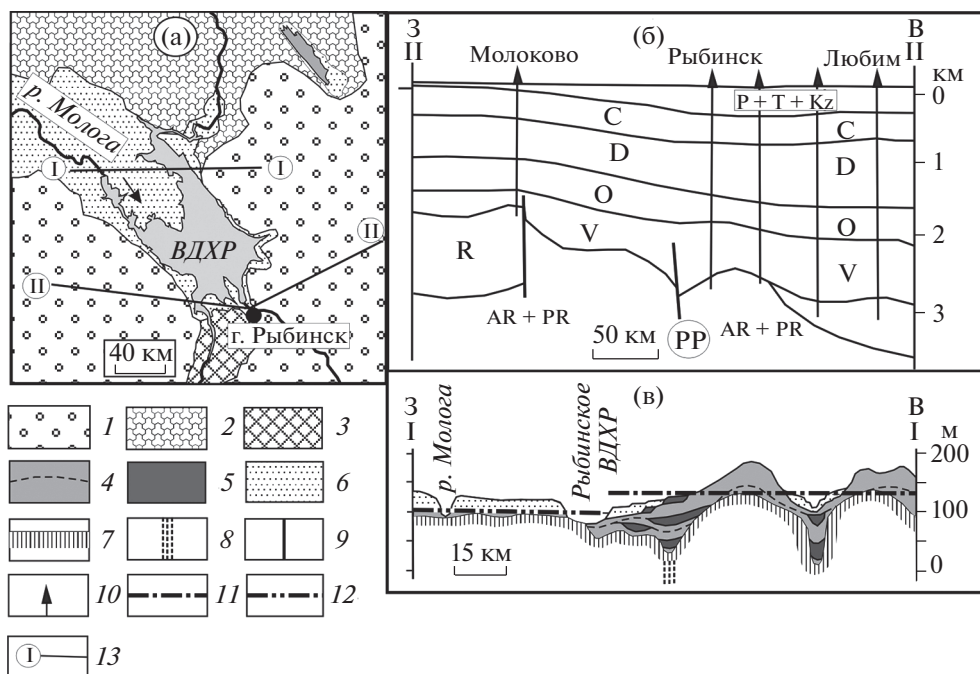


Рис. 2. Геолого-геоморфологическое строение района Молого-Шекснинской депрессии.

(а) – генерализованная схема распространения четвертичных отложений; (б) – геологический разрез комплексов чехла (по [12]); (в) – выражение Молого-Шекснинской депрессии в поверхности дочетвертичных отложений (по [15]).

Области преимущественного распространения: 1 – морены московского оледенения, местами перекрытой последними и голоценовыми отложениями; 2 – морены ошастковского оледенения; 3 – флювиогляциальные отложения; 4 – разновозрастные моренные комплексы на разрезе и межморенные границы; 5 – межморенные отложения; 6 – озерные и озерно-аллювиальные отложения; 7 – кровля дочетвертичных отложений; 8 – предполагаемая зона трещиноватости над Рыбинским разломом; 9 – разломы на разрезе; 10 – скважины; *генерализованный уровень поверхности дочетвертичных пород:* 11 – на водоразделе, 12 – на дне Молого-Шекснинской депрессии; 13 – линии профилей.

Таким образом, идея существования новейшего грабена, которого можно назвать Рыбинским, уже высказывалась в литературе, однако, чтобы подтвердить заключение об участии неотектонического фактора в образовании впадины, необходимо собрать дополнительные свидетельства и ответить на ряд вопросов о соотношении эндогенных и экзогенных процессов. Сделать это не так легко, так как в условиях стабильной платформы все проявления тектоники и неотектоники, особенно связанные с разрывными нарушениями, не столь выразительны, как в горных областях, и происходят на фоне имеющих более значительную рельефообразующую роль процессов денудации и аккумуляции. Однако, чтобы выявить роль неотектоники, необходимо выяснить характер соотношения этих процессов. Кратко остановимся на них.

Для исследуемого района широко принято, что в образовании обширных отрицательных форм рельефа в районе главенствующую роль играет ледниковое выпахивание [3, 13, 16]. Появившиеся при этом процессе формы впоследствии могут дополняться ледниковой аккумуляцией или моделироваться последними водны-

ми потоками и аккумулятивно-абразионными процессами, связанными с появлением во впадинах поздне-последледниковых озерных бассейнов.

Рассмотрим возможные признаки проявлений неотектоники. Одним из них может быть поведение окружающей гидросети, так как известно, что реки служат чутким индикатором поднятий, опусканий и перекосов территории. Для района Молого-Шекснинской депрессии данные на эту тему приводились в работе [3, с. 16]: “Обращает на себя внимание центростремительный план речной сети Молого-Шекснинской низины: Верхняя Волга (на отрезке гг. Углич–Рыбинск), Молога и Шексна с их многочисленными притоками устремляются в южную часть низины, образуя сходящийся веер, свидетельствующий о наличии в полосе схождения тектонического прогиба”.

В связи с этим представляется возможным рассмотреть и другие особенности гидросети исследуемого района. Для этого можно сравнить приведенные в работе Д.Д. Квасова [17] данные о реконструированных руслах дочетвертичных рек, находившихся на месте современной долины р. Волга. Анализ показывает, что юго-западнее

нынешнего Рыбинского моря существовала палеорека, долина которой располагалась примерно параллельно современной Волге, но в ста и менее км южнее нее. Ее приток находился в северо-восточной части Молого-Шекснинской впадины. Современная долина Волги сильно смещена, относительно палеореки к северу и западу, в сторону водохранилища. Река узкой дугой входит во впадину уже в юго-восточном ее углу, как раз там, где А.В. Кожевников и соавт. [4] предполагают, что во время последнего оледенения происходило интенсивное опускание южного борта Молого-Шекснинской депрессии, имеющее приразломный характер. Такое перемещение реки в сторону впадины свидетельствует об опускании последней в четвертичное время и соответствующем влиянии этого опускания на гидросеть. Происходила миграция гидросети, которая выражалась, возможно, не столько в постоянном смещении русла, сколько в заложении его в межледниковое время все ближе к депрессии.

При тектонических исследованиях часто используют деформации маркирующих горизонтов разного происхождения, однако в исследуемом районе мы встречаемся в этом плане с известными трудностями. Как уже отмечалось, Рыбинский и Череповецкий разломы отчетливо читаются в поверхности фундамента и в низах чехла (где амплитуды смещения достаточно велики), в верхнем палеозое и мезозое они гораздо менее выразительны, и на существующих разрезах практически не отражаются, например, как на рис. 2, б. Однако, учитывая отсутствие достаточно детальной сейсмики, и факт, что разрезы эти составляются в основном по результатам бурения, которое здесь не образует сплошной сетки, а ведется со значительным интервалом, границы маркирующих горизонтов здесь интерполируются между редкими скважинами. Следовательно, можно предположить, что если вертикальные деформации, имели место и были сколько-нибудь значительными, то при интерполяции они просто не улавливаются. Горизонтальные же, сдвиговые деформации, обладающие менее значительным вертикальным смещением маркирующих горизонтов, на таких профилях тем более не будут проявлены. Предпосылки же для вероятного существования дислокаций все-таки существуют и заключаются в том, что в толщах наблюдаются пологие изменения мощностей и изгибы кровли чехольных комплексов.

Что касается реперных поверхностей в четвертичных отложениях, то здесь тоже есть ряд ограничений. Пестрота разреза очень высокая: разные морены, межморенные отложения, флювиогляциальные, зандровые и т.п. Все распространены не повсеместно, мощности сильно варьируют, высоты кровли тоже варьируют с разницей от первых метров до десятков метров [5, 10].

Даже на водораздельных пространствах их как уровни проследить затруднительно, а коррелировать одни и те же отложения во впадине и на водоразделах для целей тектоники вообще не репрезентативно, из-за исходной разности в абсолютной высоте и условиях отложения.

Существует, однако, уровень, который с оговорками на модуляцию экзарацией, можно использовать как маркирующий. Это уровень кровли дочетвертичных отложений, который иллюстрирован на профилях, приложенных к картам четвертичных отложений [15, 18]. Фрагмент такого профиля, проходящий через борт Молого-Шекснинской впадины, показан на рис. 2, в. На нем хорошо видны два уровня кровли дочетвертичных пород, различающихся по высоте на десятки метров, — неровный, с врезами речных долин, уровень водоразделов и более ровный уровень под отложениями депрессии. Безусловно, авторы не считают, что это уровень отражает амплитуду именно неотектонического прогибания, о чем выскажутся ниже, но то, что депрессия ярко выражена по кровле дочетвертичных пород, это факт.

Теперь остановимся на следующих ключевых вопросах. Каковы же доказательства неотектонической природы и новейшей, в том числе послеледниковой активности, предполагаемого “Рыбинского грабена”? Каковы причины и время заложения впадины, соотношения глубины депрессии с неотектоническим опусканием, причины возникновения ярко выраженных в рельефе бортов при маловыразительных признаках существования разломов в верхах чехольных комплексов, а также — роль процессов разрывной неотектоники в образовании бортовых уступов?

Ответим на эти вопросы в виде единой концепции, учитывающей особенности маловыразительной платформенной неотектоники.

Базой для наших рассуждений служит упомянутое выше примерное совпадение грабена в фундаменте и депрессии соответствующей формы на поверхности, или, иными словами, “структурное наследование” по Н.С. Шатскому [19].

О причинах и времени заложения Молого-Шекснинской впадины сложно рассуждать ввиду широкого развития ледниковой экзарации, приведшей к неполноте геологической летописи. Однако, учитывая практически единодушную экспертную оценку ведущих геологов и геоморфологов, в основе появления такой крупной формы рельефа лежит область исходного неотектонического опускания [3, 5, 20 и др.]. Возраст ее появления также неоднозначен. На основании датирования заполняющих ее отложений высказывается мнение о ее связи с московским оледенением [5], однако не исключено, что она зало-

жилась и ранее, но соответствующие отложения не сохранились.

Относительно проблемы соотношения глубины депрессии с неотектоническим опусканием мы придерживаемся существующего мнения [3, 5, 20 и др.] о малой амплитуде собственно неотектонических опусканий, которые создали только предпосылки для концентрации в определенном месте процессов денудации — в основном ледниковых (экзарационных) и отчасти постледниковых, углубивших и моделировавших депрессию. Это предположение подтверждается малой выразительностью разрывов и структуры области опускания в верхах чехла.

Экзарацией проделана грандиозная работа по углублению впадины в дочетвертичное ложе и полному выпаживанию исходного прогиба поверхности на ее месте. Кроме этого, морена, которую оставили ледники во впадине, редуцировалась эрозией в межледниковья, но при этом сохранялась на окружающих водоразделах, что увеличило контраст между уровнями их современной поверхности и Молого-Шекснинской впадины. Исходя из этого ни разница высот современного рельефа в депрессии и вокруг нее, ни разность уровней поверхности дочетвертичного ложа не могут быть скоррелированы с амплитудой вертикальных новейших смещений, так как они ее значительно превышают.

Самое важное — оценить вклад разрывной неотектоники в создании бортовых уступов. Нами производились расчистки обнажений по берегам р. Сить в районе пересечения ею бортового уступа в южной части водохранилища. Здесь встречаются четвертичные породы, представленные в низах малиново-красными моренными суглинками с валунами, реже косослоистые поточковые серии, сложенные галечниками с валунами, чередующимися с суглинистыми породами, сверху перекрытые бежево-серыми, местами тонкослоистыми покровными суглинками и супесями. К сожалению, выразительный сместитель бортового разлома со значительной амплитудой нам вскрыть не удалось, а те малоамплитудные дислокации в глинистых породах, которые мы выявляли, больше соответствуют гляциодислокациям, известным на юго-восточной стороне депрессии и в берегах р. Волга [3, 21, 22]. Однако, в условиях платформенной тектоники, подобный крупный разлом в разрезе может представлять собой не единый разрыв со сместителем, что более характерно для горных районов, а с большей вероятностью — диссипативную зону разрывов и повышенной трещиноватости. Для выявления характеристик таковой нами в многочисленных небольших обнажениях в излучинах р. Сить (на рис. 3, а эти места показаны как “обрывистые берега с обнажениями”) замерялись системы тре-

щин, которые имели в большинстве субвертикальный характер. Замеры производились в плотных мелко-тонкодисперсных породах, суглинках и алевролитах, где трещины были хорошо выражены. Этим критериям соответствовали покровные суглинки и, местами, верхние части морены. В них трещины образовывали единые системы. В флювиогляциальных и моренных отложениях, представленных грубообломочными породами, трещины были плохо выражены. Результаты измерений отражены на розе-диаграмме (рис. 4, а). Трещиноватость образует систему четырех основных простираний. Наиболее часто встречаются трещины северо-западного простирания, которые соответствуют простиранию Рыбинского разлома, борту Молого-Шекснинской депрессии и ограничением Рыбинского грабена. Следующий по значимости максимум имеет северо-восточное простирание, соответствующее генерализованному простиранию р. Сить в этих местах. Отмечается также небольшой субмеридиональный максимум, который может быть ассоциирован с простиранием долины р. Сить в ее основной части, расположенной к югу. Другие максимумы пока не находят объяснения. Таким образом, трещиноватость в осадочных породах, слагающих обнажения, согласуется с ориентировкой разломов в фундаменте и основных выявленных морфологических линеаментов на поверхности, что определенно указывает на наличие тектонического фактора в их формировании. При этом можно подчеркнуть, что мы, скорее всего, наблюдали только периферийную часть ее зоны, а основное сгущение трещин, соответствующее разрыву в чехле, за счет денудации должно находиться перед склоном. Это заключение подтверждается тем, что на границе депрессии и водораздельной части, под основанием склона (см. приведенный выше профиль через борт впадины — рис. 2, в), существует значительный врез в кровле дочетвертичных пород, заполненный моренными и межморенными отложениями, в придонной части — даже нижнеплейстоценового возраста.

Учитывая, что зоны разрывов и сгущения трещиноватости (особенно активизированные) являются ослабленными с точки зрения прочности и часто селективно разрабатываются денудацией [23], можно говорить об этом врезе как образовавшемся при селективной экзарационной или эрозионной разработке ослабленной зоны повышенной трещиноватости, свидетельствующей о проявлениях Рыбинского разлома в верхних горизонтах чехла.

Данные, подтверждающие участие тектоники в происхождении бортовых уступов, были собраны нами в процессе полевых работ на юго-западном обрамлении Рыбинского грабена, в районе пос. Брейтово и Борок. Здесь, в низовьях р. Сить, в 2 км выше по течению от бортового уступа

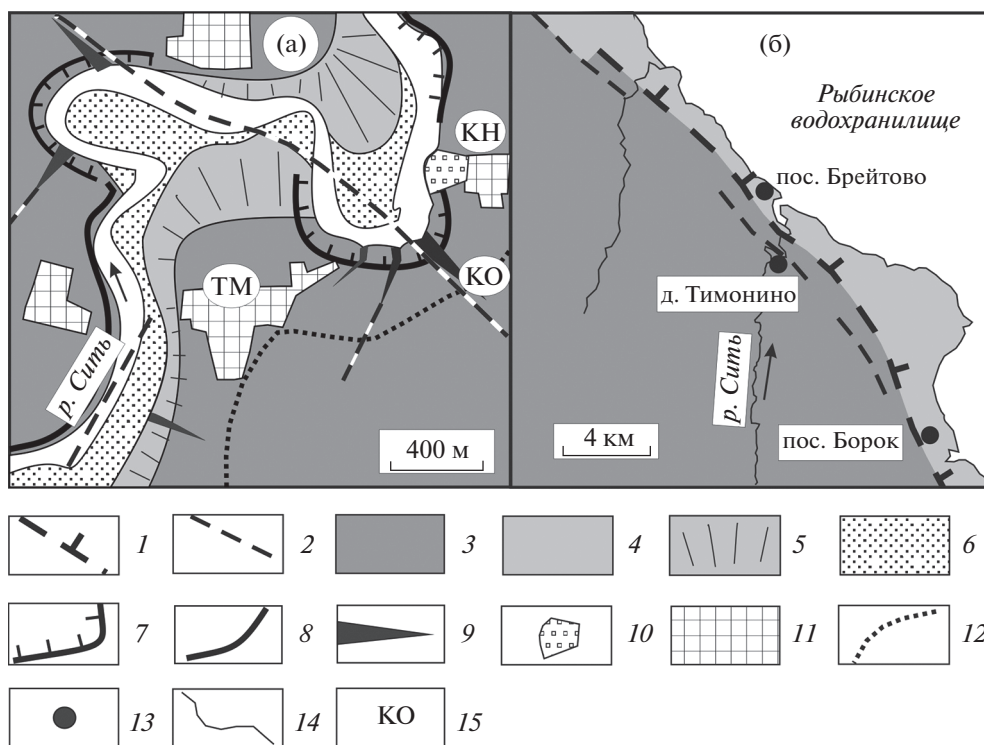


Рис. 3. Ландшафтно-геоморфологические признаки проявлений новейшей тектоники в районе южной части Молого-Шекснинской депрессии.

(а) – участок детальных исследований в районе д. Тимонино в низовьях р. Сить; (б) – выявление структурного линейamenta, параллельного борту депрессии; в районе пос. Борок и Брейтово.

1 – бортовой уступ депрессии; 2 – основные линейаменты; 3 – водораздельные пространства; 4 – дно депрессии; 5 – пологие склоны берегов р. Сить; 6 – пойменные пространства, местами залитые водой; берега: 7 – обрывистые с обнажениями, 8 – крутые задернованные; 9 – овраги; 10 – оползень; 11 – территории, занятые домами; 12 – дорога; 13 – населенные пункты; 14 – реки; 15 – названия объектов; КО – Конюховский овраг; ТМ – д. Тимонино; КН – д. Конохово.

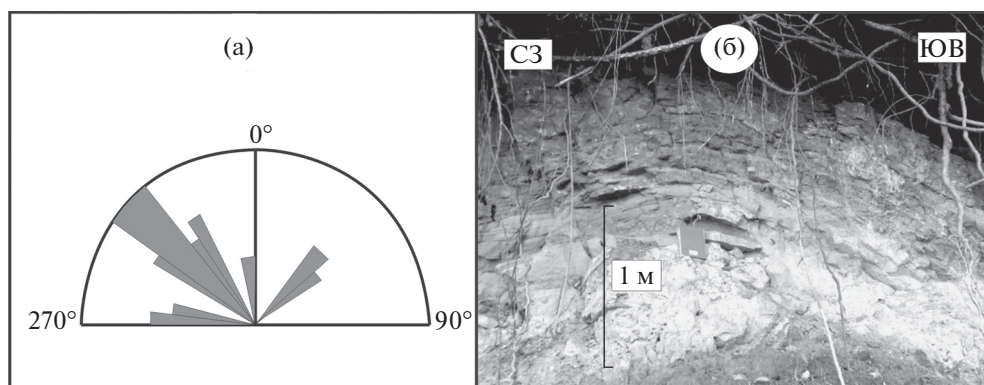


Рис. 4. Дислокации в четвертичной толще в обрывах р. Сить.

(а) – роза-диаграмма трещиноватости; (б) – складка в покровных суглинках у Конюховского оврага.

(рис. 3, а), проводились исследования ландшафтных особенностей территории.

Сопоставление линейных элементов ландшафта – прямолинейных участков реки, оврагов, границ поймы позволило выделить здесь две

главные локальные системы линейаментов. Одна, северо-восточная, связана с генеральным простиранием долины р. Сить в этих местах, другая, ортогональная, хорошо проявлена в районе д. Тимонино. Она имеет северо-западное простира-

ние, прослеживается параллельно уступу вдоль борта Рыбинского моря и отстоит от него примерно на 2 км. Река в этом месте, как и в районе уступа, образует аномально широкие меандры, и линеамент, параллельный уступу, хорошо прослеживается по прямолинейному отрезку реки в этом изгибе, а также подстраивающимися по одной прямой ровному тыловому шву затопленной поймы и двум крупным относительно прямолинейным оврагам (см. рис. 3, а). Один из них, расположенный между с. Тимонино и с. Конюхово, по глубине вреза и длине более ста метров является геоморфологической аномалией для исследуемого района, что косвенно свидетельствует о наличии дополнительного фактора его формирования, по сравнению с остальными многочисленными оврагами (КО на рис. 3, а).

Необходимо отметить, что рядом с устьем этого оврага (западнее него) в обнажении нами были отмечены складчатые дислокации в слоистых покровных суглинках и алевролитах. Такие структуры в других местах нами не наблюдались. Дислокации представляют собой пологие сопряженные складки, с шарниром северо-западного простирания, примерно 2.5 м длиной и высотой более 1 м по одноименным слоям (рис. 4, б). Они не могут иметь гляциодислокационное происхождение, так как развиты в покровных суглинках. Возможны разные механизмы их образования, однако близость их к протяженному линеаменту и локализация только в этом месте позволяют предположить именно тектоническое происхождение. О повышенной активности геологического субстрата рядом с этим оврагом говорит также расположение рядом с ним аномально крупного для района (примерно 200 × 200 м) оползня, расположенного в прибрежной части р. Сить под д. Конюхово. Он выражен в виде пологого луга и дуговидным выступом вдаётся в реку (см. рис. 3, а). Его активность подтверждают персональные сообщения от пожилых крестьян.

Линеамент, описанный выше, фрагментарно продолжается как к северо-западу, так и к юго-востоку параллельно береговому уступу (рис. 4, б). В 8 км к северо-западу от пос. Брейтово он переходит в береговой уступ, а в 9 км к юго-востоку читается по линейному разряжению лесной растительности. Таким образом, мы можем выделить крупную линейную зону, параллельную прибортовому уступу, но отличающуюся от него отсутствием значимого перепада высоты рельефа на большей его части. Дублирование прямолинейного уступа практически параллельным ему линеаментом, скорее всего, может быть объяснено с тектонических позиций — наличием еще одной зоны повышенной трещиноватости, отвечающей Рыбинскому разлому, но гораздо менее активной и хуже разработанной денудацией.

В формировании самого уступа, его высоты и линейной формы определяющую роль, видимо, играют зоны трещиноватости. Вклад вертикального дизъюнктивного или флексурного тектонического смещения в его образование конечно есть, но выявить его очень непросто. Скорее всего, он рассеян в пестроте залегающих на разной высоте разнообразных четвертичных отложениях, или замаскирован дислокациями, связанными с деятельностью ледника. Но играть определяющую роль в образовании уступа трещины будут и не зависимо от смещения, которое может и не быть значительным. Судя по тому, что они секут моренные, флювиогляциальные отложения и покровные суглинки, они активно развиваются в четвертичное время. Скорее всего, они образовывались над Рыбинским разломом во время активизаций, и далеко не везде в их широкой зоне произошли явные выразительные смещения. У краев впадины над разрывами в фундаменте системы ступались, и образовывали сравнительно прямолинейную ослабленную зону.

Что же касается экзарации, то языки ледника с их фронтальными полукруглыми частями не имеют причин, без влияния внешних воздействий, образовывать ровные параллельные на значительном протяжении борта. А вот подстраиваться под некую раму они могут, естественно, подрезая ее. Поэтому, с учетом приведенной выше ссылки на пониженную прочность зон трещиноватости, можно утверждать, что они выпахивали дно депрессии, подрезая борта по ослабленным зонам трещиноватости, и образуя высокий прямолинейный уступ. Возможно также, подработал этот уступ и бассейн поздне-последледникового озера во время своего высокого стояния. Его воды подошли к основанию уступа, но только подчеркнули его. Видимо, активизированная трещиноватость повлияла и на конфигурацию зоны абразии. Как известно, прямолинейные берега озер (уступы), связанные с разрывами и трещинами, — совсем не редкость [23].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Молого-Шекнинская депрессия, занятая ныне водами Рыбинского моря, имеет признаки унаследовано развивающейся морфоструктуры в понимании Н.С. Шатского [19] и согласно определению, данному Ю.А. Мещеряковым [24]. Она представляет собой грабеновидную депрессию с прямолинейными северо-восточным и юго-западным бортами, расположена над грабеном, хорошо выраженным в фундаменте и низах чехла, и имеет признаки проявления тектонических движений в кровле дочетвертичных пород. Заложилась она на месте слабых тектонических опусканий, и происхождение ее контрастного рельефа обязано в основном деятельности ледников, сле-

ды которых затем отчасти моделировались воздействием позднепоследних озер и водных потоков. На ее развитие оказывали влияние обрамляющие ее разломы, что выражалось в большой мере не высокоамплитудными смещениями, соответствующими размаху высот современной поверхности или кровли дочетвертичных отложений, а в основном, за счет образования ослабленных зон повышенной трещиноватости, которые создавали “раму” для экзарационных и абразионных процессов. В ходе полевых исследований вдоль юго-западного борта впадины выявлен ландшафтный линеймент, образование которого может быть объяснено существованием еще одной ослабленной зоны трещин над Рыбинским разломом. Замеры ориентировки трещиноватости в обнажениях прибортовой части р. Сить показали совпадение простирания основных систем трещин, разломов в фундаменте и основных морфологических элементов района, в частности бортового уступа водохранилища, что свидетельствует о его тектонической предопределенности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00485) в рамках темы Госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0047.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. 299 с.
2. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 304 с.
3. *Новский В.А.* Плейстоцен Ярославского Поволжья. М.: Наука, 1975. 236 с.
4. *Кожевников А.В., Найдина О.Д., Семенов В.М., Хомяк С.В.* Верхний плейстоцен Онежского Нечерноземья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 120–142.
5. *Бородин Н.Г., Шаталова О.Н., Дашевский В.В., Соколова Т.Д., Бахракова Н.В.* Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР, масштаб 1:200 000. Сер. Московская. Листы О-37-XIV, XV, XVI, XXI / Ред. М. И. Лопатников. Москва: ПГО Центр геология МГРЭ, 1985. 219 с.
6. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии // Тр. ГИН РАН. 1999. Вып. 514. 242 с.
7. *Чамов Н.П.* Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.
8. *Агбалов А.О.* Неотектоническая активизация докембрийского структурного плана Северного Приладожья (юго-восток Балтийского щита). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2019. 23 с.
9. *Дмитровская Ю.Е., Хераскова Т.Н.* Палеогеографические и геодинамические обстановки формирования поздневендских и кембрийских отложений в центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 1–12.
10. *Застрожнова О.И., Кротова-Путинцева А.Е., Лукьянова Н.В., Кириков В.П., Коссовая О.Л. и др.* Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист О-37 (Ярославль) / Ред. В.П. Кириков. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 356 с.
11. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. Масштаб 1:2500000 / Ред. А.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ГУГК, 1981.
12. *Гаврилов В.П., Дворецкий П.И., Дунаев В.Ф., Пономарев В.А., Руднев А.Н.* Геология и нефтегазоносность Московской и Мезенской синеклиз. М.: Газпром, 2000. 157 с.
13. *Москвитин А.И.* Молого-Шекснинское межледниковое озеро // Тр. Института геологических наук АН СССР. Вып. 88. Геологическая серия (№ 26), 1947. С. 5–18.
14. *Бреслав С.Л.* Четвертичная система. Геология СССР. Т. IV. Центр Европейской части СССР: (Московская, Владимирская, Ивановская, Калининская, Калужская, Костромская, Рязанская, Тульская, Смоленская и Ярославская области): геологическое описание / Ред. А. В. Сидоренко. М.: Недра, 1971. С. 489–637.
15. *Барашикова З.К.* Карта четвертичных отложений. Лист О-37(38): Нижний Новгород. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия) / Ред. С.М. Шик, В.П. Кириков. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
16. *Спиридонов А.И.* Геоморфология Европейской части СССР. М.: Высш. шк., 1978. 335 с.
17. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
18. *Симонова Г.Ф., Бородин Н.Г.* Карта четвертичных отложений. Московская серия. Лист О-37-XIV: Красный Холм. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000 / Ред. М.И. Лопатников. Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
19. *Шатский Н.С.* Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 5. О происхождении Пачелмского прогиба // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30. № 5. С. 5–26.
20. *Хавин Е.И.* Геологическое описание маршрута по участкам Рыбинск-Череповец-Белое озеро // Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В.И. Ленина. Л.: Наука, 1968. С. 113–119.
21. *Лобанов А.И.* Корреляционные признаки тиллов центра России // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2002. № 2. С. 27–40.
22. *Киселев Д.Н., Баранов В.Н., Муравин Е.С., Новиков И.В., Сенников А.Г.* Атлас геологических памятников природы Ярославской области. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2003. 120 с.
23. *Макарова Н.В., Суханова Т.В.* Геоморфология. Учебное пособие. М.: КДУ, 2007. 414 с.
24. *Мещеряков Ю.А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.

The signs of inherited neotectonic development of the Mologo-Sheksna depression area

D. S. Zykov^{a, #}, A. V. Poleshchuk^a, and S. Yu. Kolodyazhnyi^a

^a Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

[#]E-mail: zykov58@yandex.ru

The article is devoted to the consideration of the contribution of tectonic and neotectonic processes to the formation of the Mologo-Sheksna depression, as well as clarification of its structural features and the nature of the inheritance of its formation. Lineament, morphological and morphostructural analyzes are used as a methodological approach. The Mologo-Sheksna depression, currently filled with the Rybinsk Sea, has signs of an inherited developing morphostructure. It is a graben-shaped depression with linear northeastern and southwestern sides. The depression is located above the graben, which is well expressed in the basement and the lower part of the cover complexes, and, also has an expression in the top of pre-Quaternary rocks. A depression was formed on the site of an area of insignificant tectonic subsidence, and the origin of its contrasting relief is mainly associated with the activity of glaciers, the traces of which were then partly smoothed out by late-post-glacial lakes and water flows. The development of the depression was influenced by the surrounding faults. This impact was expressed not so much by high-amplitude displacements (corresponding to the range of the topography or top of the surface of pre-Quaternary deposits), but by the formation of zone of weakness with increased fracturing, which controlled the manifestation of exaration and abrasion processes. Field studies confirmed the existence of an additional landscape lineament along the southwestern side of the depression, the formation of which can be explained by the existence of another zone of weakness with fractures above the Rybinsk Fault. Measurements of the orientation of fractures in outcrops in the near-edge part of the Sit' River valley showed the coincidence of the strike of the main systems of fractures, basement faults and the main morphological elements of the area, in particular, the side scarp of the reservoir, which indicates its tectonic predetermination.

Keywords: Mologo-Sheksna depression, Rybinsk graben, Russian plate, glacier processes, neotectonics, fracture zones

ACKNOWLEDGMENTS

The research was funded by the Russian Foundation of Basic Research No. 18-05-00485 and was done in the framework of the state program tasks (No. 0135-2019-0047 (GIN RAS)).

REFERENCES

1. Yudahin F.N., Shchukin Yu.K., and Makarov V.I. *Glubinnoe stroenie i sovremennyye geodinamicheskie protsessy v litosfere Vostochno-Evropейskoi platformy* (Deep structure and modern geodynamic processes in the lithosphere of the East European Platform). Ekaterinburg: UrO RAN (Publ.), 2003. 299 p.
2. Kopp M.L. *Mobilisticheskaya neotektonika platform Jugo-Vostochnoi Evropy* (Mobilistic neotectonics of platforms of southeastern Europe). Moscow: Nauka (Publ.), 2004. 304 p.
3. Novsky V.A. *Pleistotsen Yaroslavskogo Povolzh'ya* (Pleistocene of the Yaroslavl Volga region). Moscow: Nauka (Publ.), 1975. 236 p.
4. Kozhevnikov A.V., Naidina O.D., Semenov V.M., and Hamster S.V. Upper Pleistocene of the Onega Non-Humus Region. *Byull. MOIP. Otd. Geol.* 1983. Vol. 58(1). P. 120–142. (in Russ.)
5. Borodin N.G., Shatalova O.N., Dashevsky V.V., Sokolova T.D., and Bastrakova N.V. Explanatory note to the state geological map of the USSR. Scale 1: 200000. Moscow series. Sheets O-37-XIV, XV, XVI, XXI. M.I. Lopatnikov (Ed.). Moscow: PGO Tsentrgeologiya MGRE (Publ.), 1985. 219 p. (in Russ.)
6. Trifonov V.G. *Neotectonica Evrazii* (Neotectonics of Eurasia). *Trudy GIN RAN (Transactions of the GIN RAS)*. 1999. Vol. 514. 242 p.
7. Chamov N.P. *Stroenie i razvitie Srednerussko-Belomorskoj provintsii v neoproterozoe* (The structure and development of the Central Russian-Belomorian Province in Neoproterozoic). Moscow: GEOS (Publ.), 2016. 233 p.
8. Agibalov A.O. *Neotektonicheskaya aktivizatsiya dokembriiskogo strukturnogo plana Severnogo Priladozh'ya (yugo-vostok Baltiiskogo shchita)* (Neotectonic activation of the Precambrian structural plan of the Northern Ladoga (southeast of Baltic shield)). PhD thesis. Moscow: MSU (Publ.), 2019. 23 p.
9. Dmitrovskaya Yu.E. and Kheraskova T.N. *Paleogeograficheskie i geodinamicheskie obstanovki formirovaniya pozdnevendskikh i kembriiskikh otlozhenii v tsentral'noi chasti Vostochno-Evropейskoi platformy* (Paleogeographic and geodynamic conditions of formation of late Vendian and Cambrian deposits in the Central part of the East European platform). *Litologiya i poleznye iskopayemye (Lithology and mineral resources RAS)*. 1999. No. 6. P. 1–12. (in Russ.)
10. Zastrozhnova O.I., Krotova-Putintseva A.E., Lukyanova N.V., Kirikov V.P., Kossovaya O.L. et al. *Ob'yasnitel'naya zapiska k gosudarstvennoi geologicheskoi karte Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1: 1000000 (tret'e pokolenie). List O-37 (Yaroslavl')* (Explanatory note to the state geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1000000 (third generation). Sheet O-37 (Yaroslavl)). V.P. Kirikov (Ed.). SPb.: VSEGEI (Publ.), 2015. 356 p. (in Russ.)

11. International tectonic map of Europe and adjacent areas. Scale 1: 2500000. A.A. Bogdanov and V.E. Hain (Eds.). M.: GUGK (Publ.), 1981.
12. Gavrilov V.P., Dvoretzky P.I., Dunaev V.F., Ponomarev V.A., and Rudnev A.N. *Geologiya i neftegazonosnost' Moskovskoi i Mezenskoi sinekliz* (Geology and oil and gas potential of the Moscow and Mezen synclises). Moscow: Gazprom (Publ.), 2000. 157 p.
13. Moskvitin A.I. *Mologo-Sheksninskoe mezhdnukovoe ozero* (Mologo-Sheksna interglacial lake). Proceedings of the Institute of Geological Sciences of the USSR Academy of Sciences. Issue 88. Geological series (No. 26). 1947. P. 5–18.
14. Breslav S.L. *Chetvertichnaya sistema. Geologiya SSSR. T. IV. Centr Evropeiskoi chasti SSSR: (Moskovskaya, Vladimirskaya, Ivanovskaya, Kalininskaya, Kaluzhskaya, Kostromskaya, Ryazanskaya, Tul'skaya, Smolenskaya i Yaroslavskaya oblasti): geologicheskoe opisaniye* (Quaternary system. Geology of the USSR. Vol. IV: Center of the European part of the USSR: (Moscow, Vladimir, Ivanovsk, Kalinin, Kaluga, Kostroma, Ryazan, Tula, Smolensk and Yaroslavl regions): geological description). A.V. Sidorenko (Ed.). Moscow: Nedra (Publ.), 1971. P. 489–637.
15. Barashkova Z.K. *Karta chetvertichnykh otlozhenii. List O-37(38): Nizhnii Novgorod. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1000000 (novaya seriya)* (Quaternary sediment map. Sheet O-37 (38): Nizhny Novgorod. State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1000000 (new series)). S.M. Shik, V.P. Kirikov (Eds.). S.-Petersburg: VSEGEI (Publ.), 1999.
16. Spiridonov A.I. *Geomorfologiya Evropeiskoi chasti SSSR* (Geomorphology of the European part of the USSR). Moscow: Vysshaya shkola (Publ.), 1978. 336 p.
17. Kvasov D.D. *Pozdnechetvertichnaya istoriya krupnykh ozer i vnutrennikh morei Vostochnoi Evropy* (Late Quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe). Leningrad: Nauka (Publ.), 1975. 278 p.
18. Simonova G.F. and Borodin N.G. *Karta chetvertichnykh otlozhenii. Moskovskaya seriya. List O-37-XIV: Krasnyi kholm. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1:200000* (Quaternary sediment map. Moscow series. Sheet O-37-XIV: Krasnyj holm. State geological map of the USSR. Scale 1:200000). M.I. Lopatnikov (Ed.). Leningrad: VSEGEI (Publ.), 1985.
19. Shatskii N.S. *Sravnitel'naya tektonika drevnikh platform. St. 5. O proiskhozhdenii Pachelmskogo progiba*. (Comparative tectonics of ancient platforms. Paper. 5. On the origin of the Pachelm trough). *Byull. MOIP. Otd. geol.* 1955. T. 30. No. 5. P. 5–26.
20. Khavin E.I. *Geologicheskoe opisaniye marshruta po uchastkam Rybinsk–Cherepovets–Beloe ozero* (Geological description of the route along the sections Rybinsk–Cherepovets–Beloe Ozero). *Geologicheskii putevoditel' po kanalu im. Moskvy i Volgo-Baltiiskomu vodnomu puti im. V.I. Lenina* (Geological guide to the Moscow Canal and the Volga-Baltic waterway named after V.I. Lenin). Leningrad: Nauka (Publ.), 1968. P. 113–119. (in Russ.)
21. Lobanov A.I. *Korrelyatsionnye priznaki tillov tsentra Rossii* (Correlation signs of tills in the center of Russia). *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya Geologiya*. 2002. No. 2. P. 27–40. (in Russ.)
22. Kiselev D.N., Baranov V.N., Muravin E.S., Novikov I.V., and Sennikov A.G. *Atlas geologicheskikh pamyatnikov prirody Yaroslavskoi oblasti* (Atlas of geological natural monuments of the Yaroslavl region). Yaroslavl: YAGPU (Publ.), 2003. 120 p. (in Russ.)
23. Makarova N.V. and Sukhanova T.V. *Geomorfologiya. Uchebnoye posobie* (Geomorphology. Tutorial). M.: KDU (Publ.), 2007. 414 p.
24. Meshcheryakov Yu.A. *Strukturnaya geomorfologiya ravninnykh stran* (Structural geomorphology of lowland countries). Moscow: Nauka (Publ.), 1965. 390 p.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ОБСТАНОВОК ЭКЗОГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

© 2021 г. Е. О. Мухаметшина^{1,*}, Е. А. Зеленин², И. Ф. Пендеа³

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Университет Лэйкхэд, Ориллиа, Канада

*E-mail: eomukhametshina@igras.ru

Поступила в редакцию 01.03.2021 г.

После доработки 06.05.2021 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

Проведен спорово-пыльцевой анализ озерных и субаэральных отложений опорного разреза Камплен в Центральной Камчатской депрессии (ЦКД). Полученные материалы позволили реконструировать обстановки рельефообразования в ЦКД в позднем плейстоцене, позднеледниковые и при переходе к голоцену, что существенно продлевает в прошлое палеогеографическую летопись, разработанную для голоцена Камчатки. Установлено, что после 18 тыс. л.н. в условиях относительно холодного климата на водосборе палеозера, заполнявшего ЦКД в последнее оледенение, были распространены открытые ландшафты с преобладанием разнотравно-злаковых сообществ. Присутствие пыльцы древесных и теплолюбивых водных растений указывает на ограниченные масштабы горно-долинного оледенения. В рассматриваемое время был выявлен период похолодания 15–13 тыс. л.н., проявившийся в разрежении растительного покрова, но не приведший к значительному расширению ледников. После 13 тыс. л.н. потепление климата при постепенной деградации ледников привело к восстановлению хвойных лесов на водосборе палеозера. Спуск озера около 11.5 тыс. л.н. и начало накопления субаэральных отложений в районе изученного разреза приблизительно соответствуют нижней границе голоцена, что подтверждает ключевую роль климата в этапности рельефообразования ЦКД в рассматриваемый период.

Ключевые слова: Камчатка, плейстоцен, голоцен, реконструкция растительности

DOI: 10.31857/S0435428121040076

ВВЕДЕНИЕ

На рубеже позднего плейстоцена и голоцена происходили наиболее резкие изменения климата и природной обстановки во всем Северном полушарии, в том числе на северо-востоке Азии. Несмотря на то что эти климатические изменения ярко выражены в ледовых ядрах полярных районов и в морских осадочных колонках, континентальные осадки этого времени для западной Берингии, включая Камчатку, изучены слабо. Последние крупные исследования для эпохи позднеплейстоценового оледенения на Камчатке проводились около 50 лет назад [1–3], когда возможности датирования осадков были далеки от современных. В 2014–2019 гг. в пределах Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) нами и нашими коллегами были обнаружены и описаны отложения озера, предположительно заполнявшего ЦКД в позднем плейстоцене [4]. Настоящее исследование содержит первые данные спорово-

пыльцевого анализа отложений этого озера на рубеже позднего плейстоцена и голоцена. Полученные материалы позволяют выделить и датировать основные этапы перестройки экзогенных рельефообразующих процессов, запечатленные в ранее не исследованных палеоархивах природной среды плейстоцена Камчатки.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследуемый регион – часть активной континентальной окраины на стыке Азиатского континента и Тихого океана. Крупнейшим элементом современной морфоструктуры Камчатки является ЦКД, обрамленная с востока и запада Восточными хребтами и Срединным хребтом соответственно (рис. 1). Общая ее длина достигает 450 км, а максимальная ширина – 80–90 км. Эта депрессия имеет асимметричное строение с пологим

западным и крутым восточным бортом р. Камчатка — крупнейшего водотока ЦКД и Камчатки в целом. Река протягивается вдоль ЦКД, а в нижнем течении поворачивает на восток и пересекает хр. Кумроч.

Широтное положение полуострова, а также влияние холодных морей и холодных течений, обусловили довольно суровый климат Камчатки, однако эти же факторы способствовали формированию типично морского климата полуострова. ЦКД, ввиду высокой изолированности от морских воздушных масс, характеризуется наибольшей континентальностью климата по сравнению с остальным полуостровом. Зимой здесь наблюдаются самые низкие температуры, средняя температура января составляет -28°C , а лето более теплое, чем на побережье, средняя температура июля $+16^{\circ}\text{C}$ [5]. Осадков сюда, ввиду защищенности от проникновения насыщенных влагой воздушных масс с востока, поступает также меньше, около 400 мм в год. В режиме увлажнения в пределах депрессии выражены засушливый весенне-летний и дождливый летне-осенний периоды.

Влажный морской климат, активная вулканическая деятельность и преобладание горного рельефа обусловили высокое разнообразие флоры и растительности Камчатки. В ЦКД распространены редкостойные леса из лиственницы (*Larix cajanderi*) и, в виде отдельных небольших ареалов, из ели (*Picea ajaensis*). Лиственничники занимают наибольшие площади в днище депрессии, поднимаясь по склонам обычно до 500–600 м [6]. Горные склоны покрыты каменноберезняками (*Betula Ermanii*). На верхней границе леса в кустарниковом поясе доминируют кедровый стланик (*Pinus pumila*), ольховник (*Alnus fruticosa*, или *Duschekia fruticosa*), береза тощая (*Betula exilis*). Еще выше, в альпийском поясе господствуют тундровые ценозы: луговинные, кустарничковые, каменистые, лишайниковые и моховые тундры. Пойменные территории заняты ивами, тополем (*Populus suaveolens*), чозенией (*Chosenia arbutifolia*), ольхой (*Alnus hirsuta*), черемухой (*Padus avium*). Кроме того, по долинам рек и ручьев можно встретить типичные луговые заросли крупнотравья, высотой до 3 м [6].

Масштабные и детальные исследования региона, посвященные палеогеографии и стратиграфии рыхлых отложений, проводились, главным образом, в XX веке С.Л. Кушев и Ю.А. Ливеровский предположили существование в депрессии двух крупных озерных плейстоценовых водоемов: доледникового и межледникового [7]. Позднее эти работы были продолжены О.А. Брайцевой и соавт. [2], отметившими связь межледниковых условий с расширением площадей темнохвойных лесов и появлением во флоре элементов, чуждых

ей в настоящее время. Во время похолоданий происходило сокращение площади лесных ценозов при расширении болотных, луговых и тундровых сообществ [2]. Н.П. Куприна подчеркивала, что даже межледниковые палинофлоры имеют довольно “холодолюбивый” облик, из-за чего в более ранних работах было высказано мнение о единстве двух фаз позднеплейстоценового оледенения [1].

Осадки второй стадии позднеплейстоценового оледенения описаны в работах Н.П. Куприной [1], О.А. Брайцевой и соавт. [2], Л.А. Скибы [3] и других авторов. Их анализ показал, что они накапливались в тундровых холодных условиях. Л.А. Скиба пишет, что в это время преобладали открытые пространства, занятые лугами и осоковыми болотами с *Betula exilis* [3]. Встречались тундровые виды *Selaginella sibirica* и *Lycopodium alpinum*, *Armeria sibirica*. К сожалению, в большинстве работ даются только перечисление обнаруженных таксонов и общая характеристика пыльцевых комплексов, поскольку отложения позднего плейстоцена и позднеледниковья не содержат пыльцу в достаточном количестве для построения спорово-пыльцевых диаграмм. Л.А. Скиба также отмечает, что во время ледникового этапа в рефугиумах сохранялась ель, и в послеледниковое время она снова распространилась на всей территории ЦКД; во время последнего межледниковья ель имела еще более широкий ареал [3].

В настоящее время продолжается изучение изменений растительности и климата Камчатского полуострова и Западной Берингии [8–11], хотя большая часть работ посвящена голоценовым событиям.

В 2014–2019 гг. в пределах Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) нами и нашими коллегами было впервые обнаружено и описано несколько десятков разрезов озерных отложений [4]. Все эти отложения залегают непосредственно под голоценовым почвенно-пирокластическим чехлом и содержат большое количество прослоев вулканического пепла (тефры), что позволило напрямую скоррелировать их между собой. Изучение этих разрезов позволило нам обосновать существование в ЦКД обширного ледниково-подпрудного озера.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нами исследованы отложения, обнажающиеся на береговом обрыве Ключевского озера, расположенного в пойме реки Камчатка у северного подножия Ключевской группы вулканов (рис. 1) в 9 км к востоку от пос. Ключи. Разрез был впервые описан и опубликован нашим коллективом [4] под названием КамPlen (далее Камплен).

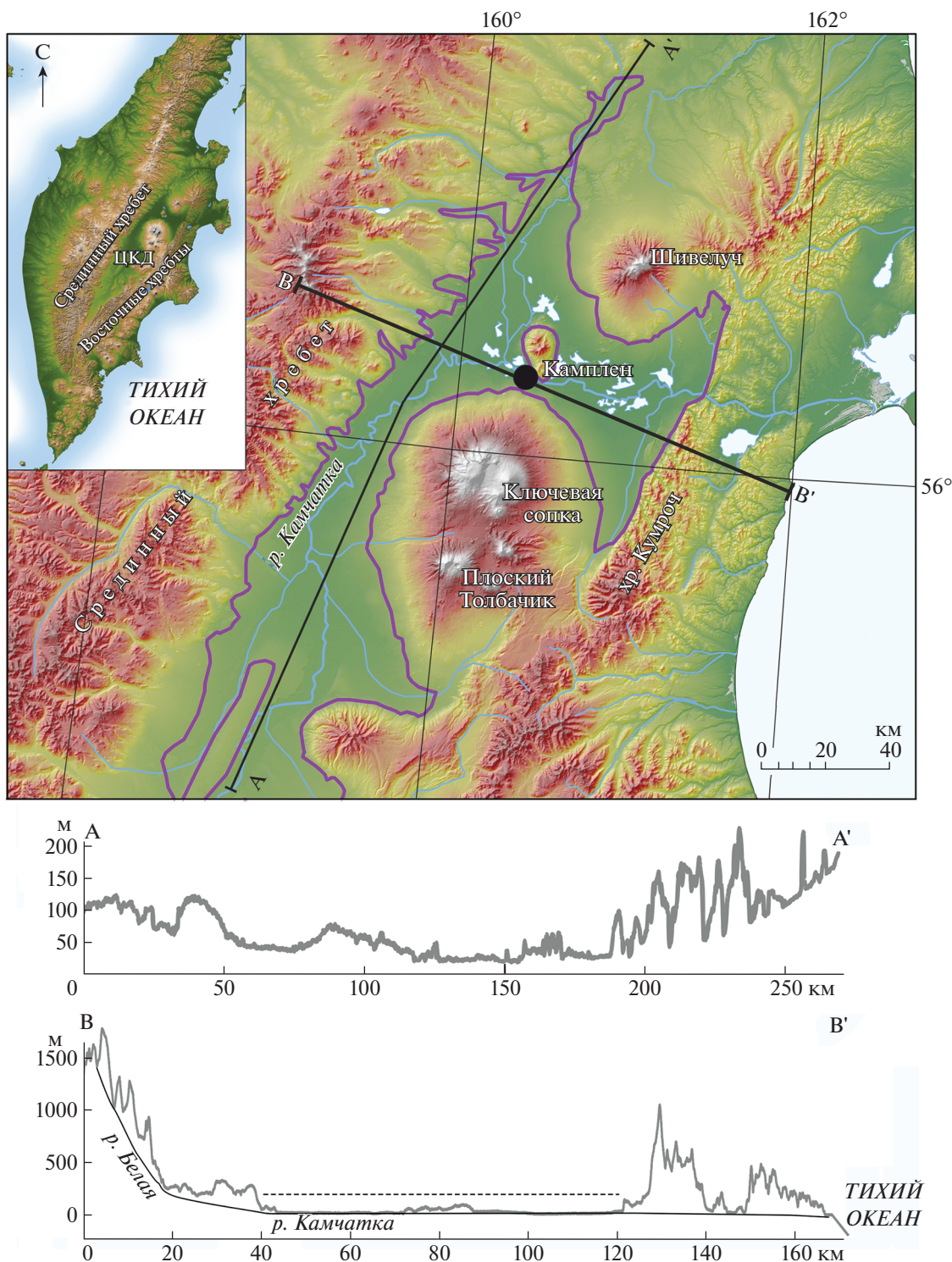


Рис. 1. Положение разреза Камплен относительно современного рельефа и эрозионной сети. Фиолетовой линией показан контур позднеледниковой озера по [4]. В нижней части рисунка показаны гипсометрические профили по линиям А–А' и В–В' с линиями тальвегов, построенные по данным SRTM.

Исследуемый нами разрез вскрывает слабонаклонную поверхность у северо-восточного подножия Ключевской группы вулканов на высоте 21 м над у.м. В литературе эта территория и гене-

зис слагающих ее осадков интерпретируются по-разному: как делювиально-пролювиальный [12], озерный [7], делювиально-солифлюкционный [1]. В.В. Пономарева и соавт. [4] предположили, что



Рис. 2. Фронтальная фотография и основные элементы разреза Камплен.

1 – почвенно-пирокластический чехол; 2 – тонкослойные озерные суглинки с прослоями пепла. Двойной линией показана подошва пепла Хангар (KHG).

данные отложения имеют озерный генезис и могли накапливаться в крупном приледниковом бассейне, который, по-видимому, существовал в ЦКД во время всего последнего оледенения (МИС 2) вплоть до начала голоцена. Этот возраст подтверждается радиоуглеродными и тефрохронологическими датировками [4].

Разрез сложен суглинками светло-палевого цвета с частыми прослоями вулканических пеплов мощностью от 0.5 до 4 см (рис. 2), которые подчеркивают спокойное равномерное осадконакопление. В верхней части разреза, с глубины 95 см, они перекрыты почвенно-пирокластическим чехлом. В подошве разреза обнажаются лавы Ключевской группы вулканов.

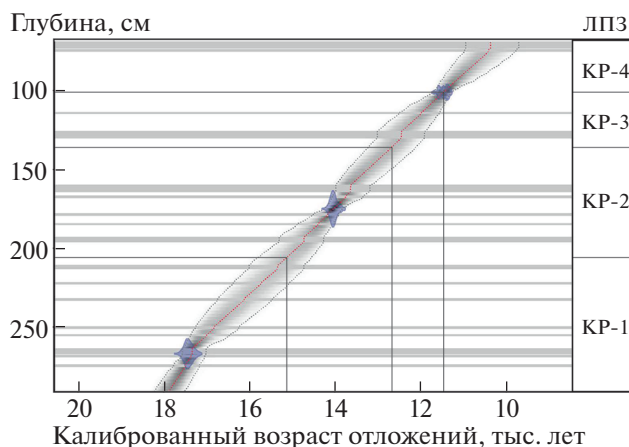


Рис. 3. Возрастная модель части разреза Камплен для глубин 71–289 см, рассчитанная в пакете Bacon [15] по возрастам из [4].

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 пылецевые зоны.

Общая мощность осадков, вскрытых разрезом Камплен, превышает 10 м от забоя до слоя тефры извержения вулкана Хангар (KHG), пепел которого широко распространен и датируется 7872 ± 50 л.н. по данным изучения ледяных кернов Гренландии (GICC05) [13]. Это один из ярких маркирующих горизонтов в ЦКД [14], и его подошва принята за верхнюю точку отсчета глубины в исследованном разрезе Камплен. Из разреза получено 10 радиоуглеродных датировок методом ускорительной масс-спектрометрии (УМС), выполненных в лаборатории Beta Analytic (Майами, США), которые, вместе с датой для пепла KHG, позволили рассчитать возрастную модель разреза Камплен в пакете Bacon [15]. Возрастная модель всего разреза была опубликована нами ранее [4], однако, для целей настоящего исследования зависимость возраст – глубина была рассчитана повторно и детализована для интервала глубин 71–289 см (рис. 3), соответствующих возрасту 17.9–10.5 тыс. л.н. (здесь и далее возраст приводится в виде точечного значения среднего возраста в калиброванных радиоуглеродных годах). На наш взгляд, это особо интересный и слабо изученный интервал для Центральной Камчатки.

Анализ графика скорости осадконакопления за вычетом видимых пеплопадов (рис. 3) показал, что на протяжении всего рассмотренного периода скорости оставались примерно одинаковыми. Самая нижняя часть отложений, имеющая возраст более 17 тыс. л.н., показывает немного повышенные значения (0.38 мм/год) по сравнению с

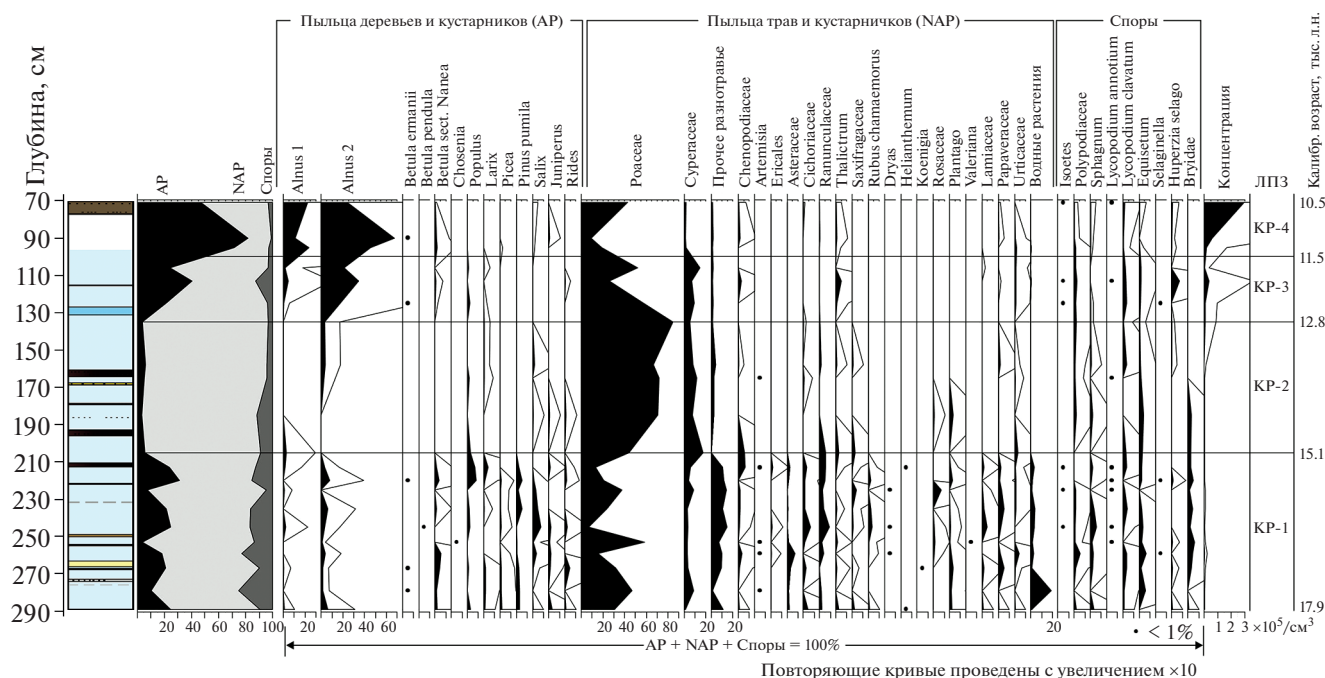


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма по озерным суглинкам разреза Камплен на глубинах 71–289 см. На колонке отложений белым цветом изображены субаэральные отложения, голубым – озерные осадки, черные прослои – тефра.

осадками, накопление которых происходило на более поздних этапах. Можно полагать, что это связано с активным поступлением рыхлого материала в приледниковый бассейн во время таяния ледников, а также с немного повышенной вулканической активностью между 27 и 17 тыс. л.н. [4]. Позднее скорости аккумуляции обломочного материала были практически неизменными вплоть до голоцена – около 0.25 мм/год.

Образцы на спорово-пыльцевой анализ отбирались с шагом в 5 см. Лабораторная подготовка образцов для пыльцевого анализа проводилась на базе лаборатории университета Лэйкхед в Канаде (Lakehead University Orillia, Canada) по стандартной методике с применением HCl, KOH, HF и с выполнением ацетолиза. Минеральная часть осадка была отделена с помощью сит с размером ячеек 150 и 10 мкм. Обработку проходили пробы объемом 1.5–2 мл, в каждую из которых добавлялась 1 таблетка специально обработанных спор *Lycopodium* для дальнейшего подсчета концентрации пыльцевых зерен. Анализ проводился на микроскопе Motic VA-310 с использованием увеличения $\times 200$ для поиска пыльцы и $\times 400$ для выявления деталей. Для каждого образца подсчитывалось по возможности не менее 120–150 пыльцевых зерен для позднего плейстоцена и 300–500 зерен для голоцена.

РЕЗУЛЬТАТЫ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

На пыльцевой диаграмме (рис. 4) показаны основные результаты анализа озерных суглинков и субаэриальных осадков из разреза Камплен в интервале глубин 71–289 см, соответствующих возрасту 17.9–10.5 тыс. л.н. Процентное содержание пыльцы каждого из таксонов рассчитано от общей суммы пыльцы и спор в образце и представлено на диаграмме (рис. 4).

При анализе спорово-пыльцевых проб было встречено две разновидности пыльцы *Alnus*, обозначенные на диаграмме *Alnus 1* и *Alnus 2*. *Alnus 1* по морфологии сходна с пыльцой древесных форм ольхи, а *Alnus 2* – кустарниковых. В настоящее время на территории Камчатского п-ова встречается только два вида ольхи: ольха волосистая (*Alnus hirsuta*) и ольха кустарниковая, или ольховник (*Alnus fruticosa*) [16]. В зарубежных литературных источниках соответствующие пыльцевые таксоны обычно называются *Alnus/Alnus incana* (*Alnus 1*) и *Duschekia kamchatica/Alnus viridis* (*Alnus 2*) [8–10], а в отечественной литературе – *Alnus* (*Alnus 1*) и *Alnaster* (*Alnus 2*) [1, 3, 17]. По аналогии с современной флорой Камчатки мы предполагаем, что *Alnus 1* соответствует виду ольха волосистая (далее – ольха), а *Alnus 2* – ольха кустарниковая (далее – ольховник). Однако детальных морфологических работ на данную тему не проводилось.

По изменениям пыльцевых спектров и состава ископаемой палинофлоры на спорово-пыльцевой диаграмме можно выделить 4 локальных палинозоны (ЛПЗ) (рис. 4). Временные рамки, соответствующие каждой ЛПЗ, определены по кривой глубина–возраст (рис. 3).

ЛПЗ КР-1 (289–205 см) характеризует временной промежуток 17.9–15.1 тыс. л.н. В общем составе спектров преобладает пыльца травянистых растений (Non-Arboreal Pollen – NAP) (53–87%), значительно меньше пыльцы деревьев и кустарников (Arboreal Pollen – AP) (4–31%), а также спор (5–25%). В группе деревьев и кустарников наблюдается большое таксономическое разнообразие. Преобладает пыльца *Populus* (до 8%), ольховника (*Alnus* 2–1.5–8%) и *Salix* (до 8%). Кроме того, встречается пыльца *Pinus pumila* (3–5.5%), *Betula sect. Nanae* (до 5.5%), *Juniperus* (до 3%). Прочие древесные таксоны представлены единичными пыльцевыми зернами (*Picea*, *Larix*, *Betula Ermanii*, *Betula pendula*, *Chosenia* и др.). В группе NAP доминирует пыльца злаков (от 6 до 58% спектра). Обильна также пыльца Сурегасеае и Ranunculaceae (до 9%). В целом для пыльцы травянистых растений характерны высокое разнообразие и присутствие таких холодолюбивых таксонов, как морошка (*Rubus chamaemorus*) – растение моховых болот, кенигия (*Koenigia*) – обитатель сырых тундр и солнцезвезд (*Helianthemum*) – типичный гелиофит. На долю пыльцы камнеломковых (Saxifragaceae) приходится до 4%. Среди спор преобладают *Sphagnum*, *Equisetum* и споры зеленых мхов (Bryidae) – до 6% спектра; прочие споры встречаются единично. В небольшом количестве обнаружена также пыльца ряда водных растений. В среднем в образцах данной палинозоны на 1 см³ приходится около 800 пыльцевых зерен (концентрация колеблется от 450 до 2100 зерен на 1 см³).

ЛПЗ КР-2 соответствует глубинам 205–135 см (15.1–12.8 тыс. л.н.). Для нее характерно абсолютное доминирование пыльцы травянистых растений (85–93%), главным образом, Роасеае (67–85%). На долю пыльцы древесных таксонов приходится всего 3–6%, а на споры – 3–11%. Важно отметить, что для этой палинозоны характерна наиболее низкая концентрация пыльцы по сравнению со всем остальным исследованным интервалом, в среднем на 1 см³ осадка приходится 400 пыльцевых зерен. Из всей группы AP в этой ЛПЗ только содержания пыльцы ольховника (*Alnus* 2) и тополя (*Populus*) достигают первых процентов, остальные находки единичны. В группе NAP наиболее обильна пыльца Сурегасеае (5–17%), при незначительном участии Chenopodiaceae, *Thalictrum* и Saxifragaceae (до 3%). В группе споровых растений наиболее многочисленными оказались *Equisetum* (1.5–4.2%) и Bryidae (2.5–3.2%).

Спорово-пыльцевые спектры на глубинах 135–100 см относятся к **ЛПЗ КР-3** (12.8–11.5 тыс. л.н.).

Для этой зоны также характерно преобладание пыльцы травянистых растений (47–75%), но при этом доля AP возрастает с 5 до 40% в ее верхней части, а доля спор составляет 4–12%. Группа AP представлена в основном ольховником (18–35%) и в меньшей степени – древесной формой ольхи (не более 5% спектра). Кроме того, встречается пыльца хвойных пород деревьев – *Larix*, *Picea*. Содержание пыльцы этих бореальных видов также увеличивается по сравнению с ЛПЗ КР-2. В группе травянистых продолжает доминировать пыльца Роасеае, хотя ее доля снижается с 84 до 26%, на втором месте содержания пыльцы Сурегасеае (5–10%). Среди спор наибольшая доля приходится на Polypodiaceae, *Lycopodium clavatum* и *Equisetum* (по 2–3%). В одном образце выделяется баранец обыкновенный (*Huperzia selago*), содержание спор которого достигает 7%. Встречаются единичные зерна пыльцы рогоза (*Typha*) и спор полушника (*Isoetes*). Концентрация пыльцевых зерен по сравнению с КР-1 и КР-2 ЛПЗ растет от 450 зерен на 1 см³ в нижней части ЛПЗ КР-3 до 8–9 тыс. в верхней части.

ЛПЗ КР-4 характеризует, главным образом, субэаральные осадки на глубинах 100–71 см, представленные супесью от светло-коричневого до темно-серого цвета с высоким содержанием вулканического пепла. Временной интервал накопления этого слоя по нашим оценкам составляет 11.5–10.5 тыс. л.н. Спектры в ЛПЗ КР-4 характеризуются высокой долей пыльцы древесных пород (46–81%), на долю NAP приходится 17–49%, а на споры – 1–3%. В группе AP доминирует пыльца ольхи и ольховника (в сумме до 77% спектра). Травянистые растения представлены, главным образом, Роасеае (9–43%), редко встречается пыльца Caryophyllaceae и Сурегасеае (до 2%). В группе спор 1% приходится на *Lycopodium clavatum*, а все остальные находки единичны. Концентрация пыльцы в данном интервале продолжает расти и достигает 300 тыс. пыльцевых зерен на 1 см³ у верхней кромки исследуемой части разреза Кампен.

ДИСКУССИЯ. ОБСТАНОВКИ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ В ЦКД С ПОЗДНЕГО ПЛЕНИГЛЯЦИАЛА ДО РАННЕГО ГОЛОЦЕНА

Полученные палинологические данные свидетельствуют об этапности изменений растительности и климата центральной Камчатки в период 17.9–10.4 тыс. л.н. Эти изменения, безусловно, влияли на спектр и интенсивность рельефообразующих процессов исследуемого времени. В соответствии с выделенными локальными палинозонами, полученные результаты могут быть интерпретированы следующим образом:

ЛПЗ КР-1. Вплоть до 15 тыс. л.н. в долине р. Камчатки существовал обширный озерный бассейн, окруженный открытыми злаково-разнотравными сообществами с небольшим участием кустарников. Очень низкая концентрация пыльцы деревьев свидетельствует об ограниченной роли древесной растительности. Более того, современные спорово-пыльцевые спектры [18] говорят о завышении доли пыльцы кедрового стланика и ольховника в спектрах по сравнению с их участием в растительном покрове. Все это указывает на ограниченную роль ольховника в растительности этого интервала. Важно отметить присутствие в этом интервале единичных зерен пыльцы ели и лиственницы. Анализ рецентных спорово-пыльцевых проб почвы с надпойменной террасы р. Кабеку (левый приток р. Камчатки близ разреза Камплен) показал, что даже в лиственничном лесу, где *Larix* доминирует в древостое, на пыльцу лиственницы приходится всего 5% спектра. Данное несоответствие соотношения доли лиственницы в составе древостоя и содержания ее пыльцы в пыльцевых спектрах отмечается и другими исследователями [11, 19], поэтому даже незначительное присутствие пыльцы лиственницы может свидетельствовать о том, что массивы лиственничников, со смородиной, шиповником и спиреей в подлеске встречались на водосборе озера. Следовательно, во время максимальной фазы последнего оледенения лиственница и ель сохранялись в небольших рефугиумах в пределах ЦКД. Это позволяло им быстро распространяться, когда природные условия становились более благоприятными. Но единичный характер находок пыльцы хвойных пород указывает на их весьма ограниченную роль в растительности на исследуемой территории после максимума последнего оледенения. Кроме того, присутствие пыльцы холодолюбивых таксонов, таких как *Koenigia*, *Dryas*, *Ranunculus nivalis*-т., типичных для высокогорных ландшафтов, также свидетельствует о том, что климат этого времени был довольно холодным, но относительно последующего этапа более влажным.

В этом же слое обнаружена пыльца довольно теплолюбивых водных растений (*Nymphaea*, *Nuphar* и др.), встречающихся в настоящее время не севернее центральной Камчатки. В настоящее время кувшинка четырехугольная (*Nymphaea tetragona*) на Камчатке встречается, главным образом, в Юго-Восточной части полуострова в озерах, речных старицах и болотных мочажинах, хотя известна и в центральной Камчатке. Кубышка малая (*Nupharpumila*) растет в основном в центральной и южной Камчатке в озерах, старицах и речных заводях. Пыльца холодолюбивых таксонов, таких как *Koenigia*, *Dryas*, *Ranunculus nivalis*-т., по всей видимости, соответствует высокогорным ландшафтам в водосборе озера.

Таким образом, пыльцевые спектры рассматриваемого периода опровергают сценарии экстенсивного оледенения Камчатки в пленигляциале. Горно-долинные ледники были достаточно велики для блокирования современного стока ЦКД, однако, в депрессии сохранялись лесные сообщества. Принципиальная схема этого этапа в сопоставлении с последующими показана на рис. 5, а. Реконструкция проведена по интервалам, соответствующим выделенным пыльцевым зонам. На этом этапе в результате деятельности теплых ледников происходили активная экзарация и аккумуляция материала, а для крупного озера были характерны береговые процессы и относительно быстрое донное осадконакопление.

ЛПЗ КР-2. На раннем этапе позднеледниковья, 15.1–12.8 тыс. л.н., климат стал более сухим и, возможно, более континентальным. Древесные таксоны практически исчезли из состава палинофлоры, доля спор сократилась до 3–6% спектра. Преобладающую роль в растительном покрове играли травянистые сообщества, причем разнообразие пыльцы травянистых растений снизилось по сравнению с предыдущим интервалом. Концентрация пыльцы на этом этапе наиболее низкая для всего разреза. Все эти данные свидетельствуют о том, что растительность в это время была разреженной. Вероятно, по берегам водоема в наиболее защищенных местообитаниях все еще встречались небольшие “островки” лесов из тополя и лиственницы и заросли кустарников. В остальном вся прибрежная зона и склоны окружающих гор покрывала травянистая растительность с преобладанием злаков и, в меньшей степени, видов семейства осоковых. Пыльца относительно теплолюбивых водных растений, упомянутых выше, в этом слое не обнаружена. Возможно, изменения, наблюдаемые при переходе от ЛПЗ КР-1 к КР-2 около 15 тыс. л.н., указывают на снижение верхней границы леса и уменьшение площади распространения лесного (с елью, лиственницей и березой Эрмана) и кустарникового (с шиповником, спиреей, можжевельником) поясов вплоть до их исчезновения. При этом площадь злаково-разнотравных лугов возрасла.

Полученные данные подтверждают результаты исследования прибрежного разреза Крутоберегово на восточной Камчатке [11], где также 16–12.3 тыс. л.н. в спектрах доминировала пыльца травянистых растений. Среди древесных пород, как и в разрезе Камплен, в этом интервале преобладали такие таксоны, как ольховник, береза тощая, ива. В отличие от наших данных, в Крутоберегово в группе травянистых растений превалирует пыльца Сурегасеае, а не Роасеае, но данный факт, скорее всего, связан с прибрежным расположением исследуемой территории. Кроме того, также отмечается [10] высокое таксономическое

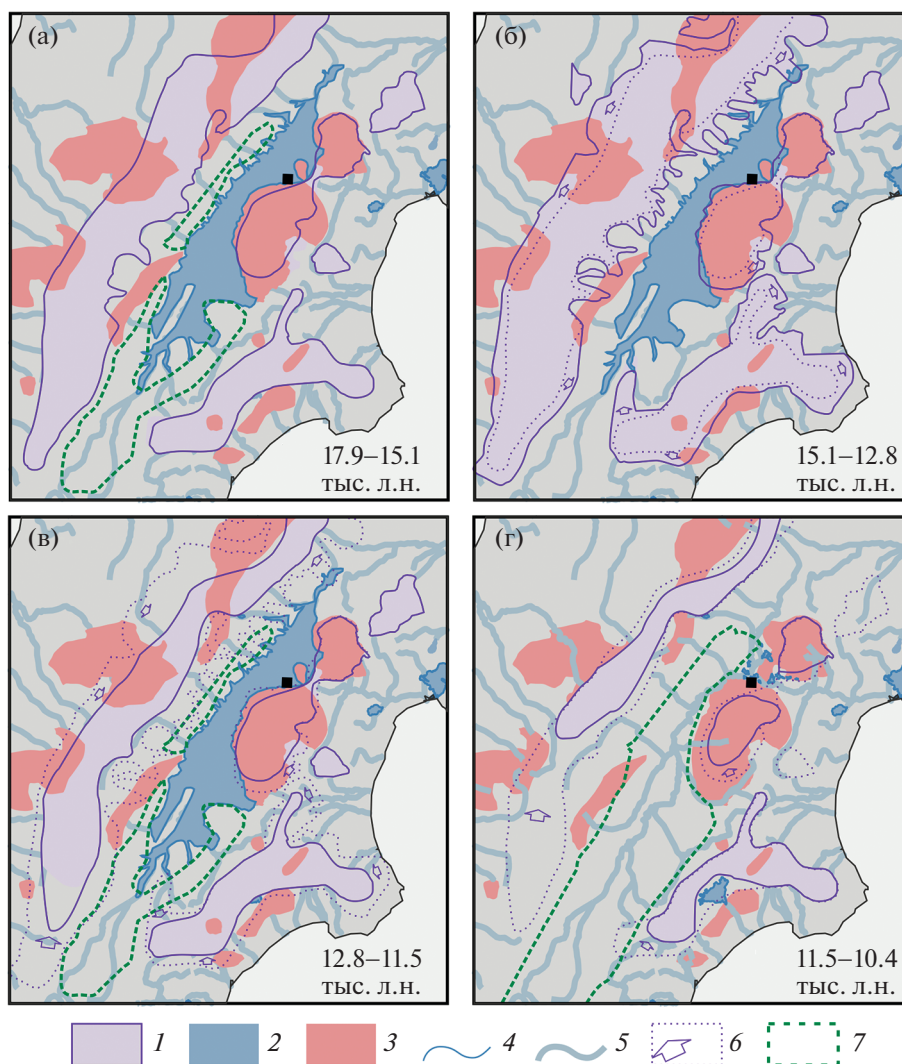


Рис. 5. Принципиальная схема динамики растительности и рельефообразующих процессов Центральной Камчатской депрессии в изучаемый период.

1–5 – области развития: 1 – гляциальных процессов горно-долинного оледенения, 2 – озерной аккумуляции, 3 – вулканической аккумуляции (в течение всего позднечетвертичного времени, по [21], 4 – озерных береговых процессов, 5 – флювиальных процессов в крупнейших речных долинах; 6 – динамика оледенения, 7 – контуры возможного распространения древесной растительности. Показанные контуры отражают масштаб и временную динамику рассматриваемых феноменов, но не их точное географическое положение.

разнообразие пыльцы травянистых растений, характерное для данной палинозоны при значительно пониженной концентрации пыльцы в осадке в целом, что было интерпретировано как признак относительно сухого и континентального климата. М. Эдвардс и соавт. [10], анализируя разрезы восточного и западного побережья Берингова моря, отмечают, что для Западной Берингии характерно преобладание степных и кустарниковых тундровых ландшафтов вплоть до 11.5 тыс. л.н., что также согласуется с полученными нами результатами. Кроме того, по данным [10], кустарниковые формы растений (ольховник,

ива, береза) были характерны для западной Берингии с 13 до 6 тыс. л.н.

Таким образом, этот этап был существенно суше и, вероятно, холоднее предыдущего, что привело к практически полному исчезновению древесных сообществ (рис. 5, б). Разреженный растительный покров способствовал интенсификации флювиальных и склоновых процессов, что, впрочем, не отразилось на скорости осадконакопления (см. рис. 3). В отсутствие данных о положении ледников и береговой линии озера из общих соображений можно ожидать выдвигания ледников. Однако масштабы оледенения были сопоставимы с предыдущим этапом, поскольку в исследуемом

разрезе у подножия крупнейших ледоёмов Шивелуча и Плоских сопок сохранилось нормальное озерное осадконакопление [4].

ЛПЗ КП-3 и 4 (12.8–10.4 тыс. л.н.) соответствуют заключительному этапу позднеледниковья и переходу к голоцену. На глубине 95 см (11.5 тыс. л.н.) озерные отложения в разрезе сменяются субэзральными, что маркирует время спуска крупного озера, занимавшего ЦКД, и начало формирования современной долины р. Камчатки. Согласно имеющимся геохронологическим данным (рис. 3), время этой смены приблизительно соответствует нижней границе голоцена.

Характерной особенностью КП-3 и особенно КП-4 является резкое увеличение доли ольховника в составе пыльцевых спектров, что, вероятно, может служить индикатором отступления ледников (рис. 5, в), приводившего к расширению площади субальпийских ценозов. Кроме того, заметен и рост количества пыльцы ольхи пушистой, что может свидетельствовать о снижении уровня озера. Вероятно, освободившиеся при этом участки зарастали влаголюбивыми пойменными лесами из тополя душистого и ольхи волосистой. Как и в ЛПЗ КР-1, доля пыльцы ольхи может быть завышена по сравнению с ее реальным участием в составе сообществ. Однако нельзя отрицать увеличение роли ольхи в растительности исследуемой территории. В этом интервале также найдены пыльца и споры прибрежных и водных растений (рогоз, полушник), но видовое разнообразие водной и прибрежной растительности по сравнению с ЛПЗ КР-1 существенно сократилось. Резкий рост концентрации пыльцы свидетельствует о значительном увеличении продуктивности растений, к которому, вероятно, привело потепление климата.

Подобные резкие изменения состава пыльцевых спектров примерно 11.5 тыс. л.н. фиксируют многие исследователи Западной Берингии. Возрастание доли кустарниковых форм ольхи и березы отмечается и в разрезе Крутоберегово [11], и в других разрезах западного побережья Берингова моря [10].

Крупнейшее изменение спорово-пыльцевых спектров на границе зон КП-3 и КП-4 соответствует спуску палеозера и смене озерных осадков в разрезе Камплен субэзральными (рис. 5, г). При этом доля локальных компонентов спектра возрастает [20]. Из-за близости по времени невозможно разделить последствия изменения климата на границе плейстоцена и голоцена и резкого спуска озера. Обе ЛПЗ отражают постепенное потепление, деградацию оледенения и расширение ареалов более теплолюбивых растительных сообществ. Резкое увеличение концентрации пыльцы в пробах из КР-4 отражает первичную сукцессию в бассейне спущенного озера.

ВЫВОДЫ

1. Полученные материалы позволили впервые реконструировать некоторые обстановки рельефообразования в ЦКД в позднем пленигляциале, позднеледниковье и при переходе к голоцену, что позволило существенно продлить в прошлое детальную палеогеографическую летопись, разработанную для голоцена Камчатки.

2. 15–18 тыс. л.н., в условиях относительно холодного и влажного климата на водосборе палеозера были распространены открытые ландшафты с преобладанием разнотравно-злаковых сообществ; в отдельных рефугиумах сохранялась бореальная флора, что не подтверждает экстенсивного оледенения Центральной Камчатки в этот период.

3. В интервале 15–13 тыс. л.н. растительный покров стал более разреженным из-за увеличения континентальности климата. На территории ЦКД преобладали травянистые сообщества с невысоким видовым разнообразием, древесная растительность практически исчезла. Однако сокращение растительного покрова сопутствовало лишь небольшому выдвиганию ледников, не отразившемуся ни в изменении типа осадконакопления, ни в его скорости.

4. После 13 тыс. л.н. потепление климата привело к деградации оледенения и расширению лиственных лесов на водосборе палеозера. Спуск озера около 11.5 тыс. л.н. и начало накопления субэзральных отложений в районе изученного разреза приблизительно соответствуют нижней границе голоцена, что является аргументом в пользу ледниковой гипотезы подпруживания палеозера.

БЛАГОДАРНОСТИ

Геоморфологические работы проводились в рамках Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599) “Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и будущих изменений климата и окружающей среды в России”. Биостратиграфические исследования были проведены по ГЗ № 0148-2019-0005 “Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое, история четвертичного периода”. Авторы благодарят О.К. Борисову за помощь при написании данной статьи, а также рецензентов за ценные замечания и идеи по представлению результатов исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Куприна Н.П.* Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки // Труды ГИН АН СССР. 1970. Вып. 216. 148 с.
2. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Луникина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложе-

- ний и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 228 с.
3. *Скиба Л.А.* История развития растительности Камчатки в позднем кайнозое. М.: Наука, 1975. 72 с.
 4. *Ponomareva V., Pendea I.F., Zelenin E., Portnyagin M., Gorbach N., Pevzner M., Plechova A., Derkachev A., Rogozin A., and Garbe-Schönberg D.* The first continuous late Pleistocene tephra record from Kamchatka Peninsula (NW Pacific) and its volcanological and paleogeographic implications // *Quaternary Science Reviews*. 2021. Article 106838.
 5. *Атлас СССР*. М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете министров СССР, 1983. 260 с.
 6. *Якубов В.В.* Растения Камчатки: полевой атлас. М.: Путь, истина и жизнь, 2007. 264 с.
 7. *Кушев С.Л., Ливеровский Ю.А.* Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 87 с.
 8. *Dirksen V.* Holocene vegetation dynamics and climate change in Kamchatka Peninsula, Russian Far East // *V. Dirksen, O. Dirksen, B. Diekmann // Review of Palaeobotany and Palynology*. 2013. Vol. 190. P. 48–65.
 9. *Klimaschewski A., Barnekow L., Bennett K.D., Andreev A.A., Andr'ev E., Bobrov A.A., and Hammarlund D.* Holocene environmental changes in southern Kamchatka, Far Eastern Russia, inferred from a pollen and testate amoebae peat succession record // *Global and Planetary Change*. 2015. Vol. 134. P. 142–154.
 10. *Edwards M.E., Brubaker L.B., Lozhkin A.V., and Anderson P.M.* Structurally Novel Biomes: a Response to Past Warming in Beringia // *Ecology*. 2005. Vol. 86 (7). P. 1696–1703.
 11. *Pendea I.F., Ponomareva V., Bourgeois J., Zubrow E.B.W., Portnyagin M., Ponkratova I., Harmsen H., and Korosec G.* Late Glacial to Holocene paleoenvironmental change on the northwestern Pacific seaboard, Kamchatka Peninsula (Russia) // *Quaternary Science Reviews*. 2017. Vol. 157. P. 14–28.
 12. *Брайцева О.А., Краевая Т.С., Мелекесцев И.В.* Наземные дельты Камчатки // *Геоморфология*. 1975. № 3. С. 51–59.
 13. *Cook E., Portnyagin M. V., Ponomareva V. V., Bazanova L.I., Svensson A., and Garbe-Schönberg D.* First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: Implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific Northwest // *Quaternary Science Reviews*. 2018. Vol. 181. P. 200–206.
 14. *Певзнер М.М.* Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // *Труды Геологического института*. Вып. 608. 2015. 252 с.
 15. *Blaauw M. and Christen J.A.* Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // *Bayesian Analysis*. 2011. Vol. 6. P. 457–474.
 16. *Якубов В.В., Чернягина О.А.* Каталог флоры Камчатки (сосудистые растения). Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2004. 165 с.
 17. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В.* Четвертичные оледенения Центрально-Камчатской депрессии и их значение для расчленения молодых вулканогенных пород Камчатки // *Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки*. М.: Наука, 1966. С. 168–177.
 18. *Боярская Т.Д., Малаева Е.М.* Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. М.: Наука, 1967. 201 с.
 19. *Jankovska V., Andreev A.A., and Panova N.K.* Holocene environmental history on the eastern slope of the Polar Ural Mountains, Russia // *Boreas*. 2006. Vol. 35 (4). P. 650–661.
 20. *Кабайлене М.В.* О дальности и количестве переноса пыльцы и особенностях периодизации пыльцевых диаграмм // *Проблемы периодизации плейстоцена*. Л.: Наука, 1971. С. 105–114.
 21. *Ponomareva V., Melekestsev I., Braitseva O., Churikova T., Pevzner M., and Sulerzhitsky L.* Late Pleistocene-Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific Region // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*. 2013. P. 165–198.

Reconstruction of Late glacial conditions of exogenous landscape development in Central Kamchatka based on pollen analysis

E. O. Mukhametshina^{a, #}, E. A. Zelenin^b, and I. F. Pendea^c

^a *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

^b *Institute of Geology RAS, Moscow, Russia*

^c *Lakehead University, Orillia, Canada*

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

The paper presents the results of pollen analysis of lacustrine and subaerial deposits of the Kamplen section in the Kliuchevskoe Lake shoreline cliff in the Central Kamchatka depression (CKD). The obtained materials for the first time allowed to reconstruct in detail the conditions of landscape formation in CKD in the Late Pleni-Glacial, Late Glacial and transition to the Holocene, extending the paleogeographic record, developed for the Holocene of Kamchatka. It was found that after 18,000 BP, under relatively cold climate conditions in the paleo-lake watershed, which probably existed in the CKD during the entire last glaciation (MIS 2) up to the early Holocene, open landscapes with predominant herbaceous-grass communities were prevalent. Presence of boreal tree and warm-water aquatic plants pollen indicated the limitation of the alpine glaciation in the area. During 15–13 thousand BP the climate cooled, vegetation cover of the territory became sparser, but the change did not lead to extension of the alpine glaciation. After 13,000 BP, climate warming with gradual glacial degradation led to the expansion of larch forests in the paleo-lake watershed. Drainage of the lake

about 11.5 ka BP and the beginning of accumulation of subaerial deposits in the studied section approximately correspond to the lower boundary of the Holocene.

Keywords: Kamchatka, Pleistocene, Holocene, vegetation reconstruction

ACKNOWLEDGMENTS

The geomorphological study was funded by Megagrant project (agreement № 075-15-2021-599). The pollen analysis was funded by State Task No. 0148-2019-0005, Institute of Geography RAS. The authors thank O. K. Borisova for her help in writing this article, as well as the reviewers for their valuable comments and ideas on presenting the results of the study.

REFERENCES

1. Kuprina N.P. *Stratigrafiya i istoriya osadkonakopleniya pleistotsenovykh otlozhenii Tsentral'noi Kamchatki* (Stratigraphy and history of sedimentation in the Pleistocene sediments of Central Kamchatka). *Trudy GIN AN SSSR*. 1970. Vol. 216. 148 p. (in Russ.)
2. Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Evteeva I.S., and Lupikina E.G. *Stratigrafiya chetvertichnykh otlozhenii i oledneniya Kamchatki* (Stratigraphy of Quaternary deposits and glaciation of Kamchatka). Moscow: Nauka (Publ.), 1968. 228 p. (in Russ.)
3. Skiba L.A. *Istoriya razvitiya rastitel'nosti Kamchatki v pozdnem kainozoe* (History of Kamchatka vegetation development in the late Cenozoic). Moscow: Nauka (Publ.), 1975. 72 p. (in Russ.)
4. Ponomareva V., Pendea I.F., Zelenin E., Portnyagin M., Gorbach N., Pevzner M., Plechova A., Derkachev A., Rogozin A., and Garbe-Schönberg D. The first continuous late Pleistocene tephra record from Kamchatka Peninsula (NW Pacific) and its volcanological and paleogeographic implications. *Quaternary Science Reviews*. 2021. Article 106838.
5. *Atlas SSSR* (Atlas of the USSR). Moscow: Glavnoe upravlenie geodezii i kartografii pri Sovete ministrov SSSR, 1983 (in Russ.)
6. Yakubov V.V. *Rasteniya Kamchatki: polevoi atlas* (Plants of Kamchatka: a field atlas). Moscow: Put', Istina i Zhizn' (Publ.), 2007. 264 p. (in Russ.)
7. Kushev S.L. and Liverovskii Yu.A. *Geomorfologicheskii ocherk Tsentral'noi Kamchatskoi depressii* (Geomorphological essay of the Central Kamchatka depression). Moscow-Leningrad: AN SSSR (Publ.), 1940. 87 p. (in Russ.)
8. Dirksen V., Dirksen O., Diekmann. B. Holocene vegetation dynamics and climate change in Kamchatka Peninsula, Russian Far East. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2013. Vol. 190. P. 48–65.
9. Klimaschewski A., Barnekow L., Bennett K.D., Andreev A.A., Andr'en E., Bobrov A.A., and Hammarlund D. Holocene environmental changes in southern Kamchatka, Far Eastern Russia, inferred from a pollen and testate amoebae peat succession record. *Global and Planetary Change*. 2015. Vol. 134. P. 142–154.
10. Edwards M.E., Brubaker L.B., Lozhkin A.V., and Anderson P.M. Structurally Novel Biomes: a Response to Past Warming in Beringia. *Ecology*. 2005. 86(7). P. 1696–1703.
11. Pendea I.F., Ponomareva V., Bourgeois J., Zubrow E.B.W., Portnyagin M., Ponkratova I., Harmsen H., and Korosec G. Late Glacial to Holocene paleoenvironmental change on the northwestern Pacific seaboard, Kamchatka Peninsula (Russia). *Quaternary Science Reviews*. 2017. Vol. 157. P. 14–28.
12. Braitseva O.A., Kraevaya T.S., and Melekestsev I.V. *Nazemnye del'ty Kamchatki* (Terrestrial deltas of Kamchatka). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1975. Vol. 3. P. 51–59. (in Russ.)
13. Cook E., Portnyagin M. V., Ponomareva V. V., Bazanova L.I., Svensson A., Garbe-Schönberg D. First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: Implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific Northwest. *Quaternary Science Reviews*. 2018. Vol. 181. P. 200–206.
14. Pevzner M.M. *Golotsenovyi vulkanizm Sredinnogo khrebra Kamchatki* (Holocene volcanism of Sredinny Range of Kamchatka). *Trudy Geologicheskogo instituta*. Vol. 608. 2015. 252 p. (in Russ.)
15. Blaauw M. and Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*. 2011, Vol. 6. P. 457–474.
16. Yakubov V.V. and Chernyagina O.A. *Katalog flory Kamchatki (sosudistye rasteniya)* (Catalog of the Flora of Kamchatka (Vascular Plants)). Petropavlovsk-Kamchatskii: Kamchatpress (Publ.), 2004. 165 p. (in Russ.)
17. Braitseva O.A. and Melekestsev I.V. *Chetvertichnye oledneniya Tsentral'no-Kamchatskoi depressii i ikh znachenie dlya raschleneniya molodykh vulkanogennykh porod Kamchatki* (Quaternary glaciations of the Central Kamchatka depression and their significance for the dissection of young volcanogenic rocks in Kamchatka). *Stratigrafiya vulkanogennykh formatsii Kamchatki* (Stratigraphy of volcanogenic formations of Kamchatka). Moscow: Nauka (Publ.), 1966. P. 168–177 (in Russ.)
18. Boyarskaya T.D. and Malaeva E.M. *Razvitie rastitel'nosti Sibiri i Dal'nego Vostoka v chetvertichnom periode* (Vegetation changes in Siberia and the Far East in the Quaternary period). Moscow: Nauka (Publ.), 1967. 201 p. (in Russ.)
19. Jankovska V., Andreev A.A., and Panova N.K. Holocene environmental history on the eastern slope of the Polar Ural Mountains, Russia. *Boreas*. 2006. Vol. 35 (4). P. 650–661.
20. Kabailene M.V. *O dal'nosti i kolichestve perenosa pyl'tsy i osobennostyakh periodizatsii pyl'tsevykh diagramm* (Range and quantity of pollen transfer and the features of the periodization of pollen diagrams). *Problemy periodizatsii pleistotsena* (Problems of the Pleistocene periodization). Leningrad: Nauka (Publ.), 1971. P. 105–114. (in Russ.)
21. Ponomareva V., Melekestsev I., Braitseva O., Churikova T., Pevzner M., and Sulerzhitsky L. Late Pleistocene-Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific Region. *Volcanism and Subduction, The Kamchatka Region*. 2013. P. 165–198.

ГЕНЕТИЧЕСКИ ОДНОРОДНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА СЕВАСТОПОЛЬ И ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ ОПОЛЗНЕЙ

© 2021 г. И. С. Новиков^{1,*}, Д. А. Борисенко²

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

² Новосибирская геолого-поисковая экспедиция, Новосибирск, Россия

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

Поступила в редакцию 30.01.2019 г.

После доработки 26.09.2020 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

В пределах района города Севастополь расположены юго-западные окончания Внешней, Внутренней и Главной гряд Крымских гор и разделяющих их межгрядовых понижений. Внешняя гряда представляет собой плато, ограниченное с северо-запада береговым обрывом. Поверхность плато образуют террасы средиземноморского ряда в возрастном диапазоне от голоцена до миоцена. На Северной стороне они преимущественно денудационно-аккумулятивные (17%, здесь и далее – от общей изученной площади), на Гераклейском полуострове – денудационные (3.5%). Внутренняя гряда отделена от Внешней и Главной гряд Северным и Южным межгрядовыми понижениями. Межгрядовые понижения (24%) представляют собой вытянутые в северо-восточном направлении котловины, борта которых представлены крутыми и пологими склонами, выработанными в известняках, а днища слабонаклонными плоскими и холмистыми поверхностями, сложенными мергелями и глинами. Внутренняя гряда образована двумя куэстами, каждая из которых состоит из крутого и пологого склона на стыке которых местами сохранились фрагменты поверхностей выравнивания. Склоны куэст, примыкающих к межгрядовым понижениям, образуют их борта и могут быть отнесены как к Внутренней гряде, так и к межгрядовым понижениям. Прочие элементы рельефа представлены обвально-оползевыми (6%), пролювиальными (6%), аллювиальными (4%) аккумулятивными и коллювиально-деллювиальными (3%), абразионными (2%) и тектоногенными (0.5%) денудационными поверхностями. Неотектонические поднятия во Внешней гряде достигают 50–70 м, а в Главной – 800 м. Примерно на 25% площади изученной территории имеются геолого-геоморфологические предпосылки для развития оползневых процессов. При этом выявлены значительные территории, отнесенные к категории высоко подверженных образованию оползней, на которых не известно ни одного оползня. Мы связываем это с недоизученностью таких территорий в связи со слабой хозяйственной освоенностью.

Ключевые слова: геоморфологические карты, опасные геологические процессы, юго-западная часть Крыма

DOI: 10.31857/S0435428121040088

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая территория включает в себя юго-западную часть Крымского п-ова, вошедшего в состав Российской империи в 1783 г. В орографическом отношении она является частью Крымских гор. Первое геоморфологическое районирование территории проведено К.И. Габлицем, выделявшим в пределах Крымских гор три гряды [1]. Данное районирование используется до настоящего времени, поскольку выделенные районы обладают индивидуальностью и существенно отличаются между собой по геологическому строению и особенностям рельефа – т.е. являются геоморфологическими формациями в понимании Н.А. Флоренсова [2].

Хотя история изучения Крымских гор насчитывает более 230 лет и вопросам их геолого-геоморфологического строения посвящено большое количество работ, району города Севастополь, расположенному на их западном окончании, посвящены лишь немногие из них. Во многом это связано с особым административным статусом территории, на которой находится крупнейшая на Черном море база ВМФ.

Интерес к региону возродился у российских исследователей после 2014 г. в связи с изменением статуса Крыма и разработкой планов его хозяйственного преобразования. В ходе планирования и проведения инженерно-строительных работ в районе города Севастополь была установ-

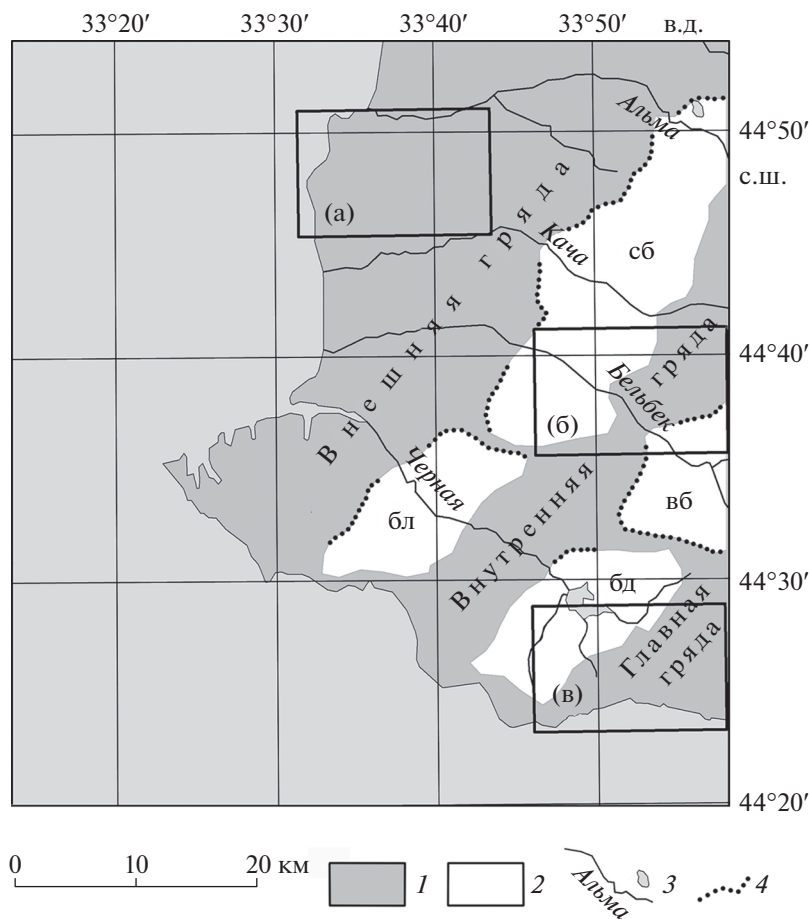


Рис. 1. Геоморфологические районы Юго-Западного Крыма.

1 – гряды Крымских гор; 2 – межгрядовые впадины Северной продольной депрессии (бл – Балаклавская, сб – Симферопольско-Бахчисарайская) и Южной продольной депрессии (бд – Байдарская, вб – Верхнебельбекская); 3 – элементы гидросети; 4 – обрывистые борта межгрядовых впадин. Прямоугольниками (а), (б) и (в) на схеме отмечены территории, показанные на рис. 2.

лена недостаточная инженерно-геологическая изученность его территории [3], в том числе и отсутствие геоморфологических карт средних и крупных масштабов. Для восполнения этого пробела нами была проведена геоморфологическая съемка территории города Севастополь и примыкающих частей Ялтинского, Бахчисарайского и Симферопольского районов в масштабе 1:50 000. Южным и западным ограничениями изученной территории служит береговая линия, северным – линия 43°55' с.ш., восточным – 33°55' в.д. (рис. 1).

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Мы используем в пределах рассматриваемой территории элементы схемы районирования, предложенной К.И. Габлицем [1] – Внешнюю, Внутреннюю и Главную гряды. Также дополняем данную схему, выделяя системы межгрядовых понижений – Северное (между Внешней и Внут-

ренней гряды) и Южное (между Внутренней и Главной гряды). В направлении с северо-запада на юго-восток гряды и понижения последовательно чередуются.

Внешняя гряда может быть названо “грядой” лишь условно, как дань традиции. Это полого снижающееся к северо-западу плато, сложенное на юге миоценовыми известняками, а на севере перекрывающимися их плиоценовыми и плейстоценовыми глинами и галечниками.

Северное межгрядовое понижение отделено от Внешней гряды обрывом в миоценовых известняках. Оно разделяется перемычкой, расположенной на продолжении плато “Мекензиевы горы” на Балаклавскую и Симферопольско-Бахчисарайскую котловины. Днище Балаклавской котловины выработано в глинах альбского яруса нижнего мела и мергелях туронского, коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов верхнего мела, а днище Симферопольско-

Бахчисарайской котловины — в мергелях бодраковского и альминского ярусов среднего палеогена.

Внутренняя гряда состоит из двух куэст с уступами, образованными известняками датского яруса палеогена и валанжинского яруса нижнего мела. Межкуэстовое понижение выработано в верхнемеловых мергелях сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов верхнего мела.

Южное межгрядовое понижение разделено перемычками на ряд изолированных котловин. В днище самой юго-западной из них — Байдарской котловине — вскрываются глины титонского яруса верхней юры, валанжинского, барремского и аптского ярусов нижнего мела. Крутые борта котловины сложены породами тектонического покрова — брекчиевидными титонскими известняками верхней юры, надвинутыми в докайнозойское время на более молодые юрские и нижнемеловые глины [4], выстилающие днище котловины. К северо-востоку от Байдарской расположена Верхнебельбекская котловина, днище которой выработано в песчано-глинистых породах таврической серии верхнего триаса — нижней юры и байосса-бата средней юры, а борта в известняках валанжина нижнего мела и титона верхней юры.

Главная гряда сложена мраморизованными известняками титонского яруса. Южный склон Главной гряды представлен в верхней части обрывом в известняках титона верхней юры, а в нижней — системой обвально-оползневых комплексов, под которыми, судя по обнажениям в наиболее глубоких эрозионных долинах, залегают песчано-глинистые отложения таврической серии позднего триаса-ранней юры и баосса-бата средней юры.

МЕТОДИКА

Геоморфологическая съемка проводилась по методу выделения элементарных поверхностей рельефа, единых в морфо-хроно-генетическом отношении — т.е. сходных по морфологии, времени образования и рельефообразующему процессу или их комплексу. Метод базируется на положении, что земная поверхность представляет собой топологическое образование, состоящее в разных своих участках из характерных наборов элементов с дискретными свойствами по признакам морфологии, времени формирования и генезиса. В русскоязычной научной литературе данный подход обозначен как метод выделения “генетически однородных поверхностей”, в англоязычной литературе близкое направление имеет общее обозначение “land units/ land systems”.

Как и любой подход, в основе которого лежит полноценная теоретическая модель, данный подход имеет высокую практическую значимость. Он позволяет оптимизировать затраты при изучении

и освоении новых территорий, производить в требуемом масштабе районирование местности по степени пригодности для разных видов геологосъемочных и геологопоисковых работ, сельскохозяйственного производства, возведения различных элементов инженерной инфраструктуры.

Подход к земной поверхности как к набору граней, отличающихся углами наклона и наборами свойств, обусловленными возрастом и генезисом, был разработан в конце 1940-х годов Ю.К. Ефремовым как развитие методов построения карт специальных свойств местности в годы войны [5]. В 50-е годы XX века метод был усовершенствован и применен советскими геологами в ходе реализации государственной программы геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [6–12] и географами в Австралии при проведении кадастровых землеустроительных работ [13–15]. Метод не получил развития в той мере, в которой он заслуживает, по следующим причинам. Во-первых, он был избыточно детален для нужд среднемасштабных съемок. Во-вторых, он слишком опережал уровень современных ему технологических возможностей [16, 17]. В связи с интенсивным развитием геоинформационных технологий, в первое десятилетие XXI века крупномасштабные съемки с выделением генетически однородных поверхностей сейчас вновь проводятся зарубежными геологами [18–27]. В России возрождение метода генетически однородных поверхностей проходит не так активно [28–30].

ГЕНЕТИЧЕСКИ ОДНОРОДНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ РАЙОНА ГОРОДА СЕВАСТОПОЛЬ

Начиная со второй половины мела и до позднего неогена, значительная часть рассматриваемой территории была областью мелководной, преимущественно карбонатной аккумуляции. В позднем мелу низменная суша, близкая по высотным отметкам к базису денудации, существовала только на крайнем юго-востоке территории. По мере снижения базиса денудации площадь суши увеличивалась. В конце неогена более 65% территории было областью денудации. В четвертичное время в связи с неотектонической активизацией большая часть территории поднялась и подверглась интенсивному расчленению, в ходе которого аккумулятивные поверхности мелового и палеогенового возраста были полностью, а неогенового — частично, уничтожены. Поэтому распространенные на территории аккумулятивные поверхности имеют неогеновый и четвертичный возраст. Денудационные поверхности включают поверхности выравнивания мелового, палеогенового и неогенового возраста, а также склоны разного генезиса, имеющие преимущественно плейстоценовый и голоценовый возраст. Всего в пре-

делах рассматриваемой территории выделено 37 разновидностей генетически однородных поверхностей, объединенные в 14 групп в зависимости от ведущего рельефообразующего процесса (рис. 2). Пять из них аккумулятивные и денудационно-аккумулятивные (занимают примерно 33% изученной территории), а девять — денудационные (67% изученной территории).

АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Поверхности тел обваливания и оползания приурочены к береговым обрывам, склонам долин и балок, а также склонам межгрядовых понижений. Они занимают около 6% площади изученной территории. Наиболее широко оползневые процессы проявлены в местах пересечения Внешней гряды Крымских гор долинами рр. Альмы, Качи и Бельбека, где образуют крупные оползневые комплексы [37]. Оползневые комплексы здесь вытянуты вдоль склонов долин, частично захватывая северо-западный склон Северного межгрядового понижения. Ширина комплексов составляет 1500–3000 м, а длина 5–6 км. Они образовались после возникновения Внешней продольной депрессии к рубежу среднего и позднего плейстоцена [47], т.е. крупные оползневые тела в основном формировались здесь в позднем плейстоцене. Местами установлено налегание отдельных их блоков на голоценовую первую надпойменную террасу. Это означает, что локальные подвижки в пределах оползневых комплексов продолжались в голоцене.

Главная гряда Крымских гор обрывается с юга системой стенок отрыва оползней и обвалов. Между ними и южным берегом Крыма расположена бугристая поверхность шириной 1–2 км, наклоненная к морю под углом около 12°, целиком состоящая из обвально-оползневых тел, по которым развиваются вторичные оползневые процессы. Наиболее крупные оползневые тела могут включать неразрушенные блоки до нескольких километров в поперечнике. Их образование связывают с катастрофическими землетрясениями [38]. Обвально-оползневой комплекс южного берега Крыма подмывается Черным морем и сползает в сторону побережья со скоростью от долей сантиметра до первых сантиметров, в зависимости от толщины оползня [39]. В ходе оползневых процессов в обвальных и оползневых телах формируются новые оползни с крутыми стенками отрыва (45° и более), а также уплощенными площадками вторичных оползневых тел, что усложняет и без того сложную морфологию обвально-оползневого пояса южного берега Крыма.

Обвалы и оползни береговых обрывов и крутых склонов долин и балок обычно имеют в плане размеры в десятки, реже первые сотни метров, что не позволяет изображать их в масштабе съем-

ки. Они показываются внемасштабными знаками. Поверхность тел обвалов и оползней неровная с валами, буграми и заболоченными западинами в тыловой части. Углы наклонов ее неровностей обычно в пределах 0–20°.

Поверхности аккумуляции временных водотоков сложены галечниками и валунниками. Они занимают около 6% изученной территории. Конусы выноса приурочены к выходам V-образных долин в долины крупных рек или в межгрядовые понижения. В зависимости от размеров долин их поперечные размеры колеблются от 200–300 до 1000–1200 м. Углы наклонов поверхности 4–5°. Пролувальные отложения образуют также плоские аккумулятивные днища балок. Они сложены валунниками, галечниками и суглинками. В крупных балках протяженность аккумулятивных днищ может достигать 4–5 км, ширина 1000 м. Углы наклона их поверхности обычно 2–3°.

Поверхности аккумуляции постоянных водотоков — главным образом поймы, первые и вторые надпойменные террасы, занимают примерно 4% изученной территории. В литературе можно найти упоминание о пяти надпойменных речных террасах, время формирования которых увязывается с формированием ранее перечисленных морских террас [40], их ширина не превышает первых десятков метров, а длина отдельных фрагментов — первых сотен метров, они не играют сколько-нибудь существенной роли в строении рельефа и не могут быть показаны в масштабе съемки.

Пойма и первая надпойменная террасы разделены уступом высотой до 3–5 м. Они показываются на картах в виде единого комплекса, который занимает все дно долин основных рек и имеет в пределах рассматриваемой территории ширину 400–850 м, сужаясь при пересечении тел крупных оползневых массивов до 100–150 м. В строении поймы и первой надпойменной террасы преобладают песчано-глинистые осадки с отдельными прослоями мелкой гальки. Вторая надпойменная терраса возвышается над первой на 15–25 м. Она развита фрагментарно. Ширина наиболее крупных фрагментов достигает 500 м, а протяженность 4.5 км. Сложена она валунно-галечными отложениями с размерами валунов до 15–20 см. Поверхности поймы и первых двух надпойменных террас субгоризонтальные с углами наклона менее 1°. Первая надпойменная терраса в данном районе сближена с поймой. Она в нижней части долин полностью аккумулятивная и сложена песками, выполняющими переуглубленные низовья долин. В верховьях рек она цокольная. Вторая надпойменная терраса образована валунно-галечными отложениями. Развита она преимущественно в нижних частях долин. Судя по изученным обнажениям, в основании уступа

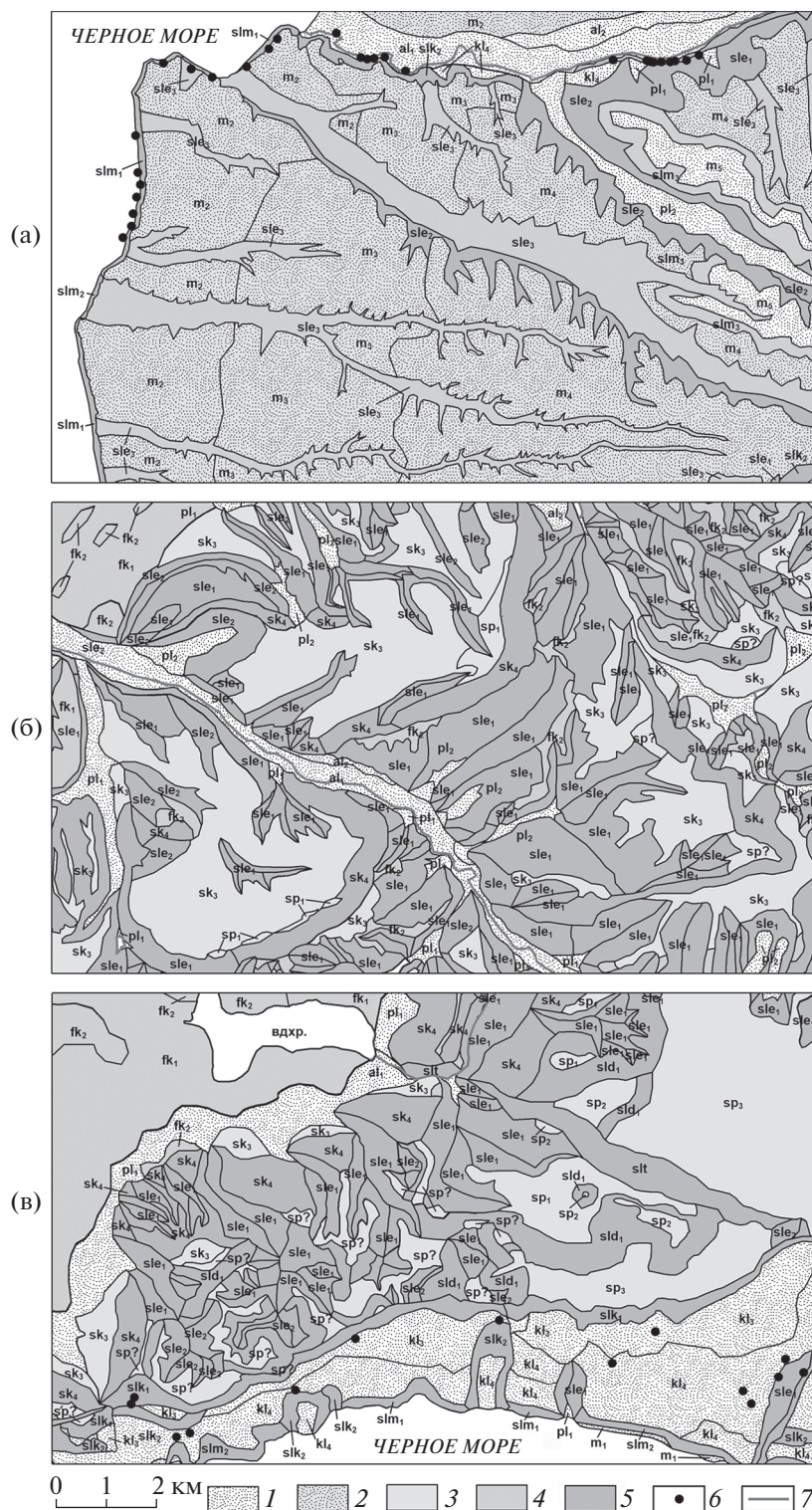


Рис. 2. Геоморфологические карты фрагментов основных геоморфологических районов Юго-Западного Крыма.

(а) – Внешняя гряда, (б) – Северная продольная депрессия и Внутренняя гряда, (в) – Главная гряда и Южная продольная депрессия.

1 – аккумулятивные; 2 – аккумулятивно-денудационные; 3–5 – денудационные: 3 – субгоризонтальные и слабонаклонные, 4 – умеренно-крутые, 5 – крутые; 6 – оползни, не выражающиеся в масштабе; 7 – элементы гидросети.

Аккумулятивные морские террасы: m_5 – вторая чаудинская, m_6 – сарматская; kl_3 – обваловые тела; kl_4 – оползневые тела; аллювиальные: al_1 – пойма и первая терраса, al_2 – вторая терраса; пролювиальные: pl_1 – конусы выноса, pl_2 – шлейфы; ta – отвалы карьеров.

Денудационно-аккумулятивные морские террасы: m_1 — новочерноморская, m_2 — карангатская, m_3 — эвксинская, m_4 — первая чаудинская.

Денудационные поверхности выравнивания: $sp?$ — неустановленного возраста, sp_1 — миоценовая, sp_2 — палеогеновая, sp_3 — поздне меловая; *стенки отрыва:* slk_1 — обвалов, slk_2 — оползней; sld_3 — делювиальные склоны крутые и умеренно-крутые; *избирательной денудации (карстовые) склоны:* sk_4 — крутые, sk_3 — пологие; *равнины:* fk_2 — холмистые, fk_1 — плоские; *склоны эрозионных долин:* sle_1 — крутые, sle_2 — средней крутизны, sle_3 — пологие; slt — тектоногенные уступы; *абразионные уступы:* slm_1 — крутые, slm_2 — средней крутизны, slm_3 — пологие; td — карьеры.

террасы цоколь нигде не обнажается, и она аккумулятивная.

Поверхности техногенной аккумуляции представлены многочисленными насыпями, валами, дамбами и отвалами, большинство из которых не может быть изображено в масштабе съемки. Наибольших размеров достигают отвалы крупных карьеров по добыче строительных материалов. Это плосковершинные холмы с углами склонов $30-35^\circ$, их размеры в поперечнике достигают 800 м. В пределах изученной территории они не играют существенной роли, занимая около 0.05% от общей площади.

ДЕНУДАЦИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Последовательность морских террас давно установлена в Средиземноморском и Черноморском регионах [31–33]. Их формирование связано с прерывистым снижением уровня Мирового океана в кайнозой. На тектонически стабильных побережьях здесь находится лестница морских террас с возрастными с миоцена по голоцен [34–36]. Нами она наблюдалась в пределах Внешней гряды. Миоценовая терраса — единственная полностью аккумулятивная, поскольку продолжает миоценовую поверхность выравнивания и нигде не срезает нижележащие отложения. А вот все более молодые террасы — цокольные (денудационно-аккумулятивные). На севере рассмотренного района это обстоятельство маскируется тем, что выработаны они в галечниках николаевской толщи и галечники их чехла мало отличаются от пород цоколя, а вот к югу от Севастопольской бухты, где они выработаны в миоценовых известняках и практически полностью лишены осадочного чехла, их цокольная природа не оставляет сомнений.

Денудационно-аккумулятивные морские террасы занимают около 17% площади изученной территории, а их денудационные аналоги 3.5%.

Миоценовая терраса (150–160 м) сложена белесыми глинами, мергелями и известняками сарматского яруса (миоцен). Образует наиболее высокие аккумулятивные уровни водоразделов. Здесь и далее в скобках указаны высоты поверхности площадок террас неотектонически стабильных территорий. В пределах рассматриваемого района позднеплиоценовая, ранне- и сред-

нечетвертичная морские террасы приподняты до 50–70 м.

Позднеплиоценовая вторая чаудинская терраса (120–140 м) сложена красно-бурыми суглинками, мергелями и серыми галечниками (плиоцен), отделена от миоценовой террасы отчетливым уступом.

Раннечетвертичная первая чаудинская (90–110 м), среднечетвертичная эвксинская 50–80 м), позднечетвертичная карангатская (18–45 м) и голоценовая новочерноморская (3–5 м) террасы покрыты серыми галечниками и врезаны в миоценовые и позднеплиоценовые отложения. Толщина галечникового чехла 3–5 м. В южном направлении толщина чехла истончается и исчезает сначала на высоких террасах, а к югу от Севастопольской бухты все террасы полностью лишены чехла и в рельефе выражены только цоколи, выработанные в сарматских отложениях. Их площадь составляет около 3.5% изученной территории.

Поверхности четвертичных морских террас имеют слабый (0.5°) наклон в сторону побережья Черного моря. У неогеновых террас наклон увеличивается до $2-3^\circ$ в связи с их вовлеченностью в поднятие четвертичного времени, Ширина террас обычно 2–3 км, а протяженность отдельных фрагментов зависит от ширины водоразделов и составляет 5–10 км.

ДЕНУДАЦИОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Поверхности выравнивания образовались на данной территории в условиях длительного тектонического покоя и стабильного уровня Мирового океана, который служил базисом денудации. В районе присутствуют все три высотных уровня, которые должны были возникнуть (в соответствии с кривой Хага-Вейла [41–44]) в позднем мелу, в раннем-среднем палеогене и миоцене [35, 40, 45]. Сформировались поверхности выравнивания вблизи палеоуровней Мирового океана 300, 250 и 200 м. Одновременно с формированием денудационных поверхностей выравнивания в прилегающем морском бассейне накапливались коррелятивные отложения. Поверхность их толщи после снижения базиса денудации осушалась и образовывала морскую равнину соответствующего возраста. Меловая и палеогеновая морские равнины были уничтожены при формировании миоценовой поверхности выравнивания, которая

срезает их отложения. Местами можно проследить ее переход к аккумулятивной миоценовой морской равнине и восстановить положение береговой линии миоценового времени [45]. Реликты поверхностей выравнивания занимают около 3.5% площади изученной территории.

Наиболее полно все три уровня представлены на яйлах Главной гряды Крымских гор, где размеры сохранившихся фрагментов поверхностей выравнивания достигают 4–5 км в поперечнике. Абсолютные высоты яйл достигают здесь 1100 м. Соответственно, вертикальная амплитуда неотектонического поднятия с учетом исходной высоты формирования меловой поверхности выравнивания составляет до 800 м. Поверхности выравнивания на яйлах Главной гряды срезают сложно дислоцированную толщу юрских известняков. Они несут эпигенетический микрорельеф в виде карстовых воронок, число которых достигает нескольких десятков на 1 км². Без учета участков, измененных карстовыми процессами, наклон поверхностей выравнивания в целом не превышает 2–3°. На наиболее возвышенных участках водоразделов Внешней гряды сохранились фрагменты миоценовой поверхности выравнивания размером до 2–3 км в поперечнике, почти не измененной карстовыми процессами. На водоразделах Средней гряды сохранились фрагменты всех трех поверхностей выравнивания, имеющие обычно вытянутую форму, ширину до 500 м и длину до 5 км. Карстовые формы на них также развиты слабо.

Общее снижение поверхности Крымских гор незначительно, в сумме оценивается в 0.08 мм/год, главным образом за счет врезания долин и отступления их склонов [46]. На плоских водоразделах снижение поверхности меньше на 1–2 порядка. Соответственно за все время существования поверхностей выравнивания снижение их поверхности не превысило первых десятков метров.

Поверхности стенок отрыва обвалов и оползней в пределах рассматриваемой территории имеют обычно первые сотни метров в длину и первые десятки метров в высоту и не могут быть выражены в масштабе съемки. У наиболее крупных оползневых комплексов юго-восточного склона Внешней гряды, расположенных в месте ее пересечения долинами рек, протяженность стенок отрыва достигает 8–10 км при высоте 50–60 м. Судя по тому, что стенки отрыва сильно расчленены и выположены, они не моложе позднего плейстоцена. Крупные стенки отрыва характерны для южного склона Главной гряды, где протяженность их отдельных участков достигает 10–15 км, высота составляет 250–450 м при углах наклона до 60–80°. В общей сложности стенки отрыва обвалов и оползней занимают около 1.5% изученной территории.

Поверхности склоновой денудации распространены в пределах рассматриваемой территории только в водораздельных частях Главной и Внутренней гряд Крымских гор, где они разделяют разные возрастные уровни поверхностей выравнивания. Их высота обычно 50–100 м, протяженность может достигать 3 км, а углы наклона 30–35°. Они занимают 1.5% изученной территории.

Поверхности карстовой денудации в пределах рассматриваемой территории распадаются на две большие группы. Первую образуют широко развитые на плоских водоразделах Главной гряды карстовые воронки шириной до 200 и глубиной 15–25 м со склонами от 15–20° до 40° и более. В силу своих небольших размеров они не могут быть изображены в масштабе съемки. Вторую группу образуют межгрядовые понижения (ширина по бровкам бортов 6.5–7.5 км, протяженность от 13–15 до 35 и более км, разделяющие Внешнюю, Внутреннюю и Главную гряды Крымских гор, которые принято относить к формам комплексной денудации [40]). Аналогичные впадины в сходных геолого-геоморфологических условиях известны в Восточном Средиземноморье, например, впадины Рамон, Хатира и Хацера в пределах плато Негев.

Продольные депрессии сформированы комплексом денудационных процессов, но тот факт, что их борта выработаны в устойчивых к эрозии известняках, а днище в малоустойчивых, но водонепроницаемых глинах и мергелях, свидетельствует о том, что основным фактором при их образовании были карстовые процессы при подчиненном влиянии прочих агентов денудации, и они являются гигантскими карстовыми депрессиями.

Учитывая линейную вытянутость продольных депрессий в две линии по обе стороны Внутренней гряды, следует предположить, что их формирование происходило в пределах зон дробления, возникших на неотектоническом этапе в ходе поднятия Главной гряды Крымских гор.

Денудационные депрессии между грядями Крымских гор занимают около 24% изученной территории. Они образованы следующими генетически однородными поверхностями: *крутыми бортами, пологими бортами, плоскими днищами и холмистыми возвышенностями днищ*. Крутые борта образуются, когда склоны депрессий наклонены в обратном направлении относительно общего падения карбонатной толщи, в которой они выработаны. Обычно они имеют юго-восточную экспозицию. Протяженность отдельных их сегментов от 5 до 15 км, углы наклона от 25–30° до 50° и более вплоть до отрицательных, высота от 100 до 250 м. *Пологие борта* образуются, когда их экспозиция (обычно северо-западная) совпадает с общим падением слоистой толщи, в которой они

выработаны. Протяженность отдельных сегментов 3–7 км, ширина 2.7–3.4 км, углы наклона 10–15°, реже до 25°. *Днища продольных депрессий* выработаны в глинах и мергелях (глинистых известняках). Их ширина 1–3 км, протяженность отдельных сегментов в пределах рассматриваемой территории от 3 до 13 км, углы наклона поверхности 5–6°. В их пределах выделяются *холмистые возвышенности*, обычно имеющие изометричную форму, 1–2 км в поперечнике, относительные высоты до 50–80 м. Они имеют плоские вершины и углы наклона склонов 10–15°.

Время формирования продольной депрессии между Внутренней и Внешней грядами установлено по U/Th датировкам натечных образований остаточных карстовых полостей в обрывах северного борта депрессии [47]. Начало формирования депрессии – около 240 тыс. л.н. (вторая половина среднего плейстоцена) датируется по времени прекращения формирования отложений восходящих источников. Окончание интенсивного углубления – 130 тыс. л.н. (граница среднего и позднего плейстоцена) фиксируется по осушению карстовых полостей и началу формирования сталагмитов. Суммарная скорость денудации примерно 1.4 мм/год, что для карстового массива совсем немного. Эти датировки хорошо согласуются с геоморфологическими данными, поскольку формирование продольной депрессии не могло начаться раньше образования среднеплейстоценовой эвксинской террасы, т.к. до этого базис денудации находился выше уровня дна депрессии, и должно было завершиться до начала формирования на склонах продольных депрессий позднелюдовских оползневых комплексов.

Поверхности склонов эрозионных долин являются самым распространенным типом генетически однородных поверхностей в пределах рассматриваемой территории, занимая в совокупности около 30.5% ее площади. По углам наклона и интенсивности формирования они разделяются на три группы: *крутые эрозионные склоны, эрозионные склоны средней крутизны и пологие эрозионные склоны.*

Поверхности крутых склонов эрозионных долин характерны для интенсивно врезающихся в голоцене и позднем плейстоцене элементов дренажной сети. Они встречаются в V-образных долинах временных и постоянных водотоков, а также ящикообразных долинах среднего и нижнего течения крупных рек (Альмы, Качи, Бельбека). Склоны обычно имеют угол естественного откоса, который на рассматриваемой территории составляет 31–36° [48]. У недавних врезов углы наклона могут достигать 45° и более. Для Северной продольной депрессии V-образные долины не характерны. Они также редко образуют склоны балок, дренирующих водоразделы Внешней гряды

за исключение междуречья Качи и Бельбека, представляющего собой относительно приподнятый неотектонический блок, подвергшийся интенсивному эрозионному расчленению. Более всего в пределах рассматриваемой территории крутые склоны распространены в южном окончании Внутренней гряды, которая расчленена V-образными долинами до состояния бедленда.

Поверхности средней крутизны склонов эрозионных долин формируются на месте крутых эрозионных склонов при затухании эрозионного процесса и выполаживании бортов эрозионных долин склоновыми процессами до углов наклона 15–20°. Они широко представлены на водоразделах Внешней гряды и несколько меньше на южном окончании Внутренней гряды.

Поверхности пологих склонов эрозионных долин имеют углы наклона 8–10° и характерны для водоразделов Внешней гряды, где образуют склоны балок, начинающих врезаться в позднелюдовские террасы, и расположены верховья более древних балок, до которых еще не добралась регрессивная эрозия.

Поверхности тектоногенные уступов слабо распространены в пределах рассматриваемой территории, занимая менее 0.5% ее площади. В слабо измененном виде встречаются в виде единичных случаев на водоразделах Главной гряды, где смещают лестницу поверхностей выравнивания. Все установленные тектоногенные уступы имеют северо-восточное простирание. Их формирование связано с растяжениями в ходе неотектонического поднятия Крымских гор. Представляют собой уступы высотой до 150–180 м, протяженностью до 6 км с углами наклона поверхности 30–35°, местами до 40°.

Поверхности абразионных уступов опоясывают территорию района города Севастополь с запада и юга и являются наиболее динамически развивающимся ее элементом. Они занимают 2% площади территории. Скорость отступления берега здесь очень неравномерна и составляет от 500 до 2 см в год [49]. Выделяются свежие абразионные уступы с углами наклона 50° и более. Они прослеживаются практически по всему побережью, но наиболее активно развиваются к северу от Севастопольской бухты, где берег сложен малоустойчивыми к абразии глинами и галечниками. Южное побережье, сложенное на значительном протяжении юрскими мраморизованными известняками, более устойчиво и над активно развивающимся современным абразионным уступом сохранился реликтовый абразионный уступ. Он сглажен склоновыми процессами до углов естественного откоса – 30–36°. Кроме того, на водоразделах внешней гряды между уровнями высоких морских террас сохранились береговые уступы, силь-

но измененные склоновыми процессами с углами наклона 10–15°.

Поверхности антропогенной деструкции очень широко распространены в пределах рассматриваемой территории. В основном это объекты с линейными размерами в первые метры, реже – десятки метров: ямы на месте подземных сооружений, воронки от разрыва тяжелых боеприпасов, дорожные выемки. В масштабе съемки они показаны быть не могут. Наиболее крупными формами являются карьеры по добыче строительных материалов, размеры которых достигают в поперечнике 1000–1500 м при глубине 100–170 м. Они имеют обычно плоское дно и ступенчатые склоны с крутизной больше угла естественного откоса. По площади они занимают около 0.5% рассматриваемой территории.

РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА СЕВАСТОПОЛЬ ПО СТЕПЕНИ ОПАСНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ

Уже на ранних стадиях хозяйственного освоения Крымских гор выяснилось, что наиболее опасными экзогенными процессами здесь являются оползни и обвалы [50, 51]. В XX веке на территории Крыма проведена большая работа по выявлению и мониторингу оползневых процессов [52, 53]. Развитие всего комплекса экзогенных процессов, включая оползневой, контролируется распространением генетически однородных поверхностей, с которыми связаны различия в морфологии поверхности, рыхлых поверхностных отложениях и степени их подвижности. В силу своей доступности наиболее хорошо изучены оползни, связанные с береговыми обрывами [54, 55]. Однако оползневые процессы широко проявлены, но недостаточно изучены в пределах остальной части района города Севастополь, поскольку там имеются соответствующие геолого-геоморфологические условия.

В целях прогноза распределения оползневых процессов целесообразно разделить генетически однородные поверхности рассматриваемой территории на три категории по условиям возникновения оползней: 1) отсутствуют условия для формирования оползней, 2) существует умеренная вероятность проявления оползней, 3) существует высокая вероятность проявления оползней (рис. 3).

К первой категории относятся аккумулятивные морские террасы, делювиальные конусы выноса и шлейфы, поймы и аллювиальные террасы, поверхности выравнивания, денудационные склоны, пологие склоны, днища и холмистые участки продольных депрессий, пологие склоны эрозионных долин и сильно сглаженные абразионные уступы. Ко второй категории относятся

склоны эрозионных долин умеренной крутизны и абразионные уступы умеренной крутизны. К третьей категории – тела оползней, обвалы и отвалы горных пород, стенки отрыва оползней и обвалов, крутые денудационные уступы, крутые склоны карстовых продольных депрессий, крутые борта эрозионных долин, склоны тектоногенных уступов, склоны абразионных уступов и бортов крупных карьеров.

На территориях первой категории обвально-оползневые процессы без внешнего воздействия невозможны, но могут проявляться в случае производства в ее пределах объемных работ по созданию насыпей и выемок. Также формирование оползней на территориях первой категории возможно при землетрясениях магнитудой более 7.5, когда происходит вовлечение в оползневой процесс краевых частей водораздельных плато в полосе шириной до 1–2 км. Подобные примеры в геологической истории четвертичного периода имеются. На территориях второй категории обвально-оползневые процессы могут проявляться в аномально влажные годы и при производстве строительных работ. На территориях третьей категории обвально-оползневые процессы либо проявляются постоянно в текущем времени, либо активизируются при антропогенном воздействии, сезонном увлажнении или выпадении повышенного количества осадков в сухой сезон.

На большей части территории формирование оползней контролируется главным образом крутизной склонов, поскольку остальные условия (широкое распространение глинистых пород и влажный климат) здесь достаточно однородны. Исключение составляют древние оползневые комплексы северной продольной депрессии, имеющие высокий оползневой потенциал при малых углах наклона и развивающиеся в неогеновых толщах, состоящих главным образом из известняков при подчиненном значении глин. На южном склоне главной гряды, сложенной в верхней части прочными юрскими известняками ситуация несколько меняется. В этой части территории оползневые процессы конкурируют с обвальными. В крутых склонах, в которых вскрываются выходы тектонических пластин, сложенных глинистыми породами, развиты оползневые процессы, несмотря на большие углы наклона, для которых обычно характерны обваливание и осыпание.

В общей сложности примерно на 25% площади изученной территории имеются геолого-геоморфологические предпосылки для развития оползневых процессов. В 2016–2018 гг. нами были проведены работы по актуализации реестра оползней юго-западного Крыма и мониторингу их активности, который заключался в полевых наблюдениях над признаками активности (наземных и с

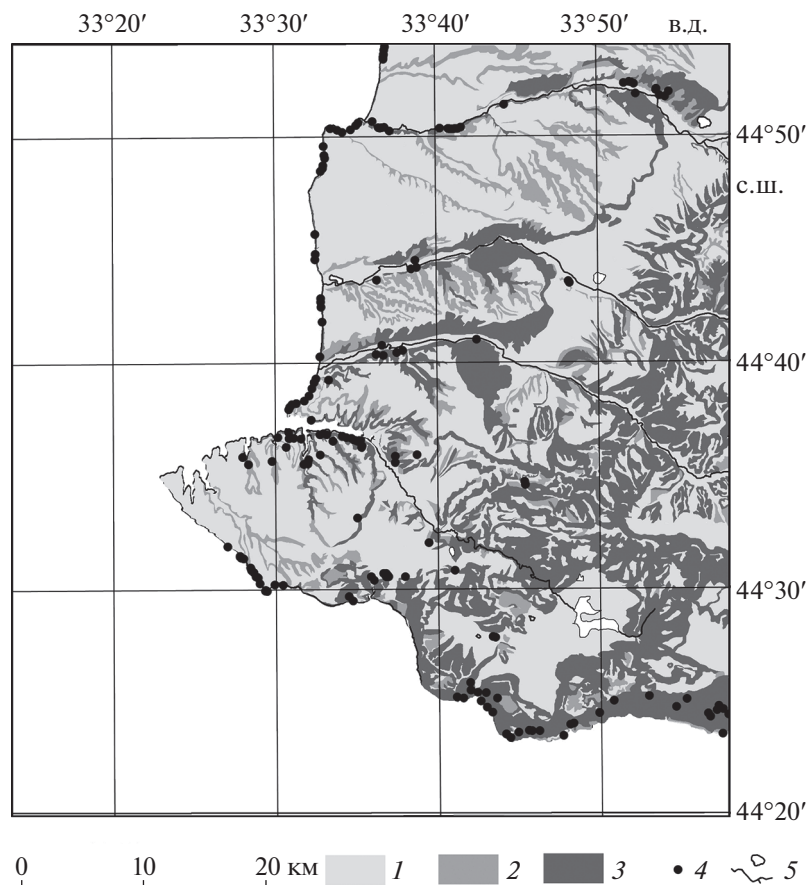


Рис. 3. Схема районирования Юго-Западного Крыма по условиям формирования оползней.

Условия для формирования оползней: 1 – отсутствуют, 2 – умеренная вероятность, 3 – высокая вероятность; 4 – установленные современные оползни, на которых ведется мониторинг; 5 – реки и озера.

помощью беспилотных летательных аппаратов) и измерениях положения реперов в телах оползней методами высокоточной GPS-геодезии. Анализ распределения выявленных оползней в пределах территории показал, что в целом они тяготеют к выделенным районам, подверженным формированию оползней. Распределение это крайне неравномерное. Выделяются значительные территории, отнесенные к категории высоко подверженных образованию оползней, на которых не известно ни одного оползня. Мы связываем это со слабой освоенностью этих территорий, отсутствием на них дорог и других искусственных сооружений, которым угрожали бы оползни. При хозяйственном освоении этих территорий и строительстве таких объектов возникновение проблем, связанных с оползневыми процессами, представляется неизбежным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Причины широкого распространения оползневых процессов в пределах рассмотренного района достаточно очевидны – обилие форм рельефа

с крутыми склонами, высокое содержание глин в толщах, слагающих район, приморский климат с большим количеством атмосферных осадков и высокая сейсмичность территории. Отмечаемое многими авторами влияние антропогенных факторов на формирование оползней представляется преувеличенным. Среди установленных оползней и оползневых комплексов лишь единицы расположены вне районов, отнесенных по геолого-геоморфологическим данным к районам, не подверженным образованию оползней, и все они связаны с крупными дорожными насыпями и выемками – т.е. техногенными формами микрорельефа. В остальных случаях техногенное воздействие служит лишь пусковым механизмом на площадях с высоким потенциалом развития оползневых процессов.

В ходе проведения геоморфологической съемки нами было отмечено отклонение от общих закономерностей строения рельефа, причина которого осталась неустановленной. В долине реки Черной в районе Инкермана не произошло формирование большого оползневого комплекса, то-

гда как в сходных геолого-геоморфологических условиях на северном продолжении границы между Внешней грядой и Северным продольным понижением при ее пересечении долинами Бельбека, Качи и Альмы такие комплексы образовались.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Габлиц К.И.* Физическое описание таврической области, по ее местоположению, и по трем царствам природы. СПб: Тип. И. Вейтбрехта, 1785. 199 с.
2. *Флоренсов Н.А.* О геоморфологических формациях // Геоморфология. 1971. № 2. С. 3–10.
3. Концепция пространственного развития города федерального значения Севастополя СПб. Севастополь: Ин-т территориального планирования “Урбаника”, 2015. 379 с.
4. *Юдин В.В.* Надвиговые и хаотические комплексы. Симферополь: ИТ “АРИАЛ”, 2013. 251 с.
5. *Ефремов Ю.К.* Опыт морфологической классификации элементов и простых форм рельефа // Вопросы географии. 1949. Вып. 11. С. 47–64.
6. *Борисевич Д.В.* Единый метод геоморфологического картирования в средних масштабах. М.: Изд-во ОГГН при АН СССР, 1959. 23 с.
7. *Борисевич Д.В.* Универсальная легенда для геоморфологических карт // Землеведение. Новая серия. 1950. Т. III (XLIII). С. 169–182.
8. *Борисевич Д.В.* Универсальная морфохроногенетическая легенда для геоморфологических карт крупного, среднего и мелкого масштаба и принципы генерализации при переходе к картам более мелкого масштаба // Географический сборник 3. Научная информация в географии. Теоретические и региональные проблемы географии. М.: ВИНТИ, 1969. С. 137–153.
9. *Спирidonov А.И.* Геоморфологическое картографирование. М.: Географгиз, 1952. 187 с.
10. *Ефремов Ю.К.* Классификация рельефообразующих факторов в связи с задачами геоморфологического картирования // Вопросы географии. 1954. Вып. 36. С. 71–90.
11. *Ермолов В.В.* Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной комплексной геологической съемке северных районов. Л.: Ин-т геологии Арктики, 1958. 35 с.
12. *Ермолов В.В.* Генетически однородные поверхности в геоморфологическом картировании. Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1964. 42 с.
13. *Christian C.S. and Stewart G.A.* General Report on Survey of Katherine-Darwin Region, 1946. Land Research Series No. 1. Melbourne: CSIRO Australia, 1953. 177 p.
14. *Christian C.S. and Stewart G.A.* Methodology of integrated surveys // Aerial Surveys and Integrated Studies. Paris: UNESCO, 1968. P. 233–280.
15. *Story R., Tweedie A.D., van de Graaff R.H.M., and Galloway R.W.* General Report on the Lands of the Hunter Valley. Land Research Series No. 8. Melbourne: CSIRO Australia, 1963. 156 p.
16. *Davidson D.A.* The assessment of land resources: achievements and new challenges // Australian Geographical Studies. 2002. Vol. 40. P. 109–128.
17. *Новиков И.С.* Обзор становления отечественных картографических исследований в области геологической геоморфологии (превратности метода) // Геоморфология. 2003. № 2. С. 28–42.
18. *Gustavsson M. and Kolstrup E.* New geomorphological mapping system used at different scales in a Swedish glaciated area // Geomorphology. 2009. Vol. 110. P. 37–44.
19. *Gustavsson M., Kolstrup E., and Seijmonsbergen A.C.* A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development // Geomorphology. 2006. Vol. 77. P. 90–111.
20. *Gustavsson M., Seijmonsbergen A.C., and Kolstrup E.* Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map – With an example from Liden, central Sweden // Geomorphology. 2008. Vol. 95. P. 335–349.
21. *van Asselen S. and Seijmonsbergen A.S.* Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM // Geomorphology. 2006. Vol. 78. P. 309–320.
22. *Smith M.J., Rose J., and Booth S.* Geomorphological mapping of glacial landforms from remotely sensed data: An evaluation of the principal data sources and an assessment of their quality // Geomorphology. 2006. Vol. 76. P. 148–165.
23. *Minár J. and Evans I.S.* Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping // Geomorphology. 2008. Vol. 95. P. 236–259.
24. *Siart C., Bubbenzer O., and Eitel B.* Combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping: A multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete // Geomorphology. 2009. Vol. 112. P. 106–121.
25. *Anders N.S., Seijmonsbergen A.C., and Bouten W.* Segmentation optimization and stratified object-based analysis for semi-automated geomorphological mapping // Remote Sensing of Environment. 2011. Vol. 115. P. 2976–2985.
26. *Romstad B. and Etzelmüller B.* Mean-curvature watersheds: A simple method for segmentation of a digital elevation model into terrain units // Geomorphology. 2012. Vol. 139–140. P. 293–302.
27. *James L.A., Walsh S.J., and Bishop M.P.* Geospatial technologies and geomorphological mapping // Geomorphology. 2012. Vol. 137. P. 1–4.
28. *Новиков И.С.* Морфология и история формирования пенепплена Алтая на примере Курайского хребта // Геоморфология. 2015. № 3. С. 70–80.
29. *Мамедов Г.М., Новиков И.С.* Геоморфология Джунгарской равнины и ее горного обрамления // Геоморфология. 2015. № 1. С. 88–100.

30. *Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Каргополов С.А.* Геологическое строение, рельеф и неотектоника Чулышманского нагорья (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 10. С. 1757–1771.
31. *Пейнер Ф.* Плейстоцен. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 502 с.
32. *Zeuner F.E.* The Pleistocene Period. London. Hutchinson. 1959. 447 p.
33. *Федоров П.В.* Стратиграфия Четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 157 с.
34. *Благоволин Н.С.* Возраст морфоструктуры Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер геогр. 1965. № 2. С. 83–89.
35. *Лысенко Н.И.* К вопросу о происхождении поверхностей выравнивания на Крымской яйле // Геоморфология. 1972. № 2. С. 81–85.
36. *Димитров П.С., Говберг Л.И.* Новые данные о плейстоценовых террасах и палеогеографии болгарского шельфа Черного моря // Геоморфология. 1979. № 2. С. 81–89.
37. *Клюкин А.А.* О возрасте оползней в долинах прорыва рек через куэстовые гряды Крыма // Геоморфология. 1978. № 2. С. 72–79.
38. *Благоволин Н.С.* Сейсмоструктурные и сейсмогравитационные процессы в Горном Крыму // Геоморфология. 1993. № 2. С. 49–56.
39. *Корженевский Б.И.* Гравитационные склоновые процессы на южном берегу Крыма // Геоморфология. 1992. № 1. С. 66–72.
40. *Благоволин Н.С.* Вопросы геоморфологии Крыма // Вопросы географии. Сб. 74. 1968. С. 98–108.
41. *Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., and Thompson S.* III Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level // American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1977. Vol. 26. P. 83–89.
42. *Haq B.U. and Al-Qahtani A.M.* Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // GeoArabia. 2005. No. 10. P. 127–160.
43. *Haq B.U., Hardenbol J., and Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present) // Science. 1987. Vol. 235. No. 4793. P. 1156–1167.
44. *Miller K.G., Mountain G.S., Wright J.D., and Browning J.V.* A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records // Oceanography. 2011. Vol. 24. No. 2. P. 40–53.
45. *Лысенко Н.И.* Новые данные о миоценовой поверхности выравнивания в Горном Крыму // Геоморфология. 1976. № 1. С. 86–90.
46. *Благоволин Н.С., Клюкин А.А.* Скорость современной денудации Крымских гор // Геоморфология. 1987. № 4. С. 42–49.
47. *Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Штаубвассер М.* Возраст рельефа Внутренней гряды Горного Крыма по U/Th датировкам кальцитовых отложений карстовых полостей // Доповіді Національної академії наук України. 2012. № 7. С. 88–95.
48. *Клюкин А.А.* Эволюция крутых склонов Крымских гор // Геоморфология. 1998. № 3. С. 59–66.
49. *Луговой Н.Н.* Типизация, районирование и состояние морских берегов Севастополя // Геоморфология. Вып. 7. М.: Медиа-Пресс, 2016. С. 131–142.
50. Инженерная геология СССР. Т. 8. Кавказ, Крым, Карпаты / Ред. И.М. Буачидзе, К.И. Джаннджгава, М.В. Чуринова. М.: Изд-во МГУ, 1975. 365 с.
51. *Славин В.И.* Современные геологические процессы в Юго-Западном Крыму. М.: Изд-во МГУ, 1975. 195 с.
52. *Ерши И.Ф., Саломатин В.Н.* Оползни Крыма. Симферополь: Апостроф, 1999. 422 с.
53. *Рудько Г.И., Ерши И.Ф.* Оползни и другие геодинамические процессы горноскладчатых областей Украины (Крым, Карпаты). Киев: Задруга, 2006. 620 с.
54. *Горячкин Ю.Н., Федоров А.П.* Оползни Севастопольского региона. Ч. 1. Северная сторона // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. Вып. 1. С. 4–12.
55. *Горячкин Ю.Н., Федоров А.П.* Оползни Севастопольского региона. Ч. 2. Гераклеийский полуостров // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. Вып. 2. С. 4–12.

Land units of the Sevastopol city area and landslide forecast

I. S. Novikov^{a,*} and D. A. Borisenko^b

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

^b*Novosibirsk geological search expedition, Novosibirsk, Russia*

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

The South-Western extends of the Outer, Inner and Main ridges of the Crimean mountains and the inter-ridge depressions that separate them are located within the city of Sevastopol. The Outer ridge is a plateau bounded from the North-West by a coastal cliff. The surface of the plateau is formed by terraces of the Mediterranean series ranging in age from Holocene to Miocene. Accumulational terrace cover 17% of the overall studied territory on the Northern side of the plateau and denudational terraces cover 3.5% on the Heraclea Peninsula. The Inner ridge is separated from the Outer and Main ridges by the Northern and Southern inter-ridge depressions. Inter-ridge depressions cover 24% of territory. They are characterized by steep and gentle slopes developed on limestone; and flat and hilly bottoms developed in marl and clay. The Inner ridge is

formed by two cuestas bounded by steep and gentle slopes with fragments of flat surface at the top. Cuestas slopes also serve as sides of the inter-ridge depressions. Other relief elements include landslide (6%), proluvial (6%), alluvial (4%) accumulative and colluvial-delluvial (3%), abrasive (2%) and tectonic (0.5%) denudation surfaces. Neotectonic uplifts in the Outer ridge reach 50–70 m, and in the Main ridge – 800 m. Approximately 25% of the study area is prone to landslides based on its geological and geomorphological characteristics. At the same time, significant territories have been classified as highly susceptible to landslides, but no landslides were documented there. We relate this to the lack of geologic investigation of such territories due to their poor economic development.

Keywords: land units, dangerous geological processes, landslides, Sevastopol, Crimea

ACKNOWLEDGMENTS

The work was done as part of a government mission Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS.

REFERENCES

- Gablits K.I. *Fizicheskoe opisanie tavrisheskoi oblasti, po eya mestopolozheniyu, i po trem tsarstvam prirody* (Physical description of the Tauride region, by its location, and by the three kingdoms of nature). St.-Petersburg: I. Weitbrecht Type (Publ.), 1785. 199 p. (in Russ.)
- Florensov N.A. *O geomorfologicheskikh formatsiyakh* (On geomorphological formations). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1971. No. 2. P. 3–10. (in Russ.)
- Kontsepsiya prostranstvennogo razvitiya goroda federal'nogo znacheniya Sevastopolya* (The Concept of spatial development of the Federal city of Sevastopol). LLC Institute of territorial planning "Urbanika" (Publ.), 2015. 379 p. (in Russ.)
- Yudin V.V. *Nadvigovye i khaoticheskie komplekсы* (Thrust and chaotic complexes). Simferopol: IT "ARIAL" (Publ.), 2013. 251 p. (in Russ.)
- Efremov Yu.K. *Opyt morfologicheskoi klassifikatsii elementov i prostykh form rel'efa* (Experience in morphological classification of elements and simple landforms). *Voprosy geografii* (Questions of geography). 1949. Iss. 11. P. 47–64. (in Russ.)
- Borisevich D.V. *Edinyi metod geomorfologicheskogo kartirovaniya v srednikh masshtabakh* (Unified method of geomorphological mapping on medium scales). Moscow: OGGN Publishing house at the USSR Academy of Sciences (Publ.), 1959. 23 p. (in Russ.)
- Borisevich D.V. *Universal'naya legenda dlya geomorfologicheskikh kart* (Universal legend for geomorphological maps). *Geography, New series*. 1950. Vol. III (XLIII). P. 169–182. (in Russ.)
- Borisevich D.V. *Universal'naya morfokhronogeneticheskaya legenda dlya geomorfologicheskikh kart krupnogo, srednego i melkogo masshtaba i printsipy generalizatsii pri perekhode k kartam bolee melkogo masshtaba* (Universal morphochronogenetic legend for geomorphic maps of large, medium and small scale and the principles of generalization in the transition to maps of a smaller scale). *Geograficheskii sbornik 3. Nauchnaya informatsiya v geografii. Teoreticheskie i regional'nye problemy geografii* (Geographical collection 3. Scientific information in geography). *Teoreticheskie i regional'nye problemy geografii (Theoretical and regional problems of geography)*. Moscow: VINITI (Publ.), 1969. P. 137–153. (in Russ.)
- Spiridonov A.I. *Geomorfologicheskoe kartografirovaniye* (Geomorphological mapping). Moscow: Geografiz (Publ.), 1952. 187 p. (in Russ.)
- Efremov Yu.K. *Klassifikatsiya rel'efoobrazuyushchikh faktorov v svyazi s zadachami geomorfologicheskogo kartirovaniya* (Classification of relief-forming factors in connection with the problems of geomorphological mapping). *Voprosy geografii (Questions of geography)*. 1954. Issue 36. P. 71–90. (in Russ.)
- Ermolov V.V. *Voprosy sostavleniya geomorfologicheskikh kart pri srednemasshtabnoi kompleksnoi geologicheskoi s'emke severnykh raionov* (Issues of geomorphological mapping in the mid-scale integrated geological survey of the Northern regions). L.: In-t GEOL. Arctic (Publ.), 1958. 35 p. (in Russ.)
- Ermolov V.V. *Geneticheski odnorodnye poverkhnosti v geomorfologicheskoy kartirovani* (Genetically homogeneous surfaces in geomorphological mapping). Novosibirsk: Ed. SO as USSR (Publ.), 1964. 42 p. (in Russ.)
- Christian C.S. and Stewart G.A. General Report on Survey of Katherine-Darwin Region, 1946. Land Research Series No. 1. Melbourne: CSIRO Australia (Publ.), 1953. 177 p.
- Christian C.S. and Stewart G.A. Methodology of integrated surveys. Aerial Surveys and Integrated Studies. Paris: UNESCO (Publ.), 1968. P. 233–280.
- Story R., Tweedie A.D., van de Graaf R.H.M., and Galloway R.W. General Report on the Lands of the Hunter Valley. Land Research Series No. 8. Melbourne: CSIRO Australia (Publ.), 1963. 156 p.
- Davidson D.A. The assessment of land resources: achievements and new challenges. *Australian Geographical Studies*. 2002. Vol. 40. P. 109–128.
- Novikov I.S. *Obzor stanovleniya otechestvennykh kartograficheskikh issledovaniy v oblasti geologicheskoi geomorfologii (prevratnosti metoda)* (Review of the formation of domestic cartographic research in the field of geological geomorphology (vicissitudes of the method)). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2003. No. 2. P. 28–42. (in Russ.)
- Gustavsson M. and Kolstrup E. New geomorphological mapping system used at different scales in a Swedish glaciated area. *Geomorphology*. 2009. Vol. 110. P. 37–44.
- Gustavsson M., Kolstrup E., and Seijmonsbergen A.C. A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology*. 2006. Vol. 77. P. 90–111.

20. Gustavsson M., Seijmonsbergen A.C., and Kolstrup E. Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map – With an example from Liden, central Sweden. *Geomorphology*. 2008. Vol. 95. P. 335–349.
21. van Asselen S. and Seijmonsbergen A.S. Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. *Geomorphology*. 2006. Vol. 78. P. 309–320.
22. Smith M.J., Rose J., and Booth S. Geomorphological mapping of glacial landforms from remotely sensed data: An evaluation of the principal data sources and an assessment of their quality. *Geomorphology*. 2006. Vol. 76. P. 148–165.
23. Minár J. and Evans I.S. Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. *Geomorphology*. 2008. Vol. 95. P. 236–259.
24. Siart C., Bubenzer O., and Eitel B. Combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping: A multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete. *Geomorphology*. 2009. Vol. 112. P. 106–121.
25. Anders N.S., Seijmonsbergen A.C., and Bouten W. Segmentation optimization and stratified object-based analysis for semi-automated geomorphological mapping. *Remote Sensing of Environment*. 2011. Vol. 115. P. 2976–2985.
26. Romstad B. and Etzelmüller B. Mean-curvature watersheds: A simple method for segmentation of a digital elevation model into terrain units. *Geomorphology*. 2012. Vol. 139–140. P. 293–302.
27. James L.A., Walsh S.J., and Bishop M.P. Geospatial technologies and geomorphological mapping. *Geomorphology*. 2012. Vol. 137. P. 1–4.
28. Novikov I.S. *Morfologiya i istoriya formirovaniya peneplena Altaya na primere Kuraiskogo khrebita* (Morphology and history of formation of the Altai peneplain on the example of the kurai ridge). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2015. No. 3. P. 70–80. (in Russ.)
29. Mamedov G.M. and Novikov I.S. *Geomorfologiya Dzhungarskoi ravniny i ee gornogo obramleniya* (Geomorphology of the Dzungarian plain and its mountain framing). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2015. No. 1. P. 88–100. (in Russ.)
30. Novikov I.S., Vysotskii E.M., and Kargopolov S.A. *Geologicheskoe stroenie, rel'ef i neotektonika Chulyshmanskogo nagor'ya (Gornyi Altai)* (Geologic structure, relief, and neotectonics of the Chulyshman Upland (Gorny Altai)). *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)*. 2016. Vol. 57. No 10. P. 1377–1388. (in Russ.)
31. Tseiner F. *Pleistotsen (Pleistocene)*. Moscow: Foreign literature Publishing house (Publ.), 1963. 502 p. (in Russ.)
32. Zeuner F.E. *The Pleistocene Period*. London: Hutchinson (Publ.), 1959. 447 p.
33. Fedorov P.V. *Stratigrafiya Chetvertichnykh otlozhenii Krymsko-Kavkazskogo poberezh'ya i nekotorye voprosy geologicheskoi istorii Chernogo morya* (Stratigraphy of Quaternary deposits of the Crimean-Caucasian coast and some questions of the geological history of the Black sea). M.: Publishing house of the USSR Academy of Sciences (Publ.), 1963. 157 p. (in Russ.)
34. Blagovolin N.S. *Vozrast morfostruktury Gornogo Kryma* (Age of morpostructure of the Mountain Crimea). *Izv. AN SSSR. Ser. geogr.* 1965. No. 2. P. 83–89. (in Russ.)
35. Lysenko N.I. *K voprosu o proiskhozhdenii poverkhnostei vyravnivaniya na Krymskoi yaile* (On the origin of alignment surfaces on the Crimean Yayla). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1972. No. 2. P. 81–85. (in Russ.)
36. Dimitrov P.S. and Govberg L.I. *Novye dannye o pleistotsenovykh terrasakh i paleogeografii bolgarskogo shel'fa Chernogo morya* (New data on Pleistocene terraces and paleogeography of the Bulgarian Black sea shelf). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1979. No. 2. P. 81–89. (in Russ.)
37. Klyukin A.A. *O vozraste opolznei v dolinakh proryva rek cherez kuestovye gryady Kryma* (On the age of landslides in the valleys of river breaks through the Cuesta ridges of the Crimea). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1978. No. 2. P. 72–79. (in Russ.)
38. Blagovolin N.S. *Seismotektonicheskie i seismogravitatsionnye protsessy v Gornom Krymu* (Seismotectonic and seismogravitational processes in the Mountainous Crimea). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1993. No. 2. P. 49–56. (in Russ.)
39. Korzhenevskii B.I. *Gravitatsionnye sklonovye protsessy na yuzhnom beregu Kryma* (Gravitational slope processes on the southern coast of the Crimea). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*, 1992. No. 1. P. 66–72. (in Russ.)
40. Blagovolin N.S. *Voprosy geomorfologii Kryma* (Questions of geomorphology of the Crimea). *Voprosy geografii (Questions of geography)*. Sat. 74. 1968. P. 98–108. (in Russ.)
41. Vail P.R., Mitchum R.M.Jr., and Thompson S. III Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*. 1977. Vol. 26. P. 83–89.
42. Haq B.U. and Al-Qahtani A.M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*. 2005. No 10. P. 127–160.
43. Haq B.U., Hardenbol J., and Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*. 1987. Vol. 235. No. 4793. P. 1156–1167.
44. Miller K.G., Mountain G.S., Wright J.D., and Browning J.V. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography*. 2011. Vol. 24. No. 2. P. 40–53.
45. Lysenko N.I. *Novye dannye o miotsenovoi poverkhnosti vyravnivaniya v Gornom Krymu* (New data on the Miocene alignment surface in the Mountainous Crimea). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1976. No. 1. P. 86–90. (in Russ.)
46. Blagovolin N.S. and Klyukin A.A. *Skorost' sovremennoi denudatsii Krymskikh gor* (The Speed of modern denudation of the Crimean mountains). *Geomorfologiya*

- (*Geomorphology RAS*). 1987. No. 4. P. 42–49. (in Russ.)
47. Klimchuk A.B., Timokhina E.I., Amelichev G.N., Dublyanskii Yu.V., and Shtaubvasser M. *Vozrast rel'efa Vnutrennei gryady Gornogo Kryma po U/Th datirovкам kal'tsitovykh otlozhenii karstovykh polostei* (Age of the relief of the Inner ridge of the Mountain Crimea by U/Th Dating of calcite deposits of karst cavities). *Dopovid National Academy of Sciences of Ukraine*. 2012. No. 7. P. 88–95. (in Ukr.)
 48. Klyukin A.A. *Evolutsiya krutykh sklonov Krymskikh gor* (Evolution of steep slopes of the Crimean Mountains). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1998. No. 3. P. 59–66. (in Russ.)
 49. Lugovoi N.N. *Tipizatsiya, raionirovanie i sostoyanie morskikh beregov Sevastopolya* (Typification, zoning and state of the sea coast of Sevastopol). *Geomorphologists. Issue 7*. Moscow: Media-Press (Publ.), 2016. P. 131–142. (in Russ.)
 50. *Inzhenernaya geologiya SSSR. T. 8. Kavkaz, Krym, Karpaty* (Engineering Geology of the USSR, Vol. 8. Caucasus, Crimea, Carpathians). Buachidze I.M., Dzhanjgava K.I., Churinova M.V. (Eds.). M.: MSU publishing House (Publ.), 1975. 365 p. (in Russ.)
 51. Slavin V.I. *Sovremennye geologicheskie protsessy v Yugo-Zapadnom Krymu* (Modern geological processes in the South-Western Crimea). Moscow: MSU publishing House (Publ.), 1975. 195 p. (in Russ.)
 52. Erysh I.F. and Salomatin V.N. *Opolzni Kryma* (Landslides of The Crimea). Simferopol: Apostrophe publishing house (Publ.), 1999. 422 p. (in Russ.)
 53. Rud'ko G.I. and Erysh I.F. *Opolzni i drugie geodinamicheskie protsessy gornoskladchatykh oblastei Ukrainy (Krym, Karpaty)* (Landslides and other geodynamic processes in the mountainous Regions of Ukraine (Crimea, Carpathians)). Kiev: Zadruga (Publ.), 2006. 620 p. (in Russ.)
 54. Goryachkin Yu.N. and Fedorov A.P. *Opolzni Sevastopol'skogo regiona. Ch. 1. Severnaya storona* (Landslides of the Sevastopol region. Part 1. North side). *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoi i shel'fovoi zon morya* (Environmental safety of the coastal and shelf zones of the sea). 2018. Issue 1. P. 4–12. (in Russ.)
 55. Goryachkin Yu.N. and Fedorov A.P. *Opolzni Sevastopol'skogo regiona. Ch. 2. Gerakleiskii poluostrov* (Landslides of the Sevastopol region. Part 2. Herakleian Peninsula). *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoi i shel'fovoi zon morya* (Environmental safety of the coastal and shelf zones of the sea). 2018. Vol. 2. P. 4–12. (in Russ.)

МОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ РЕКИ МОСКВЫ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

© 2021 г. А. В. Чернов^{1,*}

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия*

**E-mail: Alexey.chernov@inbox.ru*

Поступила в редакцию 15.12.2020 г.

После доработки 27.03.2021 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

В статье рассматривается морфология пойменно-руслового комплекса реки Москвы, тесно связанная с литологией пересекаемых коренных пород и морфоструктурным планом верхней и нижней частей бассейна; предлагается реконструкция истории его развития до начала интенсивного вмешательства человека в его функционирование. Выделено несколько морфологически однородных участков: в верхнем течении – Можайский с крупными макроизлучинами и Тучковский с узкой поймой и отдельными врезанными излучинами, в среднем – Звенигородско-Московский с макроизлучинами и в нижнем – Воскресенский с чередующимися литологически обусловленными сужениями и расширениями. По особенностям пойменного рельефа на разных участках долины была восстановлена позднеледниковая и голоценовая история развития реки. Радиоуглеродное датирование пойменных (старичных) отложений позволило восстановить этапы естественного развития долины реки в эти периоды: этап повышенной водности и высокого коэффициента стока в позднеледниковье, этап низкой водности раннего голоцена, этап существования пойменной многоорукавности в позднем голоцене. Наиболее интенсивные русловые деформации, внесшие максимальный вклад в современные очертания русла реки, происходили в позднеледниковье, когда при высокой водности потока и прохождении его максимума в короткий интервал весеннего половодья в русле формировались макроизлучины, заметно превышавшие своими размерами современные. В голоцене, после снижения стока, темпы горизонтальных русловых деформаций также снизились; макроизлучины сохранились и сейчас полностью определяют морфологический облик долины. Обнаруженные на пойме только в нижнем течении следы микроизлучин, маркирующих особый этап в начале субатлантического периода голоцена, пока не находят своего объяснения в эволюционном ряду развития долины, поймы и русла реки Москвы.

Ключевые слова: речное русло, пойма и пойменные массивы, старицы, макро-, мезо- и микроизлучины, абсолютный возраст поймы

DOI: 10.31857/S0435428121040052

ВВЕДЕНИЕ

Речные долины несут в себе обширную палеогеографическую информацию о стоке протекавших по ним рек, а следовательно, и физико-географических условиях того периода, когда эти долины формировались. Эти знания полезны для любого региона нашей планеты в свете быстрого и разнопланового изменения климата, но наибольший интерес вызывают изменения физико-географических условий в густонаселенных регионах с высокой концентрацией городов и иных населенных пунктов, промышленных производств, агрикультурной деятельности, рекреационных объектов – именно в таких регионах изменения природных условий наиболее ощутимы и зачастую могут болезненно отражаться на усло-

виях жизни людей и инфраструктуре их деятельности.

Таковым является Московский регион России, охватывающий Московскую область и некоторые соседние территории. Главная речная артерия региона – река Москва, на берегах которой расположены крупнейший город страны – Москва, а также шесть крупных промышленных городов, более десятка городов районного подчинения, большое количество коттеджных поселков и рекреационных объектов; сельскохозяйственные угодья занимают значительные площади в бассейне реки, особенно в ее нижнем течении. Многие реки бассейна зарегулированы, в черте города открывается канал Москва–Волга, по которому в реку поступает не менее 1/3 от ее общего стока.

Позднечетвертичная история центра Русской равнины, где расположен Московский регион, исследована с геологической и физико-географической стороны очень хорошо – этому вопросу посвящены работы А.Ю. Сидорчука, А.В. Панина и многих других исследователей [1–8 и др.]. К палеогеографическим исследованиям Московского региона можно отнести и реконструкции позднеледниковой и голоценовой истории долин рек соседних с Москвой бассейнов – они выполнялись в бассейне среднего и верхнего Днепра [9–13].

Вместе с тем история развития долины самой реки Москвы в голоцене почти совсем не изучена – из последних работ можно назвать исследование И.Н. Каргаполовой и А.С. Завадского [14] и сводку по истории изучения и освоения реки за последние 300 лет Н.А. Озеровой [15]. Настоящая статья призвана восполнить этот пробел и на основании новых данных по анализу рельефа поймы реки Москвы, ее отложений, абсолютного и относительного возраста различных массивов москворецкой поймы воссоздать этапы развития долины реки в позднеледниковье и голоцене.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее достоверными являются сведения, полученные при изучении рельефа, строения речных пойм и низких надпойменных террас. Общеизвестно положение о том, что пойма образуется в процессе горизонтальных русловых деформаций, и в ее первичном рельефе содержатся следы того русла, которое ее сформировало – русла с определенной водностью потока, протекавшего по нему, гидрологического режима, условий прохождения руслоформирующих расходов воды. Гидрологические характеристики, в свою очередь, определяются климатическими условиями, в которых протекала река. Речные террасы – бывшие поймы, поэтому на них, особенно молодых и низких, сохраняется первичный пойменный рельеф, указывающий на условия того времени, когда эти террасы были поймами.

Определение природных условий прошлого по рельефу и строению поймы и низких надпойменных террас достигается с помощью палеоруслового анализа – основного метода палеорусловедения, находящегося на стыке геоморфологии, гидрологии и палеогеографии. Палеорусловой анализ включает в себя выделение на пойме разновозрастных пойменных поверхностей – генераций, отражающих положение русла на разных этапах его развития в течение голоцена [16]. Такое выделение производится по взаимному расположению элементов первичного пойменного рельефа (пойменных грив, ложбин, стариц) в общем рисунке рельефа поймы. Основным при этом служит принцип “рельеф более молодой генерации сечет рельеф более древней генерации”.

То есть более молодые гривы и старицы срезают более древние, ориентированные в совершенно другом направлении. Информация о деталях первичного пойменного рельефа содержится не только в современных космических снимках, но и в аэрофотоснимках предшествующих лет – иногда их черно-белый фототон отражает реальное положение грив и ложбин более точно, чем снимок из космоса.

Следующий этап палеоруслового анализа – восстановление по рисунку первичного рельефа того положения русла, при котором данная генерация формировалась. Восстановление проводится с помощью прочерчивания наиболее вероятных траекторий, соединяющих концы направленных в одну сторону грив и стариц, соблюдая при этом правила плавности закруглений русел и сопряженности направлений грив и стариц на выше- и нижерасположенных одновозрастных сегментах. Такие восстановления делаются по каждой из выделенных на пойме генераций. Очевидно, что современная генерация – молодая и низкая пойма, будет соответствовать современному руслу.

Анализ параметров полученных положений русла рек в те или иные периоды формирования поймы и долины в целом позволяет получить информацию о водности и гидрологическом режиме реки во время формирования той или иной генерации. Существует целый арсенал зависимостей между параметрами русла и его гидрологическими характеристиками. Самая простая из них – $r = f(\sqrt{Q}/I)$, где r – радиус кривизны излучины, Q – расход воды, I – уклон реки – принадлежит Н.И. Маккавееву [17]. Другие зависимости не используют такой параметр, как радиус кривизны излучины, так как, во-первых, он трудно определяется на любой излучине, во-вторых, на разных стадиях своего развития кривизна излучин изменяется от очень небольшой через оптимальную, которая и соответствует водности, до предельной на заключительных стадиях. Поэтому в качестве функции иногда применяются шаг излучины, отношение стрелы прогиба излучины к ее шагу и др. Но во всех случаях берутся медианные значения большого количества измеренных параметров излучин. Следует отметить, что наиболее полную информацию об истории развития долины с помощью метода палеорусловедения можно получить только при наличии у изучаемого объекта широкой поймы, т.е. в широкопойменной долине [18].

Для получения более достоверных данных об условиях формирования реки в прошлом палеорусловой анализ дополняется сопряженными методами, важнейшими из которых являются методы абсолютной геохронологии, а также палеоландшафтные методы, включающие пойменную

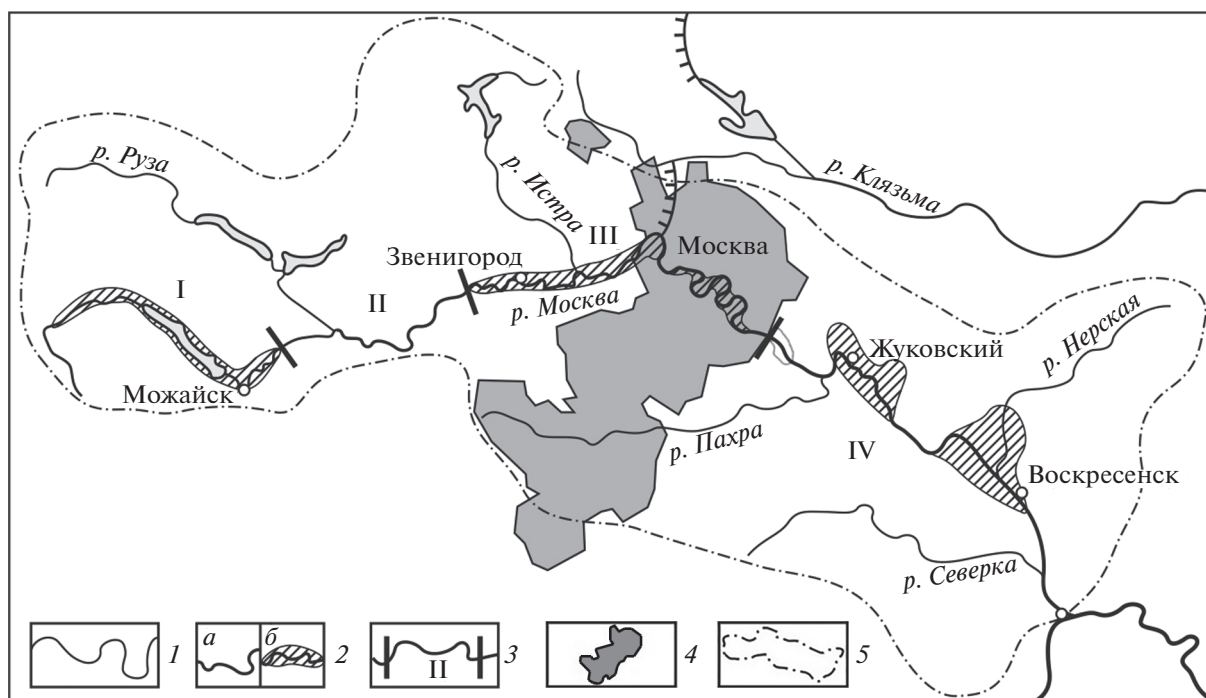


Рис. 1. Долина р. Москвы и ее характерные особенности на разных морфологических участках.
 1 – реки; 2 – долина р. Москвы (а – узкопойменная в сужениях, б – широкопойменная в расширениях); 3 – границы морфологически однородных участков и их номера; 4 – г. Москва; 5 – бассейн р. Москвы.

сукцессию, палеокарпологический, палинологический и другие методы палеогеографии, исследующие отложения поймы и низких террас. Данные о пойменных и террасовых отложениях получены способом бурения и при описании слоев аллювия, вскрытых водным потоком в размываемых пойменных ярах. Информация о параметрах стариц и иных следов древнего русла на пойме реки, а также абсолютные датировки возраста их образования приведены в сводной табл. 1. Калибровка радиоуглеродных дат проводилась в программе OxCal 4.4 [19] на основе калибровочной кривой IntCal20 [20].

Палеоруловые реконструкции широко применяются при палеогеографических исследованиях – они позволяют выполнить оценки расходов воды и годового стока рек [3, 4, 21–23], что очень важно для оценки водного баланса при изучении истории изменения уровней палеоводоемов, таких как Черное и Каспийское моря [4, 23, 24]. Однако для реки Москвы такие реконструкции до сих пор не проводились.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Долина реки Москвы, несмотря на относительно небольшую длину, отличается разнообразием своего рельефа – различной шириной, типом русла, наличием или отсутствием поймы. Это объясняется ее расположением в пограничных

зонах сразу трех геоморфологических провинций: Смоленско-Московской моренной возвышенности, Москворецко-Окской эрозионной равнины и Мещерской низменности [25]. Тем не менее на всем протяжении долины можно выделить достаточное количество широкопойменных участков, в которых возможно провести палеогеоморфологический анализ поймы реки, выделяя различные особенности ее рельефа и строения и определяя время проявления этих особенностей.

В своем верхнем течении река пересекает краевые области московского оледенения – холмистую равнину, сложенную трудноразмываемой мореной или более мягкими озерными суглинками, подстилаемыми известняками среднего карбона [26, 27]. Равнина отличается пересеченным рельефом (перепад высот до 40 м), довольно ровными водоразделами и крутыми склонами речных долин. В среднем течении, ниже г. Звенигорода, известняковые горизонты погружаются под относительно податливые юрские глины и московскую морену, что отражается в морфологии долины и истории ее развития (рис. 1).

Особняком стоит нижний участок долины р. Москвы. Здесь она меняет направление с восточного на юго-восточное и оказывается в пограничной зоне между двумя морфоструктурами – Москворецко-Окской равниной и Мещерской

Таблица 1. Радиоуглеродные даты по аллювию в палеоруслах-староречьях р. Москвы

Номера скважин и точек (старик), где они сделаны	Местоположение скважины (см. рис. 2)	Параметры старицы, м		Номер скважины (год-порядковый номер)	Глубина залегания образца, м	Материал ¹	Абсолютный возраст (дата) ²		Индекс ⁴
		радиус кривизны	шаг				¹⁴ C, BP	калиброванная ³ , cal BP	
<i>Старицы верхнего течения, сосредоточенные на Можайском участке (№ 1)</i>									
1	Тыловая часть поймы в 600 м к СВ от д. Заречная Слобода	0.36	0.66	19-17	5.2-5.4	ООУ	18600 ± 60	22505 ± 100	7856
2	Северная окраина д. Ильинская Слобода	0.067	0.13	19-23	2.3-2.4	PO	3475 ± 20	3755 ± 45	7858
3	430 м к СВ от д. Исавицы	0.082	0.17	19-26	2.8-2.9	PO	1615 ± 20	1475 ± 40	7861
4	Восточный край д. Ильинская Слобода	0.085	0.15	19-25	4.3-4.5	PO	2190 ± 20	2225 ± 60	7860
5	Западные ворота д/о "Янтарь"	0.100	0.20	19-30	3.9-4.1	PO	1630 ± 20	1490 ± 45	7862
<i>Старицы среднего течения (Звенигородский участок (№ 3) выше г. Москвы)</i>									
6	Выпуклый берег напротив д. Ягунино	0.46	0.89	19-03	0.8-1.0	PO	1.022 ± 0.024 ²	1955-1956 гг. ² (68.3%)	7851
7	Выпуклый берег в 220 м южнее д. Козино	0.48	0.88	19-10	1.0-1.5	PO	50 ± 20	130 ± 75	7852
8	860 м к востоку от д. Акси- ньино	0.85	1.92	19-12	3.4	PO	2175 ± 20	2210 ± 70	7854
9	Старица в 520 м к ЮЮВ от СНТ "Конник"	0.70	1.35	19-13	1.5	PO	3345 ± 20	3560 ± 45	7855
<i>Нижнее течение (участок № 4): старицы нормального размера</i>									
10	Оз. Пирово (1550 м ниже моста Заозерье)	0.25	0.44	18-01	0.65	PO	4045 ± 25	4505 ± 60	6761
11	ЮЗ окраина д. Вертячево	0.21	0.40	19-31	0.28-0.29	PO	2080 ± 20	2040 ± 35	7842
12а	Западная окраина г. Брон- ницы	0.20	0.43	19-34	5.3	PO	2605 ± 20	2740 ± 10	7846
12б					6.3	У	5680 ± 40	6465 ± 55	7847
13	3.5 км к ВСВ от сев. края д. Рыболово	0.34	0.64	18-13	0.50	PO	4900 ± 25	5625 ± 25	6769
14	Оз. Попова Шляпа	0.34	0.55	18-06	0.31	ООУ	7405 ± 25	8245 ± 55	6764
15	Оз. Подкова	0.36	0.44	18-08	0.31-0.32	PO	1035 ± 20	940 ± 15	6765
16	Оз. Бол. Любань	0.27	0.38	18-11	0.34	Д	2005 ± 20	1945 ± 35	6768

Таблица 1. Окончание

Номера скважин и точек (старич), где они сделаны	Местоположение скважины (см. рис. 2)	Параметры старицы, м		Номер скважины (год- порядковый номер)	Глубина залегания образца, м	Материал ¹	Абсолютный возраст (дата) ²		Индекс ⁴
		радиус кривизны	шаг				¹⁴ C, ВР	калиброванная ³ , cal ВР	
17	Москворецкий пойм. заказник	0.26	0.45	18-09	0.75-0.76	ООУ	10135 ± 30	11755 ± 80	6766
<i>Нижнее течение: старицы-микрослуцны</i>									
18	1.7 км к С от моста в Жуковский	0.15	0.27	18-02	0.53	Д	1340 ± 70	1240 ± 70	LU-9313
19а	Л. б. напротив сев. края	0.11	0.16	18-04	0.53-0.54	Д	1110 ± 70	1030 ± 85	LU-9312
19б	д. Софьино				0.56-0.57	Д	1290 ± 100	1190 ± 100	LU-9314
20	Л. б. напротив центра д. Софьино	0.16	0.26	18-05	0.38	РО	895 ± 290	875 ± 260	6763
21	Деревни Тимонино-Кривцы	0.12	0.24	19-32	0.61	ООУ	2705 ± 25	2805 ± 30	7843
22а	600 м к СВ от д. Марчуги	0.13	0.28	19-35	0.21-0.22	Сапропель	5875 ± 20	6700 ± 25	7848
22б					0.33-0.35	РО	1120 ± 20	1015 ± 35	7849
23	Андреевское озеро	0.09	0.17	18-10а	405	РО	1670 ± 20	1565 ± 40	6767

Примечания: ¹Д – древесина, РО – растительные остатки, ООУ – общий органический углерод, У – уголь.

²Даты IGANams получены масс-спектрометрическим способом, даты LU – сцинтиляционным. Образец № 6 дал современную дату. Для него приведена не ¹⁴C дата, а относительная активность ¹⁴C, а калибровка – в календарных годах. Курсивом дана недостоверная дата (“отскок”); она получена по общей органике из сапроделя (гумусированного суглинка). Очевидно, возраст удривнен в связи с примесью более древней органики. Дата по нижележащему образцу более надежна, поскольку получена по растительным остаткам.

³Калибровка проводилась в программе OxCal 4.4 [19] на основе калибровочной кривой IntCal20 [20].

⁴Лабораторный номер: IGANams, если не указано иное.

низменностью. На этом участке долина последовательно пересекает выступы кровли среднекарбонатового известняка, отходящие от Москворецко-Окской пластовой равнины, и участки, где кровля известняков погружается под толщу юрских глин, а на поверхности залегают рыхлые аллювиальные среднечетвертичные породы Мещерской низменности. Такая картина обуславливает четковидное строение долины — при пересечении известняковых выступов долина врезанная, практически беспойменная, а выходя в область распространения рыхлых четвертичных аллювиальных пород она расширяется, в ней образуются широкая пойма и надпойменные террасы.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Литологическое разнообразие в совокупности с отмеченными особенностями структурного положения долины реки в нижнем течении обуславливают морфологическое разнообразие москворецкой долины. В ней можно выделить несколько однородных участков (см. рис. 1).

Первый (Можайский-I) относится к верхнему течению реки и простирается вплоть до д. Макарово ниже г. Можайска (рис. 2). Его длина (по оси долины) равна 55 км. Середина этого участка долины занята Можайским водохранилищем. Здесь днище долины, шириной 1.5–3.0 км занято двумя разновозрастными генерациями поймы и I надпойменной террасой (нпт), которые распределены по днищу крайне неравномерно. Большую по площади часть долины занимает высокая пойма, высота которой над меженным урезом 3–4 м. На ее уровне долина образует крупные извилины с шагом 0.5–0.6 км, в центральных частях шпор которых находятся узкие полосы I нпт, высотой 7–8 м, занятые деревьями (табл. 1, точка 1). В основном древняя пойма ровная, луговая, безо всяких следов миграции формировавшего ее русла. Низкая пойма высотой 2–3 м слагает выпуклые прирусловые части шпор больших излучин или отдельными фрагментами вдаётся в ее поверхность; максимальная ширина ее 300–500 м (при ширине русла 20–50 м). В рельефе низкой поймы местами встречаются старичные понижения, занятые низовыми осоковыми болотами; размеры этих стариц соответствуют современным излучинам (табл. 1, старицы 2–5). Современное русло образует пологие вынужденные излучины в пределах низкой поймы, зажатые между уступами высокой поймы.

Возраст пород, залегающих в основании тыловой части высокой поймы, около 22.5 тыс. л. (образец I из старицы за дер. Заречная Слобода см. табл. 1); это означает, что деформации русла реки Москвы начались в границах современного дна долины в это время, но максимальной интенсивности достигли позже — 19–13 тыс. л.н., в период

позднеплейстоценового максимального стока, связанного с общим увлажнением климата, наступившим после окончания валдайского оледенения [4, 28]. Именно в позднеледниковье (в раннем дриасе) формировались крупные изгибы русла и поверхность высокой поймы в их шпорах. На размыв берегов влияли местные особенности их литологического строения, что объясняет частую весьма причудливую конфигурацию различных излучин [29].

О высокой, по сравнению с настоящей, водности речного потока в раннем дриасе, а также о резком преобладании его весенней половодной составляющей, проходящей по мерзлым грунтам, сохранившимся от перигляциальных условий, говорят здесь и большие размеры излучин, оконтуривающих высокую пойму, и литология вогнутых берегов, далеко не всегда песчаных и супесчаных. Тем самым большие излучины верхнего течения реки Москвы можно представить как макроизлучины [30, 31].

Позднеледниковье, скорее всего, было последней эпохой, когда в верховьях р. Москвы происходили интенсивные русловые деформации; в последующем, в раннем голоцене, несмотря на сохранение гумидных в целом условий климата, мощность потока снизилась, что отразилось в ослаблении блуждания реки — ее русло стало меандрировать только в пределах созданных в позднеплейстоцене больших излучин надпойменной террасы, так что голоценовый, а затем и современный пояс меандрирования оказались зажатými в террасовых и коренных берегах долины [32]. Более того не исключено, что в этот же период на р. Москве происходила аккумуляция наносов, выровнившая поверхность высокой древней поймы [33].

Возраст современной поймы отвечает позднему голоцену от 3.7 тыс. лет до 1.5 тыс. лет (образцы № 2–5 в табл. 1). Подобный диапазон возрастов сходных по размерам стариц говорит о постоянстве условий руслоформирования, по крайней мере, во второй половине голоцена.

Второй участок долины реки Москвы (Тучковский II), также относящийся к верхнему течению, простирается от д. Макарово до д. Рыбушкино, что в 13 км выше г. Звенигорода (рис. 3). Его длина 68 км. На этом участке долина узкопойменная или вообще беспойменная; в первой половине участка (до устья р. Рузы) она почти прямая с одиночными извилинами (петлями). Долина выработана в трудноразмываемых известняках, ее борта — высокие цокольные террасы, к руслу также близко подходят плакоры. Ширина русла возрастает с 50 до 70 м. Ниже устья Рузы долина образует крупные врезанные петли, шпоры которых представлены высокими 30-метровыми террасами, а ближе к руслу — фрагментами I нпт высотой

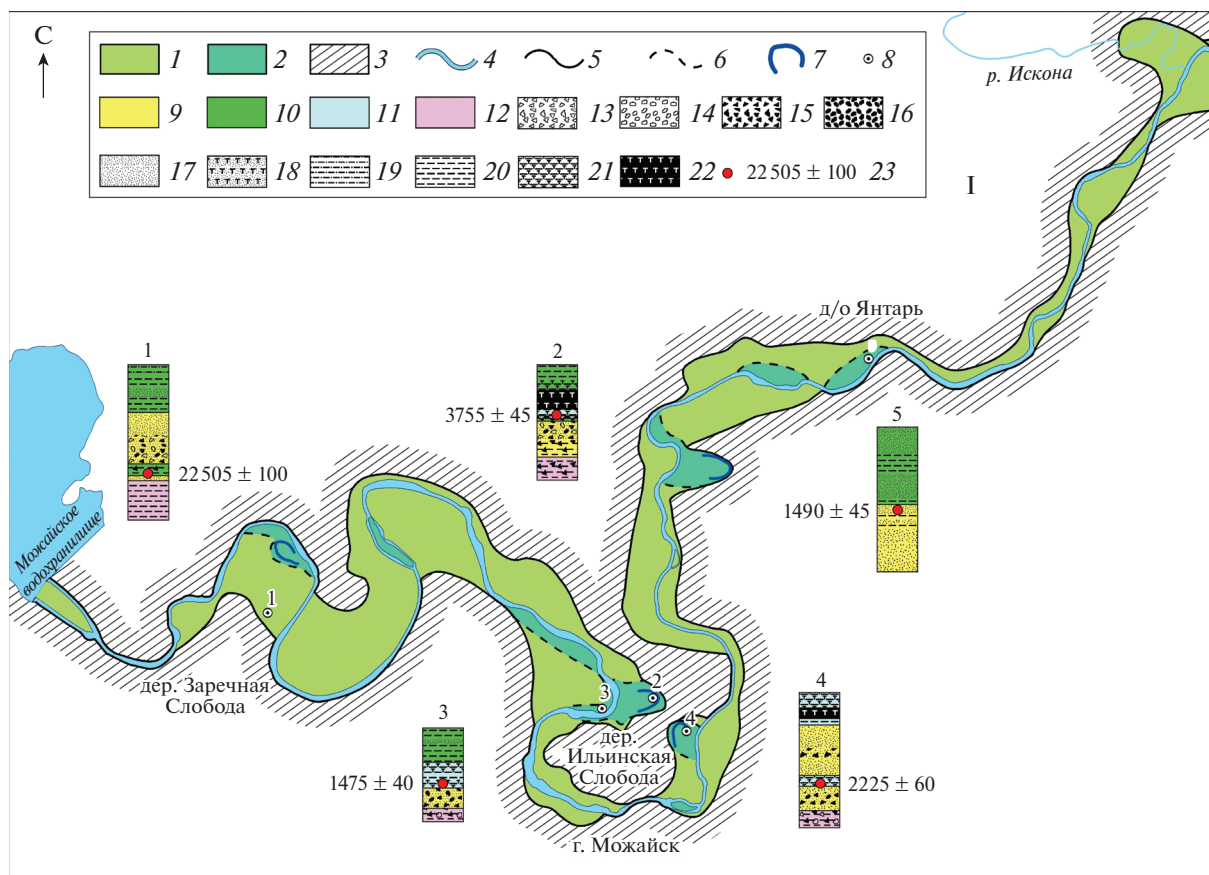


Рис. 2. Геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса р. Москвы на верхнем (Можайском) участке (I). Долина и русло реки (плановое изображение). Пойма: 1 – высокая древняя, 2 – низкая молодая; 3 – внешняя граница пойменно-руслового комплекса (долина врезана в известняки мячковского яруса среднего карбона); 4 – русло реки; 5 – внешняя граница пойменно-руслового комплекса; 6 – граница высокой и низкой поймы; 7 – пойменные гривы и старицы; 8 – скважины, их номера в таблице. Отложения в скважинах. Фации аллювия: 9 – русловая, 10 – пойменная, 11 – старичная; 12 – подстилающие породы; 13 – щебень; 14 – галька; 15 – дресва; 16 – гравий; 17 – песок; 18 – песок оторфованный или с включениями торфа; 19 – супесь; 20 – суглинок; 21 – суглинок оторфованный или с включениями торфа; 22 – торф; 23 – ¹⁴C возраст, кал. лет.

7–9 м, ровной, покрытой луговой растительностью. Пойма – ровные наклоненные к руслу поверхности с отсутствием элементов первичного рельефа (грив, ложбин, гряд) – встречается отдельными узкими фрагментами в шпорах петель (излучин). Изредка в русле находятся одиночные пойменные острова.

Этот отрезок долины всецело обязан своим происхождением морфоструктурным особенностям территории – большая часть изгибов русла обусловлена трещиноватостью подстилающих коренных пород – известняков карбонового возраста в зонах разрывных нарушений; некоторые изгибы образовались в своем современном виде как результат моделировки русловыми процессами вершин этих изгибов – на закруглениях мощность потока становится больше, чем на других участках русла, и он размывает или разрушает вогнутые берега. Эти участки берега отступают, а

крылья изгибов вытягиваются. В результате внешне такие изгибы – петли долины – приобретают вид врезанных пальцевидных излучин, хотя гидравлически излучинами не являются [34].

Шпоры петель представлены поверхностями I нпт, что также указывает на разрушение вогнутых берегов и вытягивание петель во время позднелейстоценового периода активных русловых деформаций; в более поздние сроки конфигурация русла практически не менялась. Очевидно, что никакой палеогеографической информации конфигурация русла и его врезанные петли не несут – они случайны.

Среднее течение реки Москвы начинается ниже д. Рыбушкино; в морфологическом плане оно относится к третьему – Звенигородскому участку долины (III) (рис. 4). Морфология долины здесь заметно изменяется – узкопойменная долина расширяется и приобретает ящикообразную фор-

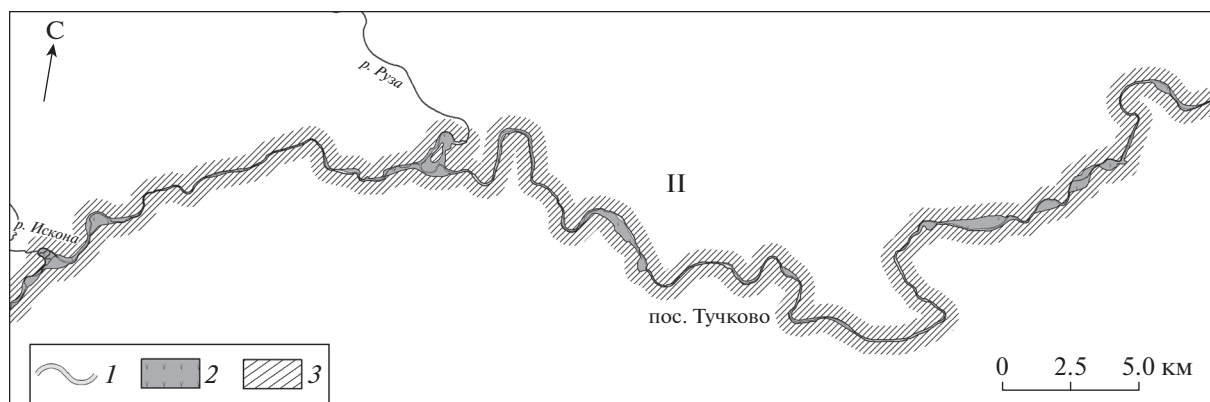


Рис. 3. Геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса р. Москвы на участке врезанного русла (Тучковском) (II). 1 – русло; 2 – фрагменты поймы; 3 – внешняя граница дна долины.

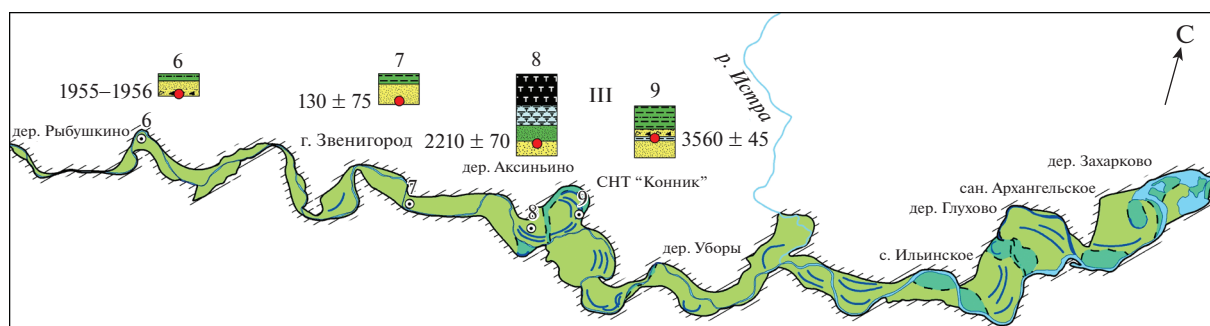


Рис. 4. Геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса р. Москвы на участке перехода от врезанного русла к широкопойменному (Звенигородскому III). Усл. обозначения см. рис. 2.

му — плоское широкое днище обрамляется крутыми бортами. Это объясняется тем, что именно здесь трудноразмываемые известняки среднего карбона погружаются под податливые глины средней юры, в понижениях кровли которой лежат моренные суглинки московского оледенения. Взросшая податливость пород и послужила причиной изменения морфологии долины. Русло снова образует огромные, не соответствующие водности реки изгибы, которые можно представить как типичные реликтовые макроизлучины; шпоры макроизлучин здесь, как и на верхнем участке, представлены высокой древней поймой, высотой до 4 м над меженным урезом. Радиус кривизны макроизлучин ниже впадения реки Рузы составляет 0.7–0.8 км, шаг макроизлучин на этом участке долины равен 1.3–1.8 км. Ширина пойменных массивов в шпорах макроизлучин колеблется от 1.5 до 2.5 км при ширине русла 150 м. Пойма на массивах, образованных макроизлучинами, ровная, луговая; в цветовой гамме лугов (но не в рельефе) иногда угадываются следы крупных грив, повторяющих очертания макроизлучин. Расположены пойменные массивы в шахматном порядке, так как макроизлучины своими вершинами опира-

ются на уступы террас и коренных берегов. Тем самым долина в среднем течении реки становится широкопойменной, а пояс блуждания русла от одного берега до другого можно представить себе как пояс макромеандрирования.

Время образования макроизлучин в долине среднего течения реки Москвы относится к периоду 14–15 тыс. л.н., когда рыхлые породы, слагающие водосборный бассейн, еще сохранялись в мерзлом состоянии. Это обуславливало высокий коэффициент стока — объемы весенних половодий, а следовательно, и значения руслоформирующих расходов воды превышали современные; кроме того, общий годовой объем стока был выше современного, как следствие постледниковой перестройки атмосферной циркуляции. Все эти условия в совокупности и способствовали формированию здесь макроизлучин, аналогичных крупным излучинам в Можайском расширении долины [28, 32].

В позднем дриасе (12.0–12.5 тыс. л.н.) водность, а следовательно, и эрозионная способность реки Москвы, сократились. Река стала делать попытки приспособить древнее русло, созданное в условиях повышенной водности, под

свою новую водность и начала образовывать в вершинах макроизлучин, где мощность потока увеличена, небольшие пологие излучины с шагом 0.35–0.5 м [32]. Но борта долины, сложенные трудноразмываемым суглинком, залегающим в начале среднего течения на известняках, препятствовали их развитию и искривлению. Вдоль выпуклых берегов протягиваются узкие полосы молодой поймы, однако почти везде они повторяют изгибы современного русла, подчеркивая лишь относительно недавние положения русла. Действительно, их возраст, определенный по радиоуглеродному анализу, определяется как начало XIX – середина XX столетия (табл. 1, образцы 6 и 7).

Однако уже ниже г. Звенигорода, по мере замещения в бортах долины карбонатов известняков более податливыми к размыву юрскими глинами и водноледниковыми супесями и песками, наметилась тенденция сохранения активности горизонтальных русловых деформаций и в более поздние периоды позднеледниковья, а также в раннем и среднем голоцене. В это время в долине стали происходить крупные перестройки русла реки в пределах всей ширины пояса макроеандрирования, которые хорошо сохранились на пойме этого участка.

Первой крупной перестройкой русла, произошедшей уже в голоцене и хорошо сохранившейся в рельефе поймы, были искривление и последующее спрямление двух смежных петлеобразных излучин русла в районе с. Аксиньино – СНТ “Конник”, что в 7 км ниже Звенигорода (рис. 4). Датирование торфа, выстилающего основание старичной фации в заболоченном старичном понижении, сохранившемся от этих излучин, показывает их возраст на последнем этапе перед спрямлением русла – 2.2 тыс. л. и 3.6 тыс. л. (табл. 1, образцы 8 и 9).

Но здесь произошло спрямление излучин не современных размеров, а излучин, находящихся по своим параметрам где-то между москворецкими макроизлучинами и нынешними излучинами. Шаг этих стариц 1.2 км, что приближается к шагу макроизлучин – 1.5–1.7 км, тогда как шаг современных излучин, распространенных ниже по течению, равен 0.6–0.7 км. Значительные размеры старицы могут быть объяснены высокими значениями руслоформирующих расходов воды в условиях высокого коэффициента стока в тот период времени [35].

Ниже по течению голоценовое русло реки Москвы все чаще блуждает в пределах позднеплейстоценового пояса макроеандрирования, оставляя следы этого блуждания на широкой пойме в шпорах макроизлучин. Одна из таких спрямившихся стариц, имеющих вполне современные размеры (шаг равен 0.5 км), прослеживается в шпоре Зареченской макроизлучины, дру-

гая аналогичная старица угадывается справа от русла напротив дер. Уборы.

Любопытен рисунок рельефа совместной Москворецкой-Истринской поймы в месте впадения Истры: там четко прослеживаются следы двух смежных излучин большого размера (с шагом 0.9–1.0 км, т.е. больше современных, но меньше макроизлучин русла). Этот участок русла явно принадлежит Истре, однако выше по течению Истра отличается узкопойменной долиной (шириной 1.1 км), в пределах которой полностью отсутствуют следы какого-либо более водного этапа.

Ниже с. Ильинское русло реки Москвы активно блуждало по пойменным шпорам макроизлучин, и к настоящему времени полностью переработало более трети их поверхности (рис. 5). Так, в районе сел Глухово и Архангельское произошло полное спрямление Архангельской макроизлучины: еще в середине XIX века река подходила непосредственно к уступу левого берега, на котором расположился садово-парковый ансамбль “Архангельское”; однако в конце этого века произошло спрямление русла, и основной поток воды переместился к правому берегу. Старое русло хорошо сохранилось в виде изогнутого озера, в верхней своей части уже заполненного наносами. Возможно, для ускорения естественного процесса спрямления русла в конце XIX века были проведены вспомогательные земляные работы, так как именно такое изменение его конфигурации способствовало улучшению водоснабжения тогда еще только проектируемого Рублевского водозаборного узла.

Смежной с Архангельской является Захарковская макроизлучина. Здесь так же, как и на Архангельской, русло реки активно блуждало и на протяжении голоцена, благодаря чему в прирусловой части были сформированы пологие относительно молодые излучины. Возраст пойменных отложений на молодых массивах макроизлучины составляет 3.5–3.3 тыс. лет, что совпадает со временем активизации блужданий русла реки в податливых юрских породах и на других участках среднего течения [36].

Горизонтальные русловые деформации в пределах Захарковского массива не ослабевали и в более поздние периоды развития – об этом говорит старица “Кружок”, которая при прорыве шейки и спрямлении петлеобразной излучины оказалась почти в полном окружении Захарковского массива. Шаг этой старицы равен 0.56 км, как и у других современных излучин реки, но ее искривление и спрямление произошли значительно позже, чем деформации на остальных частях макроизлучины – всего около 1.8 тыс. л.н.

Спрямление русла и образование старичного озера происходили в два этапа [37]. Сначала на

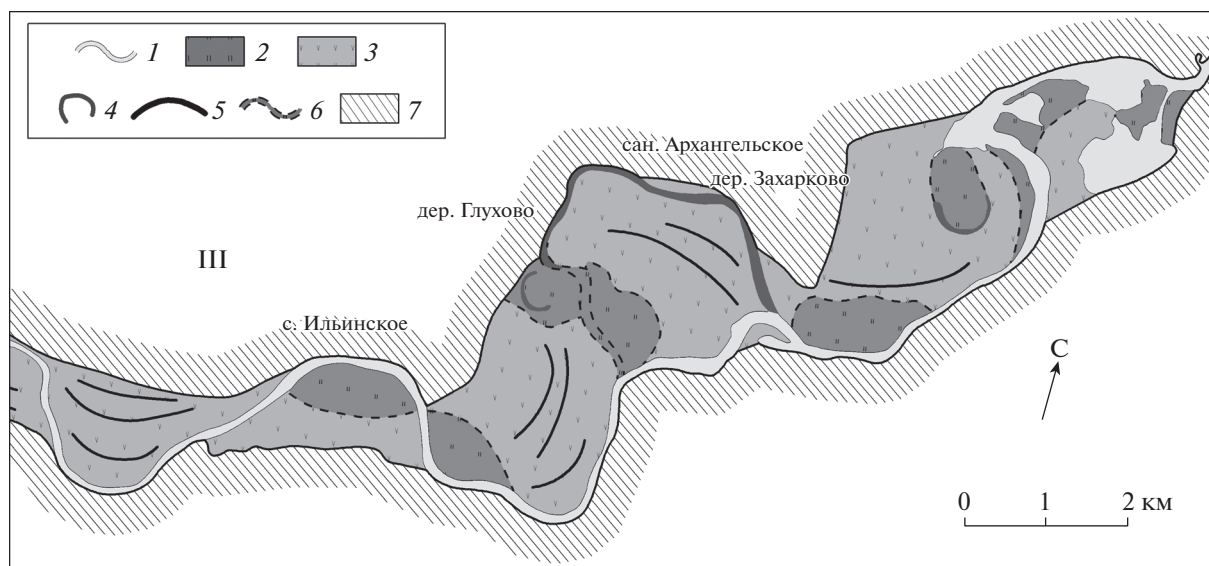


Рис. 5. Геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса р. Москвы в районе Ильинское–Захарково (III – Звенигородский участок).

1 – русло; 2 – низкая молодая пойма; 3 – высокая древняя пойма; 4 – современные старицы; 5 – гряды следы макроизлучин; 6 – староречье заболоченная ложбина; 7 – внешняя граница дна долины, сложенной глинами кимериджского яруса верхней юры.

рубеже XVIII–XIX веков спрямилась наиболее крутая и глубоко врезавшаяся в шпору Захаровского массива верхняя часть излучины, образовавшая, собственно, ныне существующее оз. Кружок: на межевых картах 1770 г. русло реки еще проходило по всей старице. На картах 1860 и 1878 г. видно, что старица “Кружок” уже отшнуровалась от русла, но спрямление оказалось неполным, и в ее внешней части сохранился очень крутой вынужденный изгиб русла, опирающийся на уступ террасы. К 1908 г. спрямился и он. Остальная площадь Захарковского массива с тех пор полностью изменена человеком; прямой связи с рекой Москвой старица вот уже более 50 лет не имеет, так как исток и устье перегорожены дорожными насыпями, на месте второй – вынужденной старицы – возник карьер стройматериалов. Но, несмотря на это, старица имеет ярко выраженные борта, четкую форму и еще недавно была заполнена водой. Само ее существование в таком виде показывает, что при даже небольшом росте размываемости пород, слагающих борта долины и шпоры макроизлучин, река начинает интенсивно меандрировать.

В пределах городской черты русло реки Москвы образует несколько смежных макроизлучин, часть из которых – на входе в город и на выходе из него, являются свободными, другая часть – в центральной части города – врезаемая (рис. 6). Шпоры свободных макроизлучин полностью заняты поймой, шпоры врезаемых макроизлучин (Филевская, Шелепихинская, Лужнецкая, Замоскворецкая) в прирусловой части пойменные, в центральной и тыловой – террасовые. Городская за-

стройка не дает возможности восстановить на этом участке следы голоценовых перестроек русла, за исключением произведенных искусственно в XVIII–XX столетиях и детально задокументированных.

Нижнее течение реки Москвы начинается за пределами МКАД и продолжается до самого устья у г. Коломны. Обобщенно нижняя часть долины реки объединяется в четвертый – Воскресенский участок (IV), однако в силу часто меняющихся долинообразующих пород, долина здесь представлена чередованием сужений и расширений, в пределах которых ее морфометрические характеристики меняются кардинально. В сужениях долина оказывается врезаемой непосредственно в среднекарбоневые известняки; пойма выклинивается или становится узкой и односторонней, русло приобретает относительно прямолинейную форму, а в устье Пахры оно даже испытывает резкий – под прямым углом, поворот на восток, совпадая с направлением зон трещиноватости известняков. К руслу на суженных участках непосредственно подходят уступы I и II нпт. В расширениях дна долины кровля известняков погружается и русло реки интенсивно меандрирует в песках и суглинках аллювиального происхождения – здесь развита широкая пойма.

Всего в нижнем течении выделяются четыре широкопойменных участка и три сужения (рис. 7). Длина расширений равна, соответственно, 11, 26, 17 и 12 км (по оси долины), длина сужений – 11, 8 и 26 км, т.е. размеры расширений и сужений весьма произвольны. Расширения по своей форме объединяются в две группы: ширина поймы в

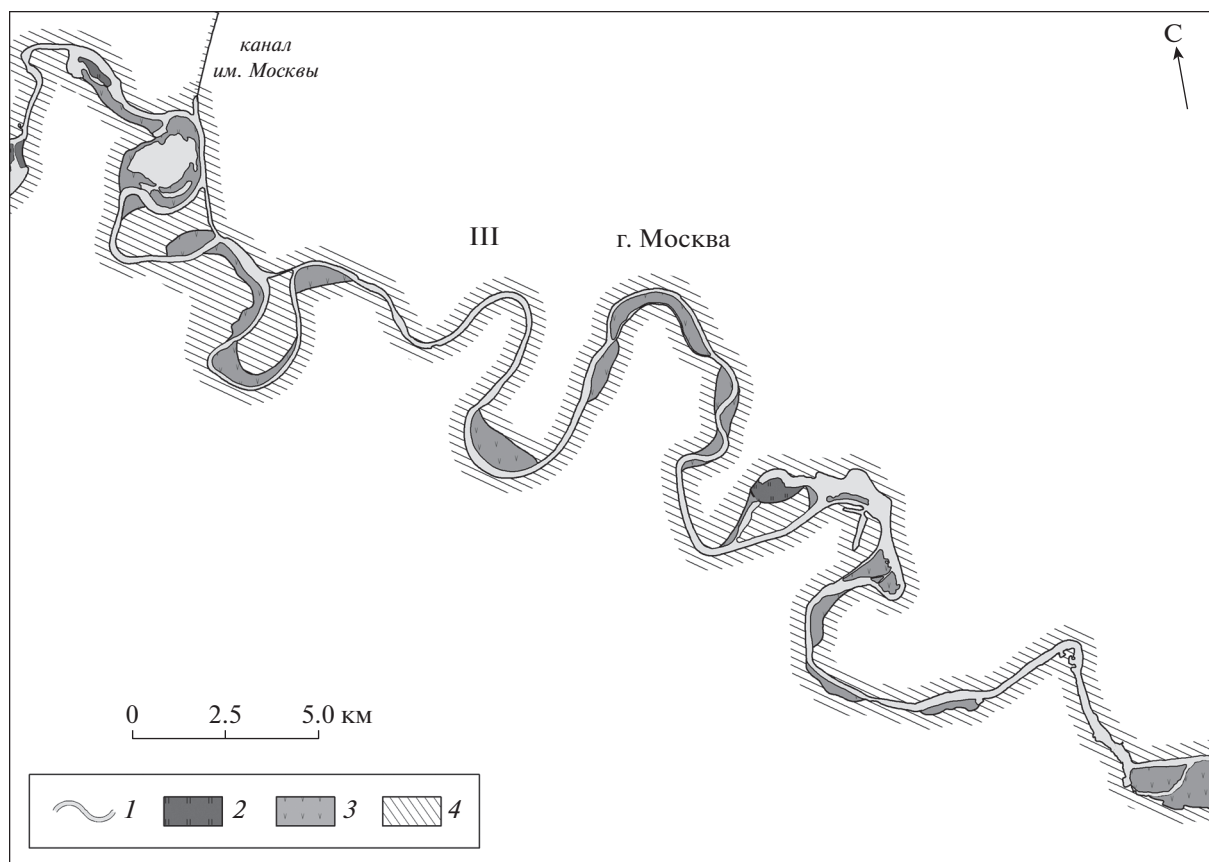


Рис. 6. Геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса р. Москвы в пределах г. Москва. 1 – русло; 2 – высокая древняя пойма; 3 – низкая молодая пойма; 4 – внешняя граница пойменно-руслового комплекса.

первой группе расширений составляет 1.6–3.0 км; расширения второй группы имеют ширину 6–8 км – они представляют собой округлые котловины, приуроченные к устьям небольших левобережных притоков Москвы – рек Пехорки, Быковки, Гжелки, Нерской. Вместе с тем ряд притоков впадает в реку Москвы и вне крупных расширений (реки Вохринка, Северка) или вовсе в сужениях (р. Пахра). То есть никакой связи между положением притоков и положением расширений в долине реки нет.

Русло реки Москвы характеризуется чередованием серий свободных излучин и относительно прямолинейных отрезков; излучины и некоторые прямолинейные отрезки расположены в широкой пойме, в сужениях русло прямолинейное врезанное. Рельеф современной поймы практически на всей ее площади ровный; он почти полностью изменен деятельностью человека. До недавних пор, в основном, это была распашка – пойма и сейчас разделена на квадраты полей; квадраты имеют разные размеры и ориентировку, но их границы проведены произвольно и почти нигде не обусловлены первичным пойменным рельефом (гривами, ложбинами) из-за слабой выраженности последних.

Вместе с тем на космических снимках можно увидеть следы первичного сегментно-гвивистого пойменного рельефа, которые были присущи пойме до начала ее освоения. Степень его сохранности различна. Чаще всего это – следы грив и межгривных понижений в виде изогнутых полос почв разной смытости, а поэтому и разного цвета на пахоте. Они подчеркивают единичные пойменные сегменты – следы древних излучин реки. Также на пойме выделяют серповидные старичные понижения, занятые сейчас болотами и озерами. Иногда следы древнего русла можно угадать по дугообразным уступам или границам пахотных угодий, проведенных по положению вогнутых берегов древних излучин. Однако во всех случаях следы древнего русла не увязываются в единую картину его положения по всей длине русла в расширениях, из-за чего восстановить непрерывное положение пра-Москвы-реки в те или иные этапы ее развития, напрямую используя методы палеорусловедения, невозможно.

В то же время анализ конфигурации всех дешифрованных стариц и иных следов древнего русла в плане показал, что даже в таком разрозненном виде они несут важные знания о недавнем прошлом реки. Во-первых, подавляющее боль-



Рис. 7. Пойменно-русловой комплекс р. Москвы в нижнем течении.

1 – расширения долины, занятые современной поймой; 2 – следы пойменных грив больших размеров (следы макроизлучин); 3 – макроизлучина у дер. Остров, приуроченная к I нпт.

шинство следов древнего русла извилистое; это дает полное основание утверждать, что р. Москва в нижнем течении в позднеледниковье и голоцено меандрировала, как и участки, лежащие выше по течению. Во-вторых, возможно объединить все старицы и иные следы древнего русла по их параметрам в три группы. Все типичные извилистые формы русла нижнего течения реки Москвы показаны на рис. 8, где изображен участок расширения долины выше устья реки Нерской.

В первую группу объединены древние макроизлучины – их размеры значительно превышают размеры современных – шаг составляет 2.0 км, а средний радиус кривизны – 1.4 км. Здесь, в долине нижнего течения реки Москвы, в отличие от таковой верхнего и среднего течения, макроизлучины имеют крайне ограниченное распространение, связанное с их плохой сохранностью. Такой макроизлучиной является ложбина, огибающая правобережный останец II и I нпт с находящейся на ней деревней Остров, а также едва угадывающиеся по ландшафтам макроизлучины на правом берегу реки, целиком расположенные на пойме (рис. 7, 8). Любопытно, что в крупных левобережных расширениях поймы (котловинах) следов макроизлучин не наблюдается.

Ко второй группе относятся старицы или едва заметные линии древних береговых уступов когда-то вогнутых берегов, чьи размеры (шаг, радиус кривизны, для стариц – ширина) соизмеримы с размерами современных излучин (табл. 1, точки 10–17). Шаг современных излучин русла составляет от 0.4 до 0.8 км, радиус кривизны – 0.3–0.5 км. Старицы и изгибы уступов, соответствующие современным излучинам, имеют радиус кривизны, в среднем равный тоже 0.3–0.5 км. По аналогии с макроизлучинами и описываемыми далее микроизлучинами, современные излучины и сохранившиеся от них старицы можно назвать мезоизлучинами.

Наибольший интерес вызывают старицы третьей группы – следы микроизлучин или стариц очень маленьких размеров. Если радиусы кривизны современных излучин составляют 330–515 м (по вогнутому берегу), а их шаг равен 600–800 м, то радиусы кривизны микроизлучин едва достигают 110–140 м, а шаг – 150–200 м, что в 4–5 раз меньше (табл. 1, точки 18–23). Аналогичных микроизлучин или сохранившихся от них стариц в верхнем и среднем течении нет. С целью определения возраста возникновения стариц и, следовательно, формирования излучин русла различного облика в нижнем течении реки Москвы было проведено определение абсолютного возраста отложений аллювия на дне стариц, маркирующих начало их отмирания после спрямления и ухода основного русла реки в сторону (табл. 1).

Нынешний этап развития долины нижней Москвы-реки, во время которого она постепенно приобретала современный облик, начался, как и в верхнем течении, в осташковском позднеледниковье – аналогом следов макроизлучин в нижнем течении вполне могут являться огромные излучины среднего течения реки, абсолютный возраст которых определен по ОСЛ анализу в 15460 ± 690 лет [33]. Макроизлучины в расширениях долины в нижнем течении стали оформляться в условиях повышенного стока позднего неоплейстоцена 19–16 тыс. л.н. – так же, как и на участках верхнего и среднего течений, однако в нижнем течении следы большей части из них были затем уничтожены последующими событиями; лишь одна из них – возле деревни Остров сохранилась (см. рис. 7). Она спрямилась 19–18 тыс. л.н., но затем оказалась брошенной рекой [4, 28].

К позднему дриасу сток воды снижается, и интенсивность горизонтальных русловых деформаций также уменьшается. Однако в нижнем течении, в отличие от верхнего и частично среднего, это снижение оказывается не столь резким, и раз-

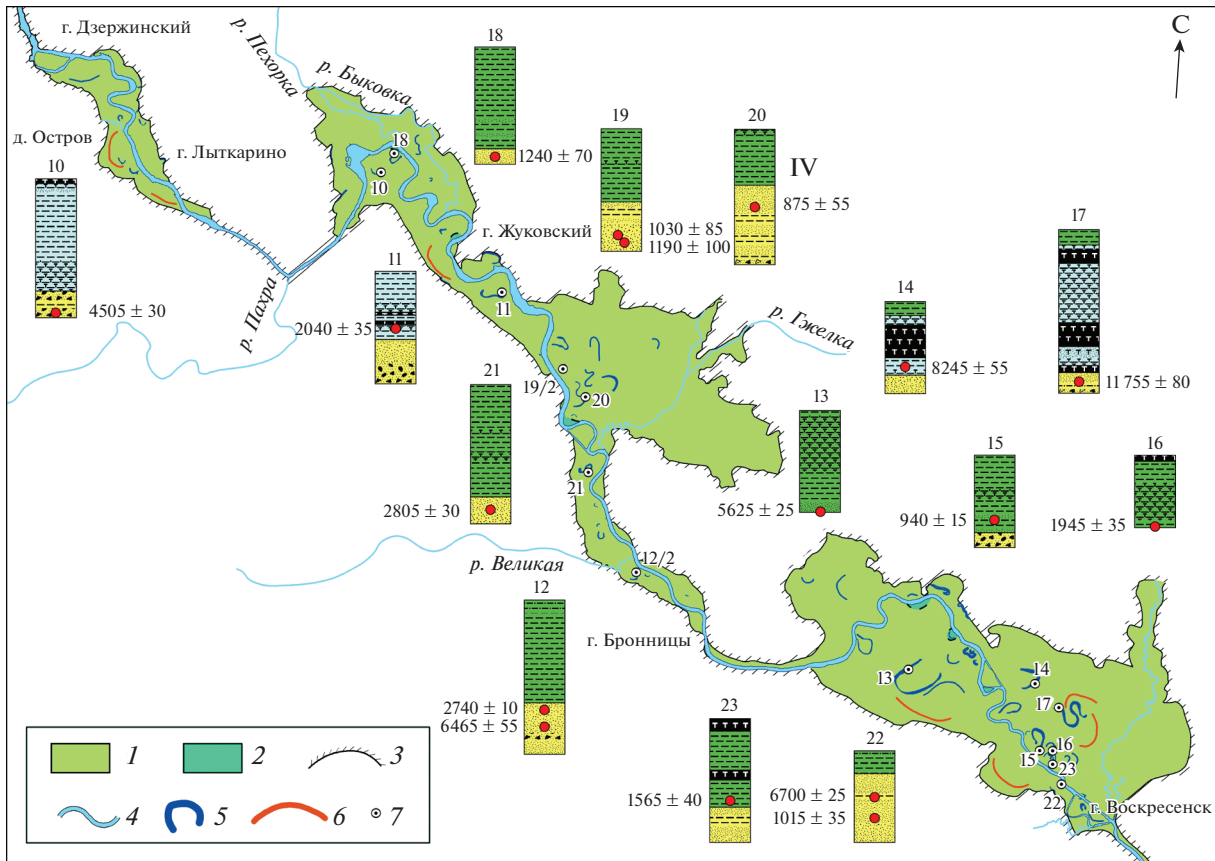


Рис. 8. Геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса р. Москвы на Воскресенском участке (г. Дзержинский – г. Воскресенск (IV)).

Пойма: 1 – высокая древняя, 2 – низкая молодая; 3 – внешняя граница пойменно-руслового комплекса; 4 – русло; 5 – пойменные гривы и старицы; 6 – следы макроизлучин на пойме; 7 – скважины и их номера в табл. 1.

Усл. обозначения отложений в скважинах см. рис. 2.

витие излучин и их миграция по расширениям дна долины продолжают и в условиях снижения стока. Начало формирования современной поймы датируется отложениями, лежащими в основании одного из немногих сохранившихся на пойме староречий, представленного четырьмя смежными старицами выше русла р. Нерской – их возраст около 11.8 тыс. л. (по образцу, взятому с подошвы пойменной фации на глубине 7.5 м (табл. 1, точка 17)).

Интерпретация данных о возрасте стариц, соответствующих по своим размерам современным излучинам (табл. 1), позволяет сделать вывод о том, что на протяжении голоцена естественные условия развития всего пойменно-руслового комплекса нижней реки Москвы существенно не менялись. И кривизна, и шаг стариц находятся в примерно одних и тех же пределах, но их возраст варьирует от 11.8 до 0.9 тыс. л. Это как раз и подтверждает сделанный вывод.

Микроизлучины, судя по сохранившимся старицам малых размеров, были широко распро-

странены по всей пойме нижней реки Москвы – сейчас на пойме можно насчитать 25 малых стариц, большая часть из которых уже успела зарастить. Однако данные об абсолютном возрасте отложений этих стариц (табл. 1, точки 18–23) показывают, что микроизлучины, оставившие свой след в образовании этих стариц, существовали на протяжении очень короткого времени – возникнув на рубеже суббореального и субатлантического периодов 2.7–2.8 тыс. л.н., они развивались в основном в середине субатлантического периода и в конце первого тысячелетия нашей эры. С наступлением второго тысячелетия микроизлучины в долине реки Москвы исчезли – следов микростарниц моложе 900 лет на пойме реки Москвы не найдено.

Старицы-микроизлучины располагаются внутри массивов современной поймы автономно – они не увязываются друг с другом, т.е. проследить положение узкого и маловодного русла, которое их формировало на каком-то этапе развития реки Москвы, нельзя.

Отсюда следует, что маловодного этапа, при котором образовывались в русле только излучины малых размеров, в жизни реки Москвы не существовало, а микроизлучины являются следствием какого-то наложенного процесса. Например, это могут быть следы пойменных протоков, распространенных на каком-то этапе развития поймы реки Москвы из-за возросшей в то время неравномерности сезонного стока, повышения аккумуляции наносов в русле или мощных половодий, проходивших здесь как раз 2.3–2.7 тыс. л.н. и продолжавшихся до начала I тысячелетия [33]. Пойменные протоки существовали одновременно с основным многоводным руслом реки, искривлялись и отмирали одновременно с деформациями излучин главного русла. Более того, зафиксированы случаи, когда пойменные протоки проникали в шпору крупной излучины основного русла уже после ее спрямления, где начинали активно искривляться, используя для своего развития податливый, еще не успевший уплотниться аллювий бывшего основного русла. Таковы, в частности, две наложенные друг на друга микро-старичицы в шпоре безымянного старичного озера “нормальной” кривизны на левобережной пойме реки (точки 15, 16, 23). Во втором тысячелетии нашей эры пойменная многорукавность была почти полностью уничтожена слабым врезанием реки, сменившим аккумуляцию наносов, а также распашкой пойменных угодий.

Рассматривался также вариант происхождения микроизлучин как старичиц меандрирующих притоков реки Москвы, однако он не нашел своего подтверждения из-за отсутствия связи между реальными притоками реки и местонахождением микростаричиц, хаотично разбросанных по москов-рецейкой пойме.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги геоморфологического изучения днища долины реки Москвы на всем ее протяжении с палеорусловедческих позиций, можно сделать вывод о заметных различиях в истории развития долины в верхнем, среднем и особенно нижнем течении реки. В верхнем течении, выше пересечения рекой поднятия кровли коренных известняков, выделяется Можайский широко-пойменный участок – днище долины представлено двумя уровнями поймы и I нпт; однако сейчас облик его законсервирован. Основное развитие реки происходило здесь в период повышенной водности рек в гумидной зоне умеренных широт в позднем плейстоцене. Тогда, при высокой водности потока и прохождении его максимума в короткий интервал весеннего половодья, в русле формировались очень крупные излучины, заметно превышающие своими размерами современные. После снижения стока темпы горизонталь-

ных русловых деформаций также снизились; макроизлучины сохранились и сейчас полностью определяют морфологический облик долины.

Заканчивается верхнее течение реки Москвы почти беспойменным Тучковским участком, где долина реки врезана в известняки, выходящие и здесь в ее бортах и днище. Изгибы долины обусловлены трещиноватостью кровли известняков и не информативны с палеорусловых позиций.

В среднем течении ниже г. Звенигорода основные деформации русла также запечатлели период повышенного весеннего стока – он отразился в виде макроизлучин русла на уровне высокой поймы так же, как и на Можайском участке определяющих здесь морфологический облик долины. Еще ниже по реке, там, где карбоновые известняки постепенно замещаются в бортах долины более податливыми к размыву юрскими глинами, в голоцене стали происходить более активные русловые деформации. Позднеплейстоценовые макроизлучины составляют здесь фон – общий облик днища долины, в пределах которого происходили и происходят (на исторической памяти) русловые деформации и формирование сегментно-гривистой поймы. Размеры старичиц и параметры грив на пойменных массивах в шпорах макроизлучин уже соответствуют современным излучинам русла, что подчеркивает снижение объемов стока, знаменующее переход от позднеледниковья к голоцену.

Значительно активнее происходили деформации русла реки Москвы в ее нижнем течении. Причем последовательное появление здесь макро-, мезо-, а затем и микроизлучин, вполне возможно, маркирует здесь смену не литологических, а гидроклиматических условий голоцена.

Таким образом, первичный анализ рельефа и строения поймы реки Москвы (особенно в нижнем течении), ставит перед дальнейшими исследованиями истории развития долины реки следующие задачи: а) определение распространения макроизлучин по длине долины и уточнение периода их формирования; б) определение периода формирования в расширениях долины в конце среднего и в нижнем течении реки русла, близкого по водности к современному, но более извилистого, чем сейчас, и выявление причин спрямления в последующем значительной части этих излучин; в) определение причин появления на московрецейкой пойме микростаричиц – следов существования в долине реки Москвы в атлантическом периоде микроизлучин, размеры которых не соответствуют среднеголоценовой и современной естественной водности реки Москвы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по плану темы госзадания НИЛ эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ им. М.В. Ломоносова “Гидрология, морфодинамика и геоэкология эрозионно-русловых систем” и при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00712 и № 18-05-00487). Автор благодарит инженера Географического факультета МГУ Е.А. Тузову и инженера ИГРАН Д.В. Баранова за помощь, оказанную при оформлении данной работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., and Chernov A.V.* Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain / Marriott S., Alexander J. and Hey R. (Eds.). *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society, London, Special Publications, 1999. 163. P. 217–229. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.163.01.17>
2. *Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В.* Поздневалдайские палеорула рек Русской равнины // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2000. № 6. С. 73–78.
3. *Borisova O., Sidorchuk A., and Panin A.* Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data // *Catena*. 2006. 66. P. 53–73. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.010>
4. *Sidorchuk A., Panin A., and Borisova O.* Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // *Geomorphology*. 2009. Vol. 113. P. 137–157. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph>
5. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В.* Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2013. № 1. С. 118–129.
6. *Panin A., Adamiec G., Buylaert J.-P., Matlakhova E., Moska P., and Novenko E.* Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain // *Quaternary Science Reviews*. 2017. 166 P. 266–288. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev>
7. *Матлахова Е.Ю., Панин А.В., Беляев В.Р., Борисова О.К.* Развитие долины Верхнего Дона в конце позднего плейстоцена // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2019. № 3. С. 83–92.
8. *Матлахова Е.Ю., Панин А.В., Украинцев В.Ю.* История развития долины р. Мокши в конце позднего плейстоцена // *Геоморфология*. 2021. Т. 52. № 3. С. 105–115. <https://doi.org/10.31857/S043542812103007X>
9. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Шереметская Е.Д.* Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм // *Геоморфология*. 2001. № 2. С. 19–34.
10. *Panin A.V., Adamiec G., Arslanov K.A., Bronnikova M.A., Filippov V.V., Sheremetskaya E.D., Zaretskaya N.E., and Zazovskaya E.P.* Absolute chronology of fluvial events in the Upper Dnieper river system and its palaeogeographic implications // *Geochronometria*. 2014. 41(3). P. 278–293. <https://doi.org/10.2478/s13386-013-0154-1>
11. *Golosov V. and Panin A.* Century-scale stream network dynamics in the Russian Plain in response to climate and land use change // *Catena*. 2006. 66. P. 74–92. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.011>
12. *Панин А.В., Каревская И.А.* История формирования поймы р. Протвы в пределах Сатинского полигона МГУ // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2000. № 4. С. 55–62.
13. *Кривцов В.А., Воробьев А.Ю., Водорезов А.В., Зазовская Э.П.* Особенности формирования поймы реки Оки в ее среднем течении (на примере Спасского расширения) // *Геоморфология*. 2020. № 3. С. 56–71. <https://doi.org/10.31857/S0435428120030050>
14. *Каранолова И.Н., Завадский А.С.* Естественные изменения русла нижнего течения р. Москвы и его трансформация в условиях интенсивной хозяйственной деятельности // *Геоморфология*. 2006. № 1. С. 45–56.
15. *Озерова Н.А.* Москва-река в пространстве и времени. М.: Прогресс-Традиция, 2014. 320 с.
16. *Чалов Р.С.* Историческое и палеорусловедение: предмет, методы исследований и роль в изучении рельефа // *Геоморфология*. 1996. № 4. С. 13–18.
17. *Маккавеев Н.И.* Руло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 347 с.
18. *Карманов В.Н., Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Волокитин А.В.* Опыт применения данных палеорусловедения в археологии на примере изучения Средней Вычегды (Европейский Северо-Восток России) // *Археология, этнография и антропология Евразии*. 2013. № 2 (54). С. 109–119.
19. *Bronk Ramsey C.* Bayesian analysis of radiocarbon dates // *Radiocarbon*. 2009. 51 (1). P. 337–360.
20. *Reimer P., Austin W., and Bard E.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. 62 (4). P. 725–757.
21. *Сидорчук А. Ю., Панин А. В., Борисова О. К.* Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // *Водные ресурсы*. 2008. Т. 35. № 4. С. 406–416.
22. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Снижение стока рек равнин Северной Евразии в оптимум голоцена // *Водные ресурсы*. 2012. Т. 39. № 1. С. 40–53.
23. *Sidorchuk A., Panin A., and Borisova O.* Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glacial Maximum–Late Glacial time, in: *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis* // *Geological Society of America Special Paper*. 2011. Vol. 473. P. 1–25. [https://doi.org/10.1130/2011.2473\(01\)](https://doi.org/10.1130/2011.2473(01))
24. *Kislov A.V., Panin A.V., and Toropov P.* Current status and palaeostages of the Caspian Sea as a potential evaluation tool for climate model simulations // *Quaternary International*. 2014. Vol. 345. P. 48–55. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.014>

25. Геоморфологическое районирование СССР. М-6 8000000 / Под ред. А.И. Спиридонова. М.: ГУГК СССР, 1985.
26. Геологическая карта дочетвертичных отложений Московской области. Масштаб 1:500000 / Под ред. Н.И. Сычкина. М.: МПР РФ, 1998.
27. *Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., and Chuyko M.* Glaciomorphological Map of the Russian Federation // *Quaternary International*. 2016. Vol. 420. P. 4–14.
28. *Панин А.В., Матлахова Е.Ю.* Периодические проявления мощного речного стока в центре Русской равнины в валдайскую холодную эпоху // *Вестник ТомскГУ*. 2013. № 370. С. 168–174.
29. *Чернов А.В., Завадский А.С.* Основные закономерности и локальные особенности развития русел малых и средних рек (результаты мониторинговых наблюдений) // *Вестник Удм. ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле*. 2020. Т. 30. Вып. 2. С. 215–222.
30. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю.* Макроизлучины (“большие меандры”): проблемы происхождения и интерпретации // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2006. № 6. С. 14–22.
31. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В.* Основные этапы формирования пойм равнинных рек Северной Евразии // *Геоморфология*. 2011. № 3. С. 20–31.
32. *Панин А.В.* Предварительные данные по истории формирования поймы Москвы-реки в районе Успенского-РАНИС // *Археология Подмосковья / Мат-лы науч. семинара. Вып. 4. М.: Институт археологии РАН, 2008. С. 340–343.*
33. *Александровский А.Л., Панин А.В.* Закономерности формирования поймы реки Москвы в контексте ее освоения человеком (на примере ключевого участка в районе Звенигородской биостанции МГУ) // *Археология Подмосковья / Мат-лы науч. семинара. Вып. 9. М.: Институт археологии РАН, 2013. С. 249–255.*
34. *Чернов А.В.* Динамика пойменно-руслового комплекса р. Тарусы при высокой изменчивости климатических условий последних десятилетий // *Сб. науч. трудов геогр. ф-та МПГУ. М.: Буки-веди, 2017. С. 135–142.*
35. *Sidorchuk A., Borisova O., Chernov A., and Panin A.* Three Main Stages of Floodplain Evolution in Northern Eurasia and their Ecological Significance // *Environmental Management, Restoration and Ecological Implications. Chapter 4. Nova publishers. New York. 2013. P. 69–136.*
36. *Федонин Р.А., Панин А.В., Сироштан И.И.* Формирование поймы р. Москвы в районе д. Захарково и ее селитебное освоение // *Археология поймы: рельеф, палеосреда, история заселения. М.: КДУ, Университетская книга, 2019. С. 88–91.*
37. *Завадский А.С., Сурков В.В., Чернов А.В., Ботавин Д.В., Головлев П.П., Самохин М.А.* Трансформация пойменных ландшафтов под влиянием природных и антропогенных изменений окружающей среды (на примере Захарковской поймы р. Москвы) // *Вестник Удмуртского университета. Серия Биология. Науки о Земле*. 2021. Т. 31. Вып. 2. С. 166–177.

Morphology and history of the development of the Moscow River valley in the Late Glacial and Holocene

A. V. Chernov^{a, #}

^a *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

[#] *E-mail: Alexey.chernov@inbox.ru*

The paper presents the morphology of the floodplain-channel complex of the Moscow River controlled by bedrock lithology and morphostructural patterns of the upper and lower parts of the basin. Historical reconstruction of the basin development before the beginning of intensive human intervention in its functioning is proposed. The entire river valley can be divided into several morphologically homogeneous sections: Mozhaisk with macro meanders, and Tuchkovsky with narrow floodplain and insides meanders sections in the upper reaches, Zvenigorodsko-Moskovsky section characterized by presence of macro meanders in the middle reaches, and Voskresensky with lithologically controlled narrowing and widening of the valley in the lower reaches. Radiocarbon dating of floodplain (oxbow) deposits recovered from morphologically different floodplain-channel complexes helped to restore the stages of natural river valley development. The following periods were established: late glacial phase with high discharge and runoff coefficient, the early Holocene stage of low discharge, the late Holocene stage when multiple channels developed on the floodplain, and the current stage of active interaction of natural and anthropogenic valley and riverbed-forming processes. It is obvious that the first three stages ultimately served as the natural basis, which over the past hundreds of years has been actively influenced by human activity. At the same time, traces of micro-meanders found on the floodplain only in the lower reaches, marking a certain stage at the beginning of the sub-Atlantic period of the Holocene, have not yet been explained in the evolutionary series of the development of the valley, floodplain and riverbed of the Moscow River.

Keywords: riverbed, floodplain and floodplain massifs, oxbow lakes, macro-, meso- and micro-radiations, absolute age of the floodplain

ACKNOWLEDGMENTS

The work was carried out according to the plan of the theme of the state task of the NIL soil erosion and channel processes named after N.I. Makkaveev of the Lomonosov Moscow State University “Hydrology, morphodynamics and geocology of erosion-channel systems” and with the financial support of the RFBR (projects No. 18-05-00712 and No. 18-05-00487). The author thanks the engineer of the Faculty of Geography of Moscow State University E.A. Tuzova and engineer of the Institute of Geography RAS D.V. Baranov for the help rendered in the design of this work.

REFERENCES

- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., and Chernov A.V. Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain. Marriott S., Alexander J., and Hey R. (Eds.). *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society, London, Special Publications. Vol. 163. 1999. P. 217–229. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.163.01.17>
- Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K., and Panin A.V. *Pozdnevaldaiskie paleorusla rek Russkoi ravniny* (The Late Valdai river paleochannels in the Russian Plain). *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya geograficheskaya*. 2000. No. 6. P. 73–78. (in Russ.)
- Borisova O., Sidorchuk A., and Panin A. Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data. *Catena*. 2006. Vol. 66. P. 53–73. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.010>
- Sidorchuk A., Panin A., and Borisova O. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period. *Geomorphology*. 2009. Vol. 113. P. 137–157. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.007>
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., and Vlasov M.V. *Moshchnyi pozdnevaldaiskii rechnoi stok v basseine Dona* (High Late river runoff in the Don basin). *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya geograficheskaya*. 2013. No. 1. P. 118–129. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-118-129>
- Panin A., Adamiec G., Buylaert J.-P., Matlakhova E., Moska P., and Novenko E. Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain. *Quaternary Science Reviews*. 2017. Vol. 166. P. 266–288. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev>
- Matlakhova E.Yu., Panin A.V., Belyaev V.R., and Borisova O.K. *Razvitiye doliny Verkhnego Dona v kontse pozdnego pleistotsena* (Development of the Upper Don valley at the end of the Late Pleistocene). *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya Geografiya*. 2019. No. 3. P. 83–92 (in Russ.)
- Matlakhova E.Yu., Panin A.V., and Ukraintsev V.Yu. *Istoriya razvitiya doliny r. Mokshi v kontse pozdnego pleistotsena* (Development of the Moksha River valley at the end of the Late Pleistocene). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2021. Vol. 52. No. 3. P. 105–115. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S043542812103007X>
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Baslerov S.V., Borisova O.K., Kovalyukh N.N., and Sheremetskaya E.D. *Osnovnye etapy istorii rechnykh dolin tsentra Russkoi ravniny v pozdnem valdae i golotsene: rezul'taty issledovaniy v srednem techenii r. Seim* (Main stages of the history of river valleys in the center of the Russian Plain in the Late Valdai and Holocene: case study in the middle reaches of the Seim River). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2001. No 2. P. 19–34. (in Russ.)
- Panin A.V., Adamiec G., Arslanov K.A., Bronnikova M.A., Filippov V.V., Sheremetskaya E.D., Zaretskaya N.E., and Zazovskaya E.P. Absolute chronology of fluvial events in the Upper Dnieper river system and its palaeogeographic implications. *Geochronometria*. 2014. Vol. 41(3). P. 278–293. <https://doi.org/10.2478/s13386-013-0154-1>
- Golosov V. and Panin A. Century-scale stream network dynamics in the Russian Plain in response to climate and land use change. *Catena*. 2006. Vol. 66. P. 74–92. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.011>
- Panin A.V. and Karevskaya I.A. *Istoriya formirovaniya poimy r. Protvy v predelakh Satinskogo poligona MGU* (Formation of the Protva river floodplain in the Satino MSU training station). *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2000. No. 4. P. 55–62. (in Russ.)
- Krivtsov V.A., Vorob'ev A.Yu., Vodorezov A.V., and Zazovskaya E.P. *Osobennosti formirovaniya poimy reki Oki v ee srednem techenii (na primere Spasskogo rasshireniya)* (Peculiarities of the floodplain formation of the Oka River in its middle reaches: the case study of the “Spasskoe” local widening). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2020. No. 3. P. 56–71 (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0435428120030050>
- Kargapolova I.N., Zavadskii A.S. *Estestvennyye izmeneniya rusla nizhnego techeniya r. Moskvy i ego transformatsiya v usloviyakh intensivnoi khozyaystvennoi deyatelnosti* (Natural dynamics of River Moskva channel in the lower course and its transformation under intensive economic activity). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2006. No. 1. P. 45–56. (in Russ.)
- Ozerova N.A. *Moskva-reka v prostranstve i vremeni* (Moscow-the river in space and time). Moscow: Progress-Tradition (Publ.), 2014. 320 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. *Istoricheskoe i paleoruslovedenie: predmet, metody issledovaniy i rol' v izuchenii rel'efa* (Historical and paleochannel studies: subject, methods and the role in geomorphological research). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1996. No. 4. P. 13–18. (in Russ.)
- Makkaveev N.I. *Ruslo reki i eroziya v ee basseine* (River channel and erosion in its basin). Moscow: AS USSR (Publ.), 1955. 347 p. (in Russ.)
- Karmanov V.N., Chernov A.V., Zaretskaya N.E., Panin A.V., and Volokitin A.V. *Opyt primeneniya dannykh paleoruslovedeniya v arkhologii na primere izucheniya Srednei Vychehdy (Evropeiskii Severo-Vostok Rossii)* (Paleochannel Studies in Archaeology: The Case of The Vychehda River, Northeastern European Russia). *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*. 2013. Vol. 41 (2). P. 83–93. (in Russ.) <https://doi.org/10.1016/j.aeae.2013.11.008>
- Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*. 51(1). 2009. P. 337–360.
- Reimer P., Austin W., and Bard E. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration

- Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. 62 (4). 2020. P. 725–757.
21. Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., and Borisova O.K. *Klimaticheski obuslovlennyye izmeneniya rechnogo stoka na ravninakh Severnoi Evrazii v pozdnelednikov'e i golotsene* (Climate-induced changes in surface runoff on the North-Eurasian plains during the Late Glacial and Holocene). *Water Resources*. 2008. Vol.35. No. 4. P. 386–396.
 22. Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., and Borisova O.K. *Snizhenie stoka rek ravnin Severnoi Evrazii v optimum golotsena* (River Runoff Decrease in North Eurasian Plains during the Holocene Optimum). *Vodnye resursy*. 2012. Vol. 39. No. 1. P. 69–81.
 23. Sidorchuk A., Panin A., and Borisova O. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glacial Maximum–Late Glacial time. In: *Buynevich I., Yanko-Hombach V., Gilbert A.S., and Martin R.E.* (Eds.). *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis: Geological Society of America Special Paper 473*, 2011. P. 1–25. [https://doi.org/10.1130/2011.2473\(01\)](https://doi.org/10.1130/2011.2473(01))
 24. Kislov A.V., Panin A.V., and Toropov P. Current status and palaeostages of the Caspian Sea as a potential evaluation tool for climate model simulations. *Quaternary International*. 345 (2014). P. 48–55. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.014>
 25. *Geomorfologicheskoe raionirovanie SSSR. M-b 8000000* (Geomorphological zoning of the USSR. Map. Sc. 1:8000000). A.I. Spiridonov (Ed.). Moscow. 1985 (in Russ.)
 26. *Geologicheskaya karta dochetvertichnykh otlozhenii Moskovskoi oblasti. Masshtab 1:500000* (Geological map of the Pre-Quaternary deposits of the Moscow Region). Map Sc.1:500000. N.I. Sychkin (Ed.). Moscow: MPR RF (Publ.), 1998. (in Russ.)
 27. Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., and Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quaternary International*. 2016. Vol. 420. P. 4–14.
 28. Panin A.V. and Matlakhova E.Yu. *Periodicheskie proyavleniya moshchnogo rechnogo stoka v tsentre Russkoi ravniny v valdaiskuyu kholodnuyu epokhu* (Periodic manifestations of high river runoff in the center of the Russian Plain in the Valdai cold epoch). *Vestnik Tomskogo Gosudarstvennogo universiteta*. 2013. No. 370. P. 168–174. (in Russ.)
 29. Chernov A.V. and Zavadskii A.S. *Osnovnye zakonomernosti i lokal'nye osobennosti razvitiya rusel malykh i srednikh rek (rezul'taty monitoringovykh nablyudenii)* (Main regularities and local features of the development of small and medium-sized river channels (results of monitoring observations)). *Vestnik Udmurtskogo universiteta. Seriya Biologiya. Nauki o Zemle*. 2020. Vol. 30. No. 2. P. 215–222. (in Russ.)
 30. Panin A.V. and Sidorchuk A.Yu. *Makroizluchiny ("bol'shie meandry"): problemy proiskhozhdeniya i interpretatsii* (Macro-bends ("large meanders"): problems of origin and interpretation). *Vestnik Mosk. Un-ta. Seriya 5. Geogr.* 2006. No. 6. P. 14–22. (in Russ.)
 31. Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., and Chernov A.V. *Osnovnye etapy formirovaniya poim ravninnykh rek Severnoi Evrazii* (Main stages of formation of floodplains of lowland rivers in Northern Eurasia). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2011. No. 3. P. 20–31 (in Russ.)
 32. Panin A.V. *Predvaritel'nye dannye po istorii formirovaniya poimy Moskvy-reki v raione Uspenskogo-RANIS* (Preliminary data on the history of the formation of the floodplain of the Moscow river in the Uspensky-RANIS area). In: *Arkheologiya Podmoskov'ya: Materialy nauchnogo seminar. Vypusk 4* (Materials of the scientific seminar. Vol. 4). Moscow. Institut arheologii RAN (Publ.), 2008. P. 340–343. (in Russ.)
 33. Aleksandrovskii A.L. and Panin A.V. *Zakonomernosti formirovaniya poimy reki Moskvy v kontekste ee osvoeniya chelovekom (na primere klyuchevogo uchastka v raione Zvenigorodskoi biostantsii MGU)* (Formation of the Moscow river floodplain in the context of its occupation by man: the MSU Zvenigorod biostation case study). In: *Arheologiya Podmoskov'ya: Materialy nauchnogo seminar. Vypusk 9* (Materials of the scientific seminar. Vol. 9). Moscow. Institut arheologii RAN (Publ.), 2013. P. 249–255. (in Russ.)
 34. Chernov A.V. *Dinamika poimeno-ruslovogo kompleksa r. Tarusy pri vysokoi izmenchivosti klimaticheskikh uslovii poslednikh desyatiletii* (Dynamics of the floodplain-riverbed complex river of Tarus with high variability of climatic conditions in recent decades). In: *Sbornik nauchnykh trudov geograficheskogo fakul'teta MGPU* (Collection of scientific works geogr. faculty of MGPU). Moscow. Buki-vedi (Publ.), 2017. P. 135–142 (in Russ.)
 35. Sidorchuk A., Borisova O., Chernov A., and Panin A. Three Main Stages of Floodplain Evolution in Northern Eurasia and their Ecological Significance. In: *Environmental Management, Restoration and Ecological Implications. Chapter 4. Nova publishers*. New York. 2013. P. 69–136.
 36. Fedonin R.A., Panin A.V., and Siroshtan I.I. *Formirovaniye poimy r, Moskvy v raione d. Zakharkovo i ee selitebnoe osvoenie* (Formation of the floodplain Moscow-river in the area of the Zakharkovo village and its occupation by humans). In: *Arkheologiya poimy: rel'ef, paleosreda, istoriya zaseleniya*. (Archeology of the floodplain: relief, paleoenvironment, history of settlement). M.: KDU (Publ.), Universitetskaya kniga (Publ.), 2019. P. 88–91. (in Russ.)
 37. Zavadskii A.S., Surkov V.V., Chernov A.V., Botavin D.V., Golovlev P.P., and Samokhin M.A. *Transformatsiya poyemnykh landshaftov pod vliyaniyem prirodnykh i antropogennykh izmeneniy okruzhayushchey sredy (na primere Zakharkovskoy poimy r. Moskvy)* (Transformation of floodplain landscapes under the influence of natural and anthropogenic environmental changes (on the example of the Zakharkovskaya floodplain of the Moscow River). *Vestnik Udmurtskogo universiteta. Seriya Biologiya. Nauki o Zemle*. 2021. T. 31. Vyp. 2. P. 166–177. (in Russ.)

МОРФОТЕКТОНИКА, ДЕФОРМАЦИИ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ САМБИЙСКОГО (КАЛИНИНГРАДСКОГО) ПОЛУОСТРОВА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

© 2021 г. С. В. Шварев^{1,2,*,**}

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

*E-mail: shvarev@igras.ru

**E-mail: shvarev@ifz.ru

Поступила в редакцию 02.02.2021 г.

После доработки 29.03.2021 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

На территории Самбийского (Калининградского) п-ова проведены морфотектонические исследования с использованием дистанционной информации (цифровых моделей рельефа и космических снимков) и данных геологических съемок, в результате которых уточнена новейшая блоково-разломная структура, проявляющаяся в рельефе, и закономерности развития четвертичных отложений, а также изучены и систематизированы тектонические деформации в рыхлых отложениях, экспонированных в береговых обрывах, пространственно и кинематически сопряженные с активизированными элементами морфоструктуры. В морфоструктуре полуострова установлено сопряжение разнонаправленных систем морфолинеаментов, определяющих “клавишную” тектонику изменением роли в разных частях полуострова: а) на флангах преобладают субширотная и меридиональная системы, связанные с формированием Готландско-Балтийской системы грабенов; б) в осевой части полуострова – северо-западная система, контролирующая ориентировку основного голоценового поднятия; в) в его северо-восточной части, ССЗ-субмеридиональная, определяющая развитие Куршского залива; г) в юго-западной части – северо-восточная, задающая генеральный план Вислинской депрессии. В береговых обрывах на западном и северном берегах полуострова изучены деформации, связанные с тектонической активизацией разного возраста: а) разрывные нарушения, в том числе сбросы и взбросы с амплитудой от сантиметров до нескольких метров; б) складчатые нарушения – от микроскладок до пологих синклиналей с амплитудой до метров и шириной до первых сотен метров и сжатых приразломных антиклиналей; в) разнообразные формы разжижения, в том числе деформационные горизонты мощностью от 10 см до первых метров с пламеобразными текстурами, гомогенизированными слоистыми отложениями и внутрислойной фрагментацией, связанные с землетрясениями разной силы. Установленные характер, последовательность и взаимоотношения деформаций отражают 5 этапов тектонической активизации, соотнесенных со стратиграфической позицией деформированных отложений (по данным геологических съемок): а) московский позднеледниковый (слабоактивный); б) послемосковский (максимально активный); в) позднемикулинский-предвалдайский (активный); г) позднеледниковый-раннеголоценовый (слабоактивный); д) позднеголоценовый (слабоактивный). Наиболее интенсивные тектонические движения относятся к послемосковскому этапу, когда амплитуды вертикальных смещений по разрывам достигали первых десятков метров, а мощность горизонтов разжижения превышала 1 м. Позднее интенсивность снижалась, отражаясь в амплитудах вертикальных смещений по разрывам от нескольких десятков сантиметров до первых дециметров, сопровождаемых разжижением (предвалдайский этап) и до смещений в первые сантиметры (голоцен).

Ключевые слова: Южная Прибалтика, активизированная блоковая структура, четвертичные отложения, разрывные и складчатые деформации, разжижение

DOI: 10.31857/S0435428121040106

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Территория исследований находится в южной части побережья Балтийского моря (рис. 1, а). В

современном рельефе Самбийский (Калининградский) п-ов представляет собой субширотное поднятие, вдающееся в акваторию на несколько десятков километров в виде прямоугольного вы-

ступа, ограниченного с севера и запада береговыми уступами высотой максимально до 40–45 м на северо-западе, снижающимися вдоль северного и западного побережий в восточном и южном направлениях до первых метров, а с юга – измененной заболоченной долиной р. Преголя (рис. 1, б).

Расположение в пределах стабильной континентальной территории традиционно предполагает отсутствие здесь в новейшее время значимых тектонических движений и дифференцированных смещений. Однако землетрясение 21 сентября 2004 г., интенсивность которого по макросейсмическим данным достигала 7 баллов [1], продемонстрировало современную тектоническую активность этой территории и стимулировало исследования в этом направлении. В том числе были проведены сеймотектонические исследования, в результате которых обнаружены дислокации в рельефе и поверхностных отложениях (песчаные диапиры, кластические дайки, блоковые оползни), свидетельствующие о землетрясениях, происходивших здесь в позднеледниковье и голоцене, интенсивность которых достигала 8 баллов [2]. Данные о сильных палеоземлетрясениях переключаются с историческими свидетельствами, согласно которым на территории Самбийского п-ова и близлежащих районов отмечались сейсмические сотрясения интенсивностью до 8 баллов и магнитудой до 5 [3, 4]. На основании натуральных наблюдений [5] были выявлены признаки потенциально активных разломов, к крупнейшему и наиболее значимому из которых отнесена флекурно-разрывная зона северо-западного простирания, секущая юго-западную часть полуострова от его западного побережья до г. Калининграда. Менее значимые зоны расположены на всей территории полуострова и их разнообразные простирания и формы не позволяют с уверенностью судить о систематической новейшей блоковой структуре. Принципиально иная картина представляется из анализа конфигурации изолиний поверхности морских нижнеолигоценовых отложений рупелия (33.9–27.82 млн л.н.), четко оконтуривающих с трех сторон субширотный выступ полуострова градиентными зонами с перепадом глубин 100–150 м. Поскольку деформация этой поверхности служит базой для расчета новейших движений [6], то вполне справедливо отнесение фланговых деформационных зон – двух субширотных (к северу и югу от полуострова) и субмеридиональной (к западу) – к основным новейшим структурам [3]. Подтверждает такую трактовку и приуроченность к западной и северной зонам эпицентров двух последовательных сейсмических толчков 2004 г. с соответствующими меридиональной и широтной проекциями очагов [7, 8]. И та, и другая точки зрения имеют свое фактическое обоснование, расходясь в интерпретации данных. Поэтому первой задачей на-

стоящего исследования является установление непротиворечивой картины новейшего блокового строения территории на основе морфотектонического подхода с использованием различных критериев.

На территории исследований ранее, начиная с работ немецких геологов в начале XX века, обнаружены разнообразные и разномасштабные деформации четвертичных отложений и приповерхностных дочетвертичных образований неогенового и палеогенового возраста. Эти деформации включают разрывы с вертикальными смещениями, горстообразные поднятия неогеновых и палеогеновых пород, ограниченные разрывами и флексурами, пологие антиклинали и синклинали, осложненные большим количеством мелких разрывных нарушений с амплитудой до 1 м, диапировые складки разнообразных масштабов – от нескольких см до 10–15 м и в самых разных отложениях, мелкая гофрировка слоев и лежащие складки [9–11]. Вкупе с многочисленными отторженцами коренных пород в четвертичной толще, фиксируемыми по материалам бурения [10, 12, 13], возникает картина значительной постседиментационной дислоцированности поверхностных отложений. В последние годы обнаружены и следы разжижения в виде кластических даек, диапиров, как непосредственно на Самбийском п-ове [2, 5], так и на прилегающей территории Калининградской области [14] в водно-ледниковых отложениях последнего оледенения и аллювиальных голоценовых песках. Инструментально датированный возраст деформированных слоев отложений свидетельствует о сейсмических событиях, произошедших позже 12.1–12.5 калиброванных тысяч лет назад (кал. тыс. л.н.) [2] и 8.1 тысяч лет назад (тыс. л.н.) [14]. Порог интенсивности землетрясений, вызывающих разжижение, оценивается в 7 баллов [15], а возможный диапазон магнитуды голоценового события от 5.5 до 6.5 [14].

Происхождение дислокаций в большинстве случаев приписывается действию ледников, хотя и отмечается несомненная пространственная связь с тектоническими структурами, а отдельные исследователи предполагают и продолжающийся в голоцене рост диапировых складок [2]. В любом случае, относятся ли обнаруженные структуры к гляцио- или собственно тектоническим, остаются не вполне ясными ни их пространственно-кинематические отношения, ни их приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам и, соответственно, возраст. Такая неопределенность диктует вторую задачу настоящего исследования – систематическое изучение деформаций и определение генезиса, их стратиграфического положения, кинематических параметров, этапов активности в сопоставлении с морфотектоническими чертами территории.

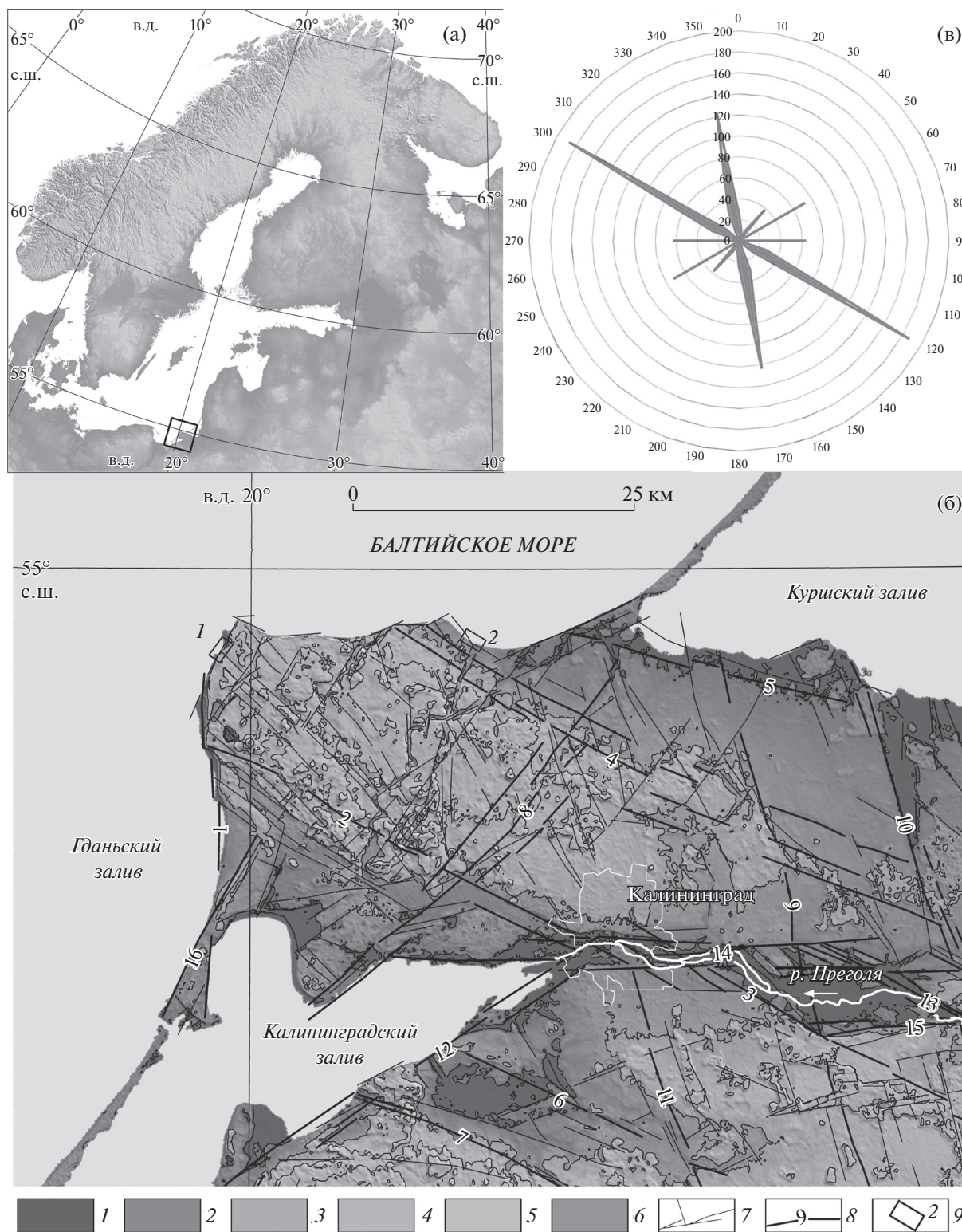


Рис. 1. Положение изучаемой площади (а), цифровая модель рельефа (на основе данных SRTM) и основные морфо-линементы (б) и роза-диаграмма направлений морфолинементов (в).

Высота современного рельефа, м: 1 – 0–20, 2 – 20–40, 3 – 40–60, 4 – 60–80, 5 – 80–100, 6 – >100; 7 – элементарные морфолинементы; 8 – основные морфолинементные зоны (ссылки на номера в тексте); 9 – ключевые участки полевых исследований.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ В СОПОСТАВЛЕНИИ С НОВЕЙШЕЙ БЛОКОВО-РАЗЛОМНОЙ СТРУКТУРОЙ

Тектоника. Район расположен в пределах западной окраины Русской плиты и ее унаследованно прогибающихся элементов – Балтийской синеклизы, Литовско-Латвийской впадины и Польско-Литовской синеклизы, сформировавшихся на каледонском, герцинском и альпийском этапах соответственно [13]. Поверхность кристаллического фундамента в пределах полуострова опускается от –2100 до –2800 м, а платформенный чехол представлен мощной толщей осадочных образований почти всех систем за исключением вендской и каменноугольной. В оценке степени проявления разрывной тектоники – как древней, так и новейшей – отсутствует общее мнение. Это касается как унаследованности разломообразования на различных этапах, соответствия их пространственного рисунка, так и собственно их значимости в геологическом строении. Это отчетливо проявляется при сравнении материалов геологических съемок разных лет [12, 16] и результатов их обобщения [13, 17], показывающих существенные расхождения и противоречивость даже в рамках одного исследования. Так, с одной стороны, высказывается мнение о том, что “отложения как верхнепалеозойского, так и мезо-кайнозойского частей чехла не подвержены сколько-нибудь значительным нарушениям, если не считать возможного присутствия зон трещиноватости, влияния соляной тектоники и других наложенных процессов” [13, с. 93]. А с другой: “тектонические разрывные движения происходят и в настоящее время...” [13, с. 95], или: “формирование этих (Куршской и Балтийской – ред.) кос связано с линейными поднятиями по разрывным нарушениям в поздненеоплейстоценовое время (20.0–25.0 тыс. л.н.)” [13, с. 96]. Сопоставление конкретных и, в особенности, детальных схем разрывной тектоники фундамента или чехла в такой ситуации затруднительно. Можно отметить только некоторые общие закономерности, среди которых: а) наличие системы СЗ простирания в фундаменте, фиксируемой линейными аномалиями гравитационного и магнитного полей; б) наличие субширотной системы нарушений фундамента, фиксируемой рельефом его поверхности и данными сейсморазведки; в том числе, крупнейшие зоны – вдоль долины р. Преголя (южное ограничение Самбийского п-ова) и вдоль северного побережья полуострова (“Самбийская зона”); в) наличие субмеридиональных разломов в фундаменте, в том числе к северу от северного побережья полуострова и вдоль его западного обрамления [12, 13]. Активность разломов и дифференцированные блоковые смещения

в мезозое-кайнозое фрагментарно отмечалась по результатам детальных буровых работ, обнаруживавших зеркала скольжения, пространственную мозаичность меловых отложений с выпадением отдельных ярусов на ограниченной площади, соответствие меловых поднятий и моренных гряд и др. [16]. Исследования последних лет, в особенности связанные с геофизическими работами высокого разрешения в пределах акваторий, окружающих полуостров, позволили обнаружить малоамплитудные новейшие смещения. Разломы, расположенные в непосредственной близости от западного побережья полуострова, пересекают всю толщу платформенного чехла, смещая кровлю фундамента с амплитудой более 100 м, подошву меловых отложений на несколько десятков метров и прослеживающиеся в палеогеновых отложениях с ощутимой (до первого десятка м) амплитудой [17]. Эти данные говорят об унаследованных вертикальных смещениях, проявившихся вплоть до позднего кайнозоя. С такой позицией вполне согласуется оценка Самбийского п-ова как новейшей блоковой структуры, обрамленной с севера, запада и востока новейшими разломами, сопряженными с приповерхностными флексурами [3], входящими в систему Восточно-Балтийской (Готландско-Балтийской) системы грабенов [18] с максимальными погружениями в центральной части бассейна до 250 м [19]. Амплитуды пост-олигоценных смещений отражают кумулятивный эффект новейших движений, которые, судя по фиксируемой инверсии тектонического режима, маркируемого появлением лихвинских (гольштейнских) морских отложений на смежных с изучаемой территориях Балтийской синеклизы, происходили, в основном, с этого рубежа, когда и началось формирование системы грабенов [20]. Формирование Самбийского п-ова как положительной структуры, по-видимому, относится к этому времени. Согласно палеогеографическим реконструкциям для раннего плейстоцена, исследуемая территория находилась в зоне меридионального прогиба с бассейновым осадконакоплением, а к лихвинскому времени здесь уже существовало субширотное поднятие [21]. Эту активизацию можно отнести к последней стадии валахско-паденской фазы неотектонической активизации, проявившейся в последние 0.5 млн. лет [22]. Исходя из этих возрастных оценок, скорости вертикальных движений на флангах Самбийского п-ова могут достигать средних величин 0.2–0.3 мм/год или 20–30 см за 1 тыс. лет. Величины такого порядка, локализованные в межблоковых зонах и дискретизированные во времени, вполне могут соответствовать сильным землетрясениям, сопровождающим вертикальные смещения, и оказывающим значительное влияние на характер седиментации и постседиментационные дефор-

мации четвертичных отложений, начиная со среднего плейстоцена.

В то же время неоднократное распространение ледников на этой территории заставляет в качестве возможного триггера вертикальных движений рассматривать изостатические колебания земной коры. Вероятно, что этот механизм отчасти работал в периоды активного наступания или таяния ледников, однако, он носит вторичный характер. Дополнительным подтверждением приоритета собственно тектонических напряжений и механизмов смещений являются сведения о сдвиговой составляющей новейших движений по разломам. Амплитуды позднеплиоцен-голоценовых сдвигов по некоторым оценкам достигают 1.6–1.9 км [2]. Вне зависимости от величин возможных смещений, достоверная сдвиговая кинематика инструментально [23] и макросейсмически [7] определена в качестве механизмов очагов Калининградского землетрясения.

Четвертичные отложения и дочетвертичная поверхность. Согласно данным геологических съемок, четвертичные отложения Самбийского (Калининградского) п-ова включают все три звена неоплейстоцена и характеризуются комплексами ледниковых образований, чередующимися с озерными и морскими отложениями. Авторы как последних работ [12, 13], так и более ранних [16, 24] согласны в том, что на поверхности наблюдаются отложения не старше последнего оледенения, образующие вполне традиционную пространственную структуру с комплексом основной и конечной морены осташковского оледенения, занимающих на полуострове осевую субширотную и наиболее возвышенную позицию, и водноледниковых, аллювиальных и морских отложений, распространенных преимущественно по северному и южному обрамлению.

В то же время интерпретация разреза, в том числе количество и возраст самостоятельных моренных горизонтов и разделяющих их водноледниковых осадков (число горизонтов варьирует в разных работах от 4 до 8), остается дискуссионной. Интересно отметить, что максимальная дифференциация (6–8 морен) свойственна обобщающим материалам [13, 24], в то время как в съемочных — ранне- и среднечетвертичные ледниковые горизонты часто объединяются по звеньям (урьинско-окский, днепровско-московский) [12, 16]. Хотя во всех работах четко различаются стадии последнего оледенения (калининский и осташковский горизонты), при изучении разрезов обращает на себя внимание фрагментарность калининского горизонта, не позволяющая признать его устойчивым стратиграфическим маркером [12], а с другой стороны, очевидна и неопределенность стратиграфической позиции этого горизонта, поскольку при интерпретации скважин

он оказывается в некоторых случаях одновременно подстилаем и перекрывается микулинскими озерными образованиями [13]. В свою очередь, характерными особенностями микулинских отложений служат локальные сопряженные колебания их кровли и подошвы, достигающие 20–30 м [13], а также ступенчатость, при которой подошва и кровля от отрицательных значений –50– –40 м в пределах акватории Балтийского моря поднимается до +20–+30 м на Самбийском п-ове при достаточно выдержанной мощности горизонта ≈ 10 –15 м [12].

Дочетвертичный рельеф весьма неровный с высотой поверхности в среднем от –60 до +20 м [11]. Основные характерные элементы, включающие возвышенные ступени и глубокие узкие депрессии, были выявлены более 100 лет назад [25, 26]. Неровности коренного субстрата традиционно связываются с неравномерной денудацией [12, 13, 16], среди агентов которой, кроме экзарации и гляциотектоники, — талые ледниковые воды и речная эрозия; их следы в виде ложбин стока и фрагментов речных долин широко развиты на полуострове. Неровность ложа четвертичного чехла сопровождается крайней неравномерностью мощности плейстоценовых отложений, варьирующей в диапазоне от 4.5 м до 161 м [16]. Максимальные и минимальные отметки сосредоточены на крайнем западе, достигая +49 и –142 м соответственно [12, 27]. При этом вершинная поверхность дочетвертичного рельефа в пределах полуострова в целом закономерно снижается с запада на восток, погружаясь до 20 м ниже уровня моря. На этом фоне развиты “денудационные останцы” и “палеоврезы” с максимальными и минимальными отметками. Происхождение и тех, и других дискуссионно и противоречит условиям избирательной денудации: останцы обычно сложены песчано-глинистыми палеогеновыми и неогеновыми образованиями, а депрессии вырабатаны в меловых компетентных породах [27]. Анализ тех же данных [27] показывает, что “палеоврезы” представляют собой узкие и короткие депрессии, достигающие глубин –80 – –100 м от у. м. Среднее отношение длины к ширине ложбин ≈ 2.8 , при этом протяженность колеблется в интервале 1.5–15 км (в среднем 4.9 км), а ширина от 0.8 до 5 км (в среднем 1.8 км). При детальном изучении обнаруживаются такие их свойства, как пространственное пересечение узких V-образных понижений, объединяемых одной депрессией, и разделение депрессий по простиранию на локальные впадины, отделенные перемычками высотой 0.1–0.25 м от общей глубины депрессии [27]. “Палеоврезы” прослеживаются и в пределах акватории Балтийского моря [21]. Глубокие короткие депрессии объединяются широкими палеоложбинами в сеть с хорошо выраженной регулярной структурой с преобладающими ССВ и

подчиненными субширотными элементами [13]. Для этой сети ложбин характерно значительное количество отторженцев коренных пород, что является основанием для рассмотрения формирования всей этой системы под воздействием гляциотектоники [28]. С другой стороны, отмечаются такие черты “палеоврезов”, как их совпадение с разрывными нарушениями, в некоторых случаях с установленной амплитудой смещения крыльев (по коренным породам) до 50 м, ступенчатость их склонов, повышенная минерализация и гидрохимические аномалии подземных вод, гидротермальная проработка перекрывающих и заполняющих депрессии отложений [12, 29, 30].

Перечисленные особенности тектонического строения, рельефа дочетвертичной поверхности, строения четвертичной толщи обнаруживают явные признаки активизированного блокового строения территории и дифференцированных вертикальных и горизонтальных смещений, влиявших на формирование рельефа, рыхлых отложений и коренных пород и проявляющихся до настоящего времени. Эти черты, таким образом, служат основанием для рассмотрения собственно тектонической природы деформаций четвертичных отложений и установления их соотношений с новейшим структурным планом и выявления на их основе возраста основных этапов новейшей активизации.

МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛЫ

В качестве основы для разработки схемы активизированной блоково-разломной структуры использованы материалы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), включающие космические снимки среднего разрешения (Landsat-ETM+) [31] и цифровые модели рельефа ASTER GDEM [32], SRTM [33]. С их использованием осуществлено интерактивное структурно-геоморфологическое дешифрирование, в ходе которого выделены элементарные линеаменты при максимально возможном увеличении изображений для доступного пространственного разрешения используемых материалов ДЗЗ (30–90 м), которые объединяются в зоны при последовательном уменьшении масштаба. Степень влияния линеаментов на формирование рельефа, покрова четвертичных отложений и дочетвертичного субстрата, а также унаследованность тектонической структуре на разных этапах активизации выясняется путем сопоставления иерархической линеаментной структуры и соответствующих геолого-геоморфологических материалов, созданных путем обобщения материалов независимых источников.

Систематическое изучение деформаций производится с использованием геоморфологического, литологического, стратиграфического и структурно-тектонического методов анализа.

При этом определяется происхождение деформационных структур с использованием последовательного анализа комплекса признаков и рассмотрения альтернативных вариантов. Осуществляются замеры структурно-кинематических параметров, и устанавливается связь деформаций в четвертичных отложениях с блоково-разрывной структурой на основе систематических соответствий параметров. Этапы тектонической активизации, при которых возникли соответствующие деформации, устанавливаются путем изучения приуроченности последних к определенным стратиграфическим горизонтам, по наличию несогласий, перекрывающих деформации.

РЕЗУЛЬТАТЫ. I. НОВЕЙШАЯ БЛОКОВО-РАЗЛОМНАЯ СТРУКТУРА

При анализе космических снимков и ЦМР на Самбийском п-ове и прилегающей территории выявляется сеть морфолинеаментов, в которой усматриваются пять основных систем (рис. 1, б), контролирующих пространственные закономерности рельефа территории — контуры береговой линии, уступы террас, простирание долин, ориентировку котловин и пр. (рис. 1, в). Преобладающими направлениями простирания элементов линеаментной структуры региона являются северо-западное (300°) и ССЗ-субмеридиональное (345°–5°), второстепенными — два северо-восточных (30° и 60°) и субширотное (90°). При генерализации элементарных морфолинеаментов выделено 18 основных зон, проявляющихся на разных уровнях геолого-геоморфологического строения территории (рис. 2–5) и формирующих иерархическую блоковую структуру (рис. 6).

Среди наиболее ярко выраженных морфолинеаментных зон: ограничивающие блок Самбийского п-ова — “Западная” и “Прегольская”, которые можно отнести к “надпорядковой” в схеме блоковой иерархии (рис. 6). “Западная”, зона № 1, контролирует западное субмеридиональное ограничение блока Самбийского п-ова, на севере (1.3) выражена высокими (до 40 м) абразионными уступами, к югу (1.2) снижающимися до первых метров с переходом к контролю зоной аккумулятивных форм и изменением ориентировки уступов на противоположное при пересечении Балтийской косы (1.1) в соответствии с ограничением Приморской бухты. Зона отвечает падению кровли дочетвертичных пород, смене генетических групп четвертичных отложений и субмеридиональному направлению крупного разлома в фундаменте, прослеженного в пределах акватории [16], а также новейшей (после-позднеолигоценовой) флексуры [2]. “Прегольская”, зона № 14, контролирует северное побережье Калининградского залива (14.1), приустьевую часть русла р. Преголя (14.2) и северное ограничение долины



Рис. 2. Сопоставление морфолинементов и поверхности дочетвертичного рельефа [27].

Высота дочетвертичной поверхности, м: 1 – $>(+40)$, 2 – $(+20) - (+40)$, 3 – $0 - (+20)$, 4 – $0 - (-20)$, 5 – $(-20) - (-40)$, 6 – $(-40) - (-60)$, 7 – $(-60) - (-80)$, 8 – $(-80) - (-100)$, 9 – $<(-100)$.

реки выше по течению (14.3 и 14.4). Особенно ярко зона выражена в ограничении болотных фаций голоценовых отложений, и, в целом, зона соответствует Прегольскому разлому [34], проявляющемуся в фундаменте и осадочном чехле, и новейшей флекуре [2].

Внутреннее строение Самбийского блока, прежде всего, определяется зонами СЗ-простира-ния – “Янтарной” (№ 2) и “Пионерской” (№ 4), обрамляющих с юго-запада и северо-востока наиболее возвышенную часть полуострова от низменных ступеней, обращенных к Калининградскому и Куршскому заливам соответственно. Аналогично эти зоны проявляются в поверхности дочетвертичных пород (рис. 3), отчасти в четвертичных образованиях (рис. 4), отделяя поле с раз-

витием позднеледниковых бассейновых образований от материковой суши как на юго-западе, так и, более явно, – на северо-востоке. Пионерская зона отделяет и поле развития меловых пород от палеогеновых (рис. 3). Ведущая роль северо-западных зон четко определяется их распространенностью (рис. 1, б), а также фланговым положением в структуре голоценового Самбийского вала [24] (рис. 5). Важную роль играют и другие северо-западные зоны. Расположенная к северу Куршская зона (№ 5) определяет ориентировку береговой зоны одноименного залива и близка к простиранию новейшей флексуры, обрамляющей Самбийский п-ов с севера [2] (рис. 5). Расположенные южнее “Прохладная” (№ 6) и “Майская” (№ 7) контролируют простирание де-

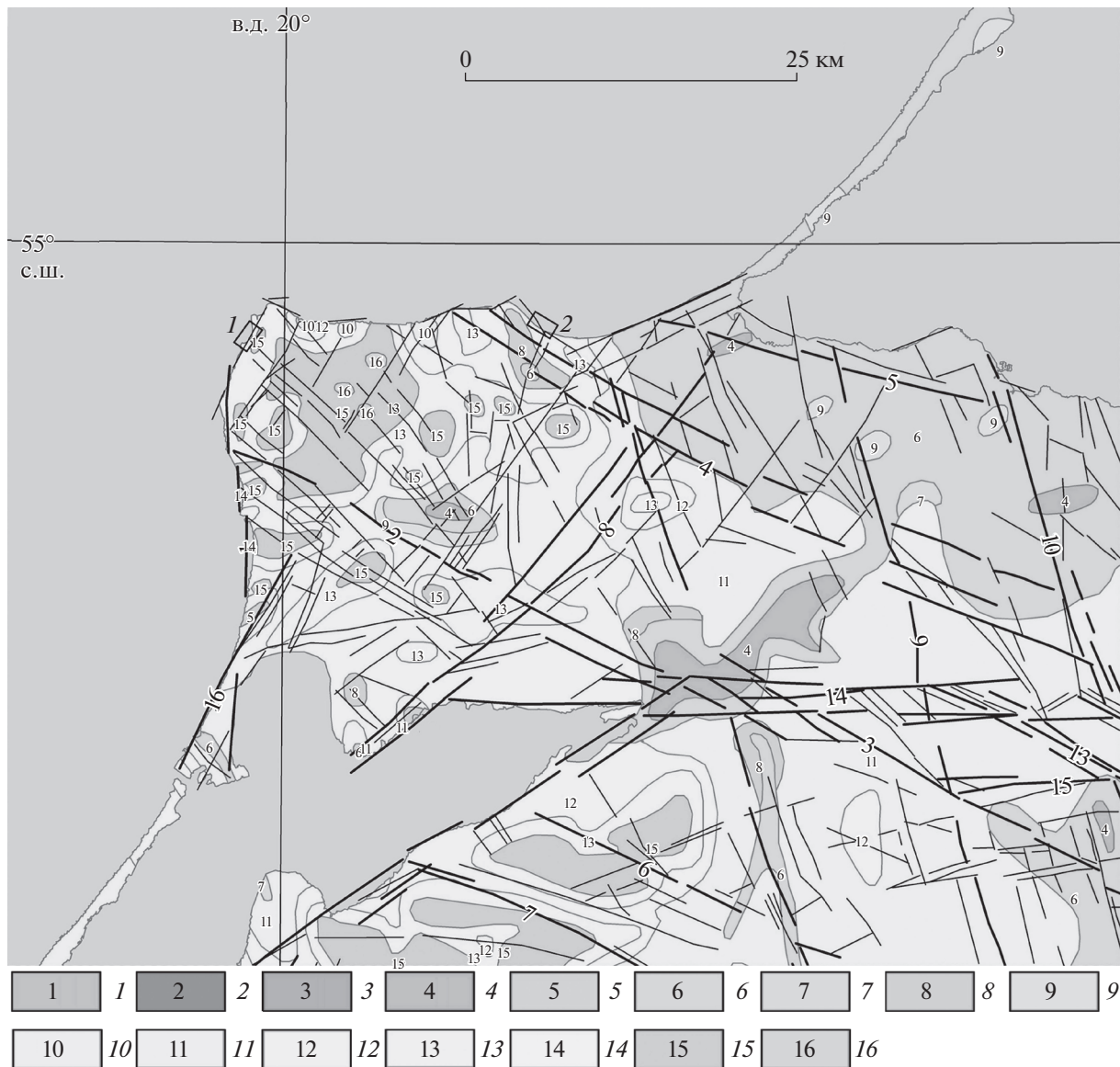


Рис. 3. Сопоставление морфолинеаментов и дочетвертичных образований [13].

Юрская система: 1 – нижний-верхний отделы нерасчлененные; *меловая система, нижний отдел:* 2 – есяская свита (пески, алевроиты, глины); *верхний отдел:* 3 – чкаловская и побединская свиты (пески, алевролиты), 4 – демидовская и лозняковская свиты (мергели с прослоями песков, песчаников, алевроитов, глины), 5 – высококовская, дубровская, демидовская, лозняковская свиты (мергели с прослоями глины, алевролитов, песчаников), 6 – калиновская свита (мергели с прослоями алевролитов, песчаников и опок), 7 – воронцовская и спасская свиты (алевроиты, карбонатные алевроиты и мергели); *палеогеновая система, палеоцен:* 8 – чистоозерская свита (мергели глинистые), 9 – любавская свита (пески и алевроиты); *эоцен:* 10 – самбийская свита (глины, алевролиты, прослойки песков); *палеоцен и эоцен нерасчлененные:* 11 – любавская, заостровская и самбийская свиты (пески, глины, алевроиты и алевролиты); *эоцен:* 12 – алкская свита (пески, алевролиты), 13 – прусская свита (пески, алевроиты); *олигоцен:* 14 – пальвеская (пески с обломками древесины); *неогеновая система, миоцен:* 15 – грачевская свита (пески с растительными остатками, алевроиты, прослойки глины, пласты бурых углей); *плиоцен:* 16 – ильичевская свита (пески углистые, глины слоистые с обуглившимися растительными остатками).

прессии и уступа поднятия (рис. 1, в), отчасти прослеживаются в четвертичных фациях и дочетвертичной поверхности, но вполне определенно выражены в ориентировке контуров дочетвертичных пород и совпадают с простиранием голоценовых структур – склона Мамонского поднятия

на крайнем юге (рис. 5) и осевой зоны, граничащей с Мамонским поднятием с севера депрессии. Вторыми по значению являются зоны ССЗ-субмеридионального простирания № 9 (Морянская), № 10 (Дунайская), № 11 (Дивная) и № 19 (Нахимовская). Первые две зоны ответственны за

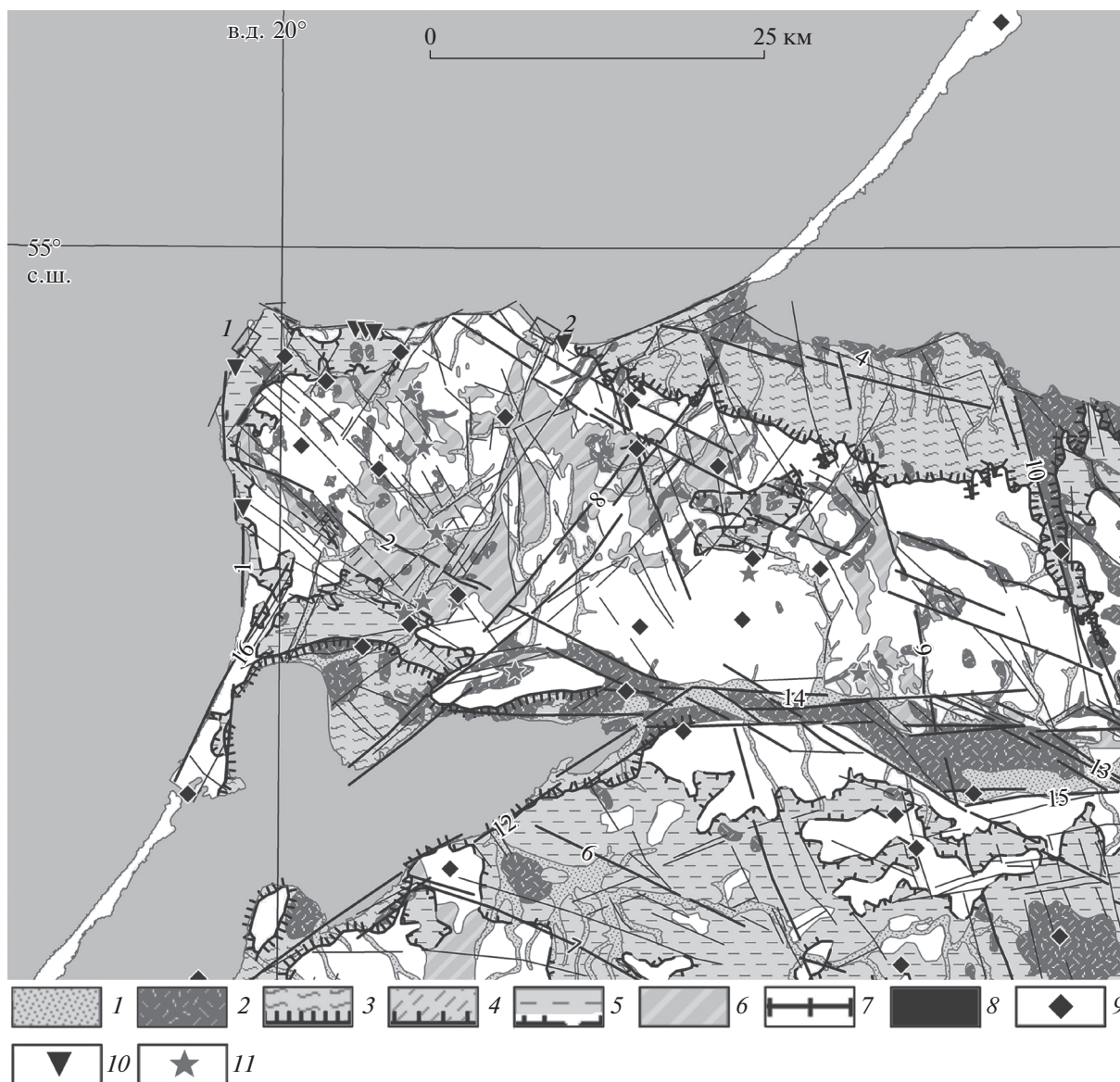


Рис. 4. Сопоставление морфолинеаментов и четвертичных отложений (частично).

Голоценовые отложения. *Средне-верхнеголоценовые:* 1 – аллювиальные, 2 – болотные, 3 – морские, верхняя граница [16]; *нижнеголоценовые:* 4 – иольдиевые морские и анциловы озерные нерасчлененные, верхняя граница [12]; *неоплейстоцен, верхнее звено, ошашковский горизонт:* 5 – озерно-ледниковые отложения Балтийского ледникового озера [16]; 6 – краевые ледниковые образования; 7 – озовые гряды; 8 – выступы на поверхность дочетвертичных образований [16]; *нарушения в четвертичных отложениях:* 9 – отторженцы (в скважинах) [12]; 10 – глициодислокации (в обнажениях) [11]; 11 – кластические дайки, следы разжижения в постледниковых отложениях [2].

ступенчатость с опусканием в восточном направлении (рис. 2), аналогично проявляющейся в четвертичном покрове (рис. 4). Зоны читаются и в распространении дочетвертичного субстрата, в особенности Дунайская – на севере являясь границей меловых и палеогеновых пород, а на юге вытягиваясь по линейному врезу в меловых образованиях (рис. 3). Третьими по значению служат зоны СВ-простираания – Комсомольская (№ 8) и Прибрежная (№ 12). К югу от Самбийского п-ова они определяют границы Калининградского за-

лива, а к северу – отсекают ступени поперек осевой возвышенности полуострова. Зоны прослеживаются в строении дочетвертичной поверхности (рис. 2), четвертичных отложений (рис. 3), дочетвертичных пород (рис. 3) и голоценовых движениях, совпадая со структурой Вислинской депрессии [24].

Следует отметить, что совпадение морфолинеаментов с отдельными литологическими и стратиграфическими границами – косвенный признак тектонической активности. Однако рассмат-

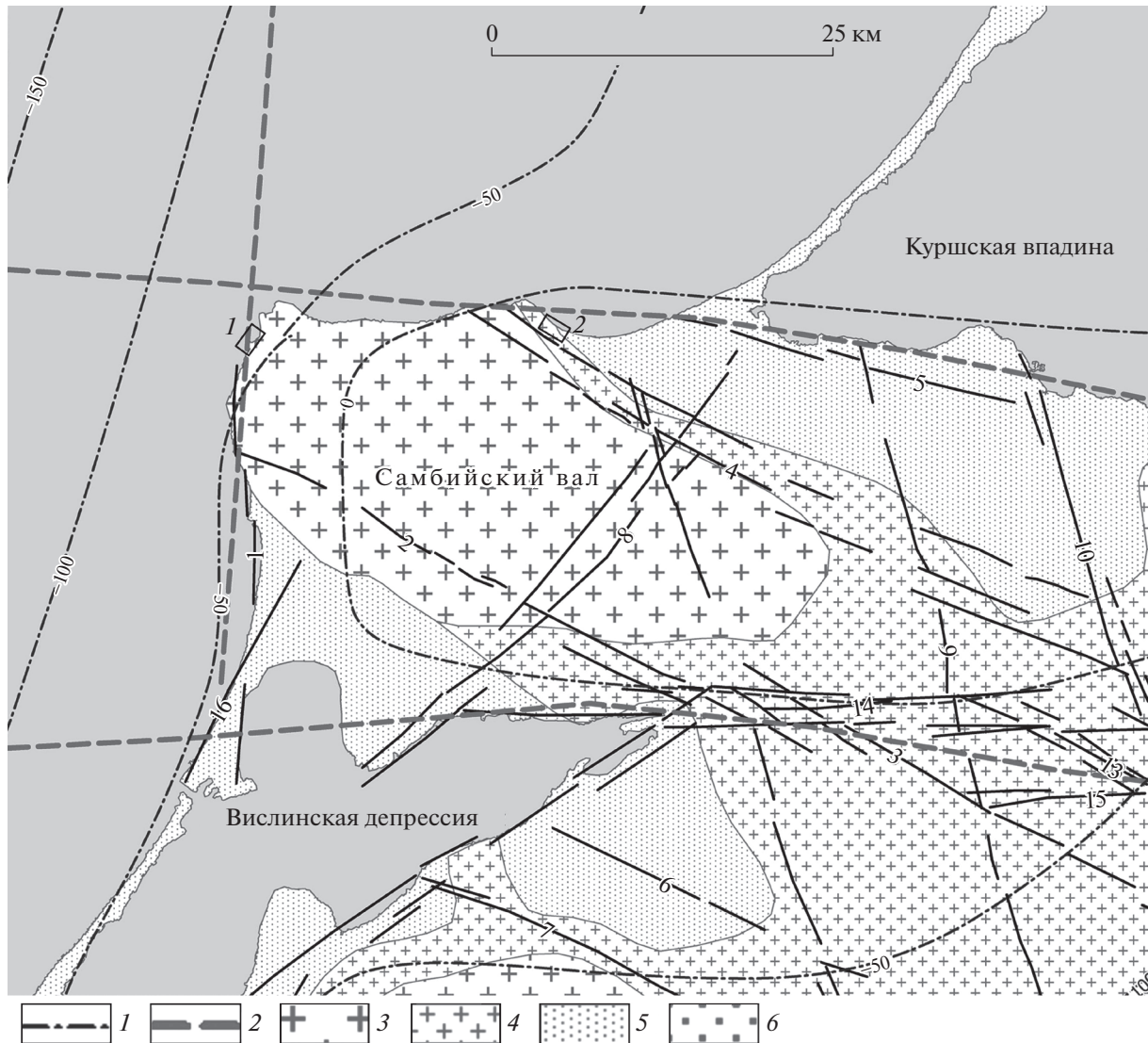


Рис. 5. Сопоставление морфолинеаментов и проявлений новейшей тектоники.

1 – изолинии вертикальных движений с олигоцена (по деформации поверхности отложений рюпеля) [6]; 2 – погребенные, предположительно активизированные разрывные структуры [3]; 3 – зоны голоценовых движений [11]; 4 – интенсивных поднятий, 4 – слабых поднятий, 5 – слабых опусканий, 6 – интенсивных опусканий.

ривая блоковую структуру территории в целом, выраженность морфолинеаментов на разных стратиграфических уровнях, пространственное сопряжение морфолинеаментов, можно говорить о суперпозиции нескольких систем тектонических нарушений, которые выражены в структуре дочетвертичных пород, рельефе их поверхности, распределении фаций четвертичных отложений, т.е. развиваются в новейшее время, в значительной степени наследуя структуры фундамента и чехла. Сопряжение разнонаправленных систем определяет “клавишную” тектонику полуострова, для которой характерно изменение кинематики вертикальных смещений по простирацию морфолинеаментных зон на противоположные при их взаимном пересечении и изменение роли

морфолинеаментных систем в разных частях полуострова: а) на флангах преобладают субширотная и меридиональная системы, отражающие наиболее общие закономерности неотектонических движений и связанные с формированием Готландско-Балтийской системы грабенов; б) в осевой части полуострова – северо-западная система, контролирующая основное голоценовое поднятие; в) в его северо-восточной части, тяготеющей к Куршскому заливу – ССЗ-субмеридиональная, играющая ключевую роль в восточном ограничении одноименной впадины уже за пределами исследуемой территории; г) в юго-западной части – северо-восточная, задающая генеральный план Вислинской депрессии.



Рис. 6. Иерархическая блоковая делимость, блокоразделы: 1 – 1 порядка, 2 – 2 порядка, 3 – 3–4 порядков.

II. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Для выявления систематического характера и тектонической природы деформаций рыхлых четвертичных отложений были выбраны два ключевых участка с известными проявлениями подвижек [2, 10] на западном и северном побережьях Самбийского п-ова (рис. 7, 8).

На первом ключевом участке (рис. 7, а) в береговом уступе высотой от 30–35 м до 40–44 м вскрывается толща, претерпевающая значительные изменения на ограниченном протяжении вдоль уступа (рис. 7, в).

На южной периферии участка (рис. 7, в, 8) разрез включает 3 основные толщи.

От уреза до ≈ 30 м субгоризонтально залегают параллельно-слоистые пески, супеси с характерными прослоями органики (лигнитов, бурых углей) неогенового возраста (толща А); Толща неогеновых пород в срезе на абразионном уступе имеет форму узкого выступа с шириной по основанию 100–120 м, к кровле асимметрично сужающегося до 20–25 м (рис. 7, в).

На южном замыкании выступ субвертикально контактирует с тяжелыми суглинками темно-серого цвета с обломочным материалом (“нижняя морена” – толща Б) (рис. 8), а на северном – полого-ступенчато погружается под урез моря, перекрываясь тем же суглинком. К северу от неогенового выступа от уреза с повышением подошвы до 10–15 м над урезом моря до ≈ 30 м и к югу от выступа от уреза до ≈ 30 м залегают толща Б.

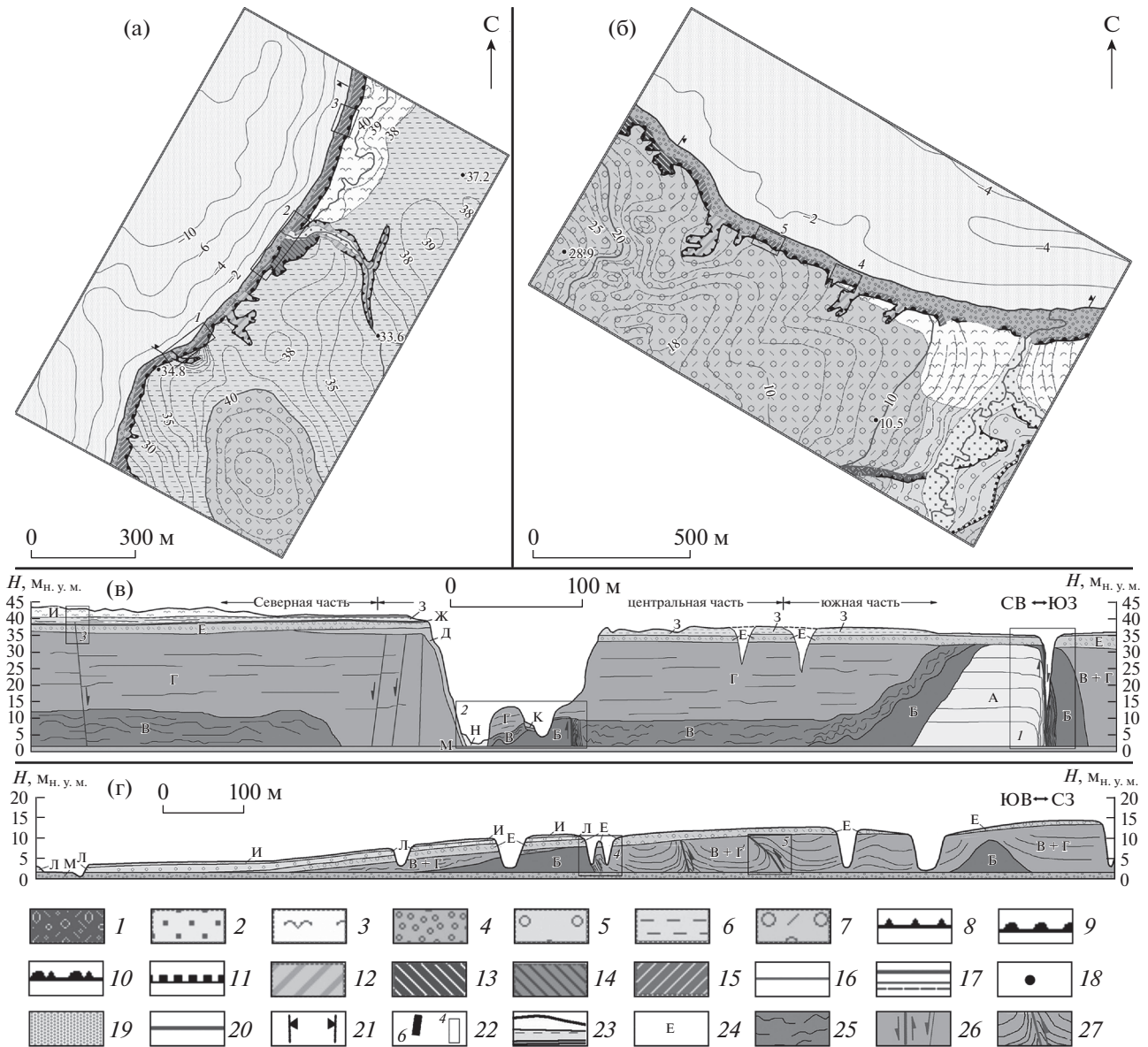


Рис. 7. Ключевые участки.

(а–б) – геолого-геоморфологические схемы (с использованием топографической основы и геологических карт 1:25000 [9] и карт четвертичных отложений 1:200000 [12, 16]: (а) – участок 1, (б) – участок 2; (в–г) – обнажения вдоль берегового уступа: (в) – участок 1, (г) – участок 2.

Современные отложения: 1 – пролювиальные, 2 – аллювиальные, 3 – золотые, 4 – морские; *голоценовые бассейновые отложения:* 5 – морские (предположительно литориновой трансгрессии); *неоплейстоцен, верхнее звено, ошашковский горизонт:* 6 – озерно-ледниковые Балтийского ледникового озера, 7 – ледниковые; *бровки уступов:* 8 – эрозионных, 9 – абразионных, 10 – эрозионно-оползневых, 11 – эрозионно-абразионных древних; *склоны:* 12 – эрозионные, 13 – абразионно-оползневые, 14 – эрозионно-оползневые, 15 – абразионные; *элементы гидро- и топографии:* 16 – избытки, 17 – изогипсы, 18 – абсолютные высоты, 19 – Балтийское море, 20 – водотоки; *прочие обозначения:* 21 – границы обнажений береговых уступов, 22 – ключевые обнажения с деформациями; *элементы разрезов вдоль береговых уступов:* 23 – основные толщи и их границы, 24 – индексы толщ, 25 – слоистость, 26 – разрывные нарушения, 27 – складки, в том числе приразломные.

В интервале 30–35 м и неогеновую толщу, и облегающие ее четвертичные суглинки несогласно перекрывает горизонтальный прослой бурого суглинка с супесью и большим количеством обломочного материала (дресвы, щебня,

гальки, редко валунов) (“верхняя морена”) – толща Е (рис. 8).

Характер северного контакта неогеновой и четвертичной толщи скрыт под склоновыми отложениями, а южный хорошо экспонирован в аб-

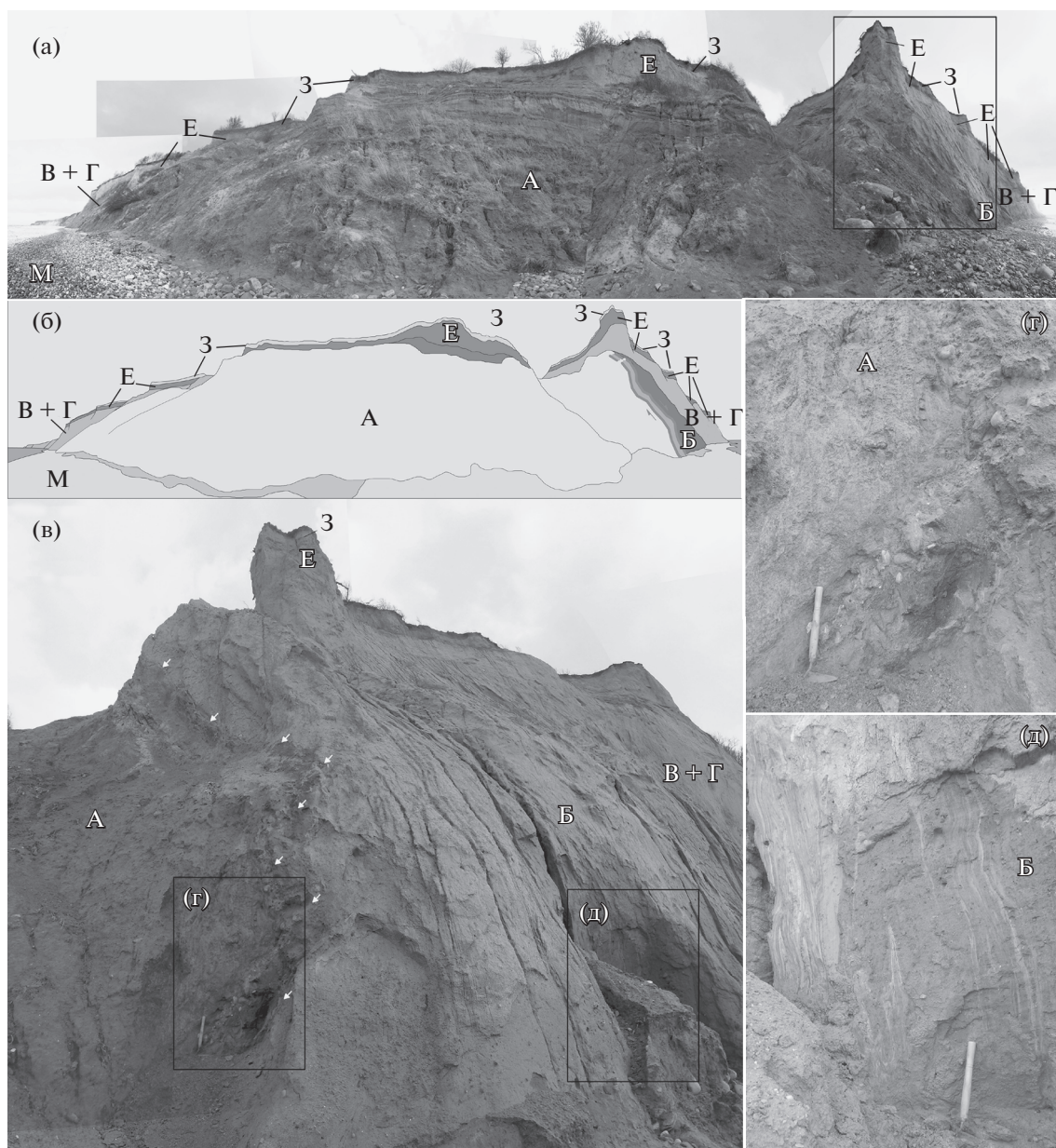


Рис. 8. Тектонический контакт палеоген–неогеновой толщи и четвертичных отложений.

(а) – общий вид берегового уступа с горстом коренных пород (ключевое обозначение № 1 на рис.); (б) – интерпретация соотношений толщ четвертичных и дочетвертичных образований; (в) – флексурно-разрывная зона контакта неогеновых образований и морены среднерусского надгоризонта (белые стрелки); (г) – фрагмент зоны контакта (вертикальные слои неогеновых песков и бурых углей с гидротермальной проработкой); (д) – сжатые антиклинальные складки в зоне контакта, в слоистой толще песчано-суглинистых среднеоплейстоценовых отложений.

разиионном уступе (рис. 8, в, д). Неогеновые породы здесь от кровли затянута в субвертикальную флексуру с почти полным сохранением слоистости и изменениями углов наклона в изгибах до отрицательных. Зона контакта несет следы гидротермальной проработки – ожелезнение, лимонитизация (рис. 8, в, г). Приконтактовая часть толщи Б (нижней морены) представляет собой стоящие “на головах” суглинки с тонкими прослоями песков, смятые в сжатые складки

(рис. 8 в, д). Вертикальное залегание суглинков подчеркивается избирательной эрозией (по песчаным прослоям (рис. 8, в)). Простираие зоны контакта неогеновой толщи и четвертичных суглинков варьирует от 160° до 180°, с падением (по единичным измерениям) к западу ($Az_{\text{пл}} 250-270^\circ \downarrow 55-80^\circ$).

На северном замыкании южной периферии участка (рис. 7, а, в) в нижней части абразионного

уступа наблюдается волнообразное погружение толщи Б под урез моря, а вместе с ее ундулирующей кровлей также волнообразно, конформно опускается и толща вышележащих параллельно слоистых песков и супесей, с суглинистыми прослоями в основании, имеющими градационный характер, близкий к ленточной слоистости (толща В). Характерной особенностью этой толщи является интенсивная дислоцированность, при которой толща местами приобретает “кипящий” облик с пламеобразными структурами, типичными для процессов разжижения и флюидизации и известных как “water escape structures”, высота которых достигает нескольких десятков сантиметров. Вблизи кровли моренных суглинков в целом конформное залегание над ними бассейновых существенно глинистых отложений нарушается пологими надвигами с плоскостями, падающими в восточных румбах — в сторону материковой части (азимуты падения меняются от 40–50° до 120° под углами от 10 до 30°). Амплитуда надвигов достигает 0.5–1.0 м.

Над толщей В, имеющей крайне неровную кровлю, несогласно залегает толща Г, представленная, по преимуществу, тонкозернистыми бело-светло-серыми песками с нарушенной слоистостью, местами хаотичной или полностью отсутствующей в гомогенизированных пятнах до первых десятков метров в поперечнике. Верхняя часть этой толщи — градационное переслаивание тонко-мелкозернистых песков и супесей, лежащих пологими волнами с амплитудами в первые метры при длине в десятки метров.

В верхней части абразионно-оползневого уступа высотой около 30 м толщу Г несогласно перекрывает горизонтальный слой верхней морены (Е), местами лежащий под современной почвой, а местами — тонко-мелкозернистыми песками толщи З.

В центральной зоне участка (рис. 7, в) в нижней части абразионного уступа вновь фрагментарно из-под уреза моря появляется волнообразная кровля нижней морены (Б), вертикально контактирующая с сильно дислоцированными бассейновыми осадками толщи В и с размывом перекрытая горизонтальными толщами Г, Е и З. К северу нижняя морена (Б), ундулируя, погружается ниже уровня моря, вместе с ней исчезает и слой В, а в разрезе от уреза до бровки абразионного уступа залегает мощная толща бассейновых песков Г, перекрытая, как и по всему участку, толщами Г, Е и З. Особенность верхней части разреза — появление на контакте верхней морены (Е) и бассейновых песков (Г) маломощного (до первых метров) гравийно-галечного слоя (Д). Залегание его резко изменяется от горизонтального до ощутимо наклонного в южном направлении ($Az_{пл} 180-190^\circ \angle 30-35^\circ$ по подошве гравий-

но-галечного слоя) (рис. 9, а). Этот слой конформен склону эрозионной долины, по-видимому, играя бронирующую роль для современной эрозии, задавая смену ориентировки долины с северо-западного на юго-западное в приустьевой части (рис. 7, а). При детальном рассмотрении характера наклонного залегания гравийно-галечного слоя выясняется, что сам слой на склоне состоит из нескольких оползневых “чешуй”, последовательно срезающих одна другую (рис. 9, а, фрагмент 2). Ниже основной плоскости скольжения лежат тонкозернистые пески толщи Г, особенностью которых является развитие сбросов, упирающихся в наклонную подошву гравийно-галечного слоя (рис. 9, а, фрагмент 1), а также признаки разжижения в виде гомогенизированных участков с отсутствием слоистости, фрагментированной слоистости в виде “кубиков” суглинка в песчаной матрице (рис. 9, а, фрагмент 3) и разорванных тонких горизонтально-волнистых суглинистых прослоев (рис. 9, а, фрагмент 4). Такие же субмеридиональные сбросовые разрывы, пронизывающие всю толщу Г до уреза моря с амплитудой до 40 см ($Az_{пл} 70-90^\circ \angle 75-85^\circ$) (рис. 9, б), и пятна гомогенизации наблюдаются на всем абразионном уступе (рис. 2, в). Сопоставление этих признаков позволяет предположить, что смещение галечно-гравийной толщи Д произошло в субаквальных условиях одновременно с разжижением толщи песков Г. При этом произошло гравитационное “проваливание” гравийно-галечного слоя в гомогенизированный песок по известному механизму “load cast”, свойственному процессам разжижения.

Еще одна важная особенность центральной зоны участка — вертикальный контакт нижней морены (Б) и надморенных дислоцированных песков (В) (рис. 9, в). Стенка из суглинков с обломочным материалом ориентирована меридионально ($Az_{пр} 170^\circ$) с крутым падением к западу ($Az_{пл} 280^\circ \angle 80^\circ$), а параллельно слоистые пески толщи В примыкают к ней в виде сжатой антиклинальной складки (рис. 4, в), срезанной вместе с толщей “нижней морены” (Б) и несогласно горизонтально перекрытой толщей Г.

На северной периферии участка (рис. 9, в) разрез от уреза моря до бровки абразионного уступа включает 5 горизонтов (рис. 7, а, в). От уреза моря до высоты около 35 м развиты бассейновые тонко-мелкозернистые пески толщи Г с преобладающей параллельной слоистостью, нарушенные пологими складками длиной в первые десятки метров и амплитудой в первые метры и субвертикальными тонкими разрывами, пронизывающими всю толщу с малоамплитудными (до первых десятков сантиметров) смещениями. В интервале от 35–36 до 38–40 м на песках толщи Г несогласно залегает выдержанный по мощности субгори-

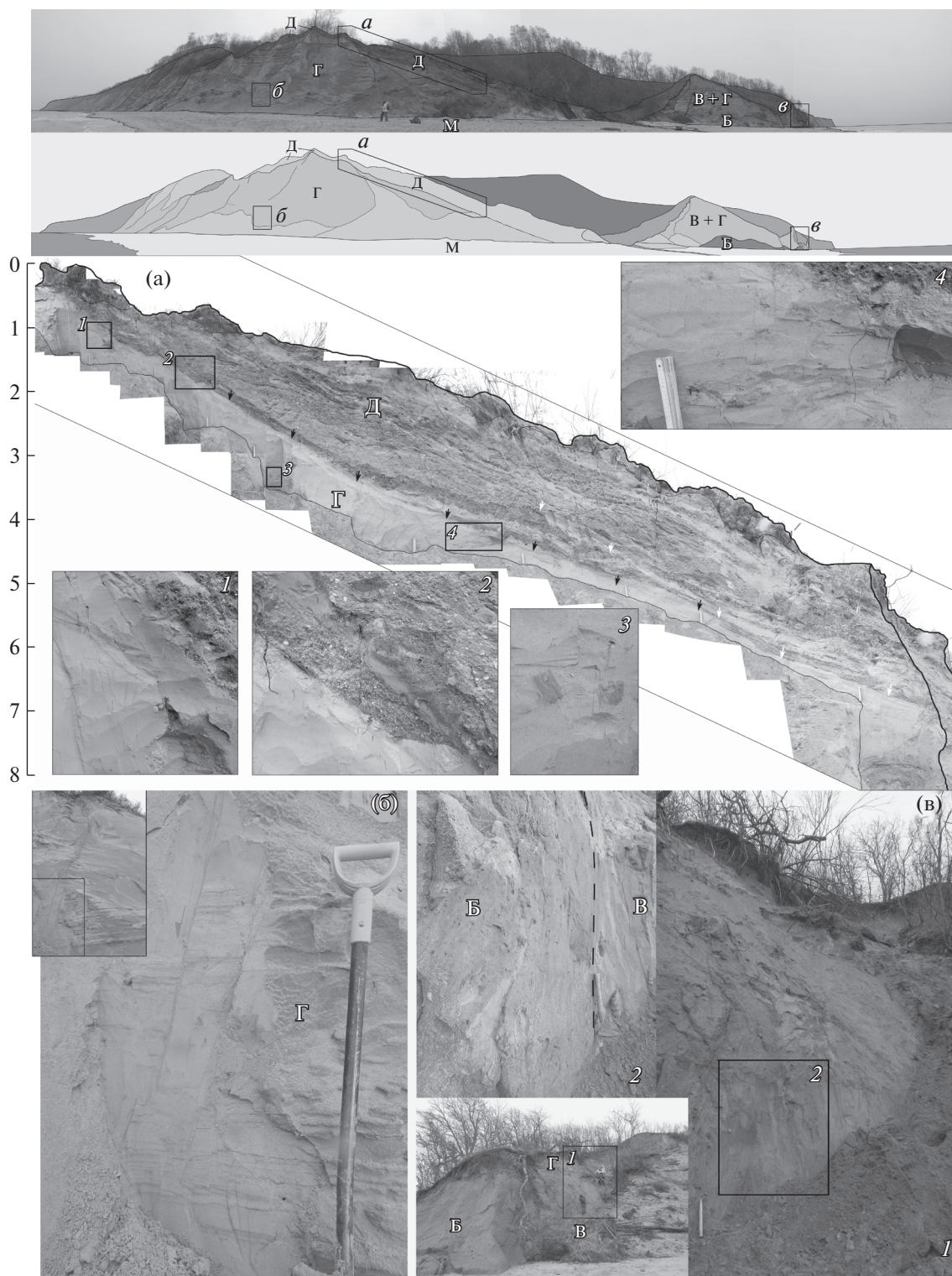


Рис. 9. Деформации в межморенной толще в средней части участка.

Вверху — общий вид и схема интерпретации соотношения толщ в береговом обрыве, внизу — расчистки: (а) — смешенная (подводный оползень) толща Д (предположительно аллювиально-дельтовых отложений калининского возраста) (1 — сбросовые разрывы под плоскостью скольжения; 2 — сопряжение нескольких плоскостей скольжения в подошве оползня; 3 — фрагменты суглинистого прослоя кубической формы в гомогенизированной (разжиженной) песчаной матрице под подошвой оползня; 4 — фрагментированный грубозернисто-песчаный прослой в тонкозернисто-песчаной матрице); (б) — вертикальные сбросы в толще озерных отложений микулинского возраста (Г); (в) — контакт ледниковой толщи Б с озерно-ледниковыми песками В (1 — в нижней части — вертикальная стенка “нижней морены” Б с примыкающими вертикально залегающими песками толщи В, сжатыми в узкую антиклинальную складку, в верхней части — горизонтально залегающие пески толщи Г; 2 — увеличенный фрагмент контакта толщ Б и В.

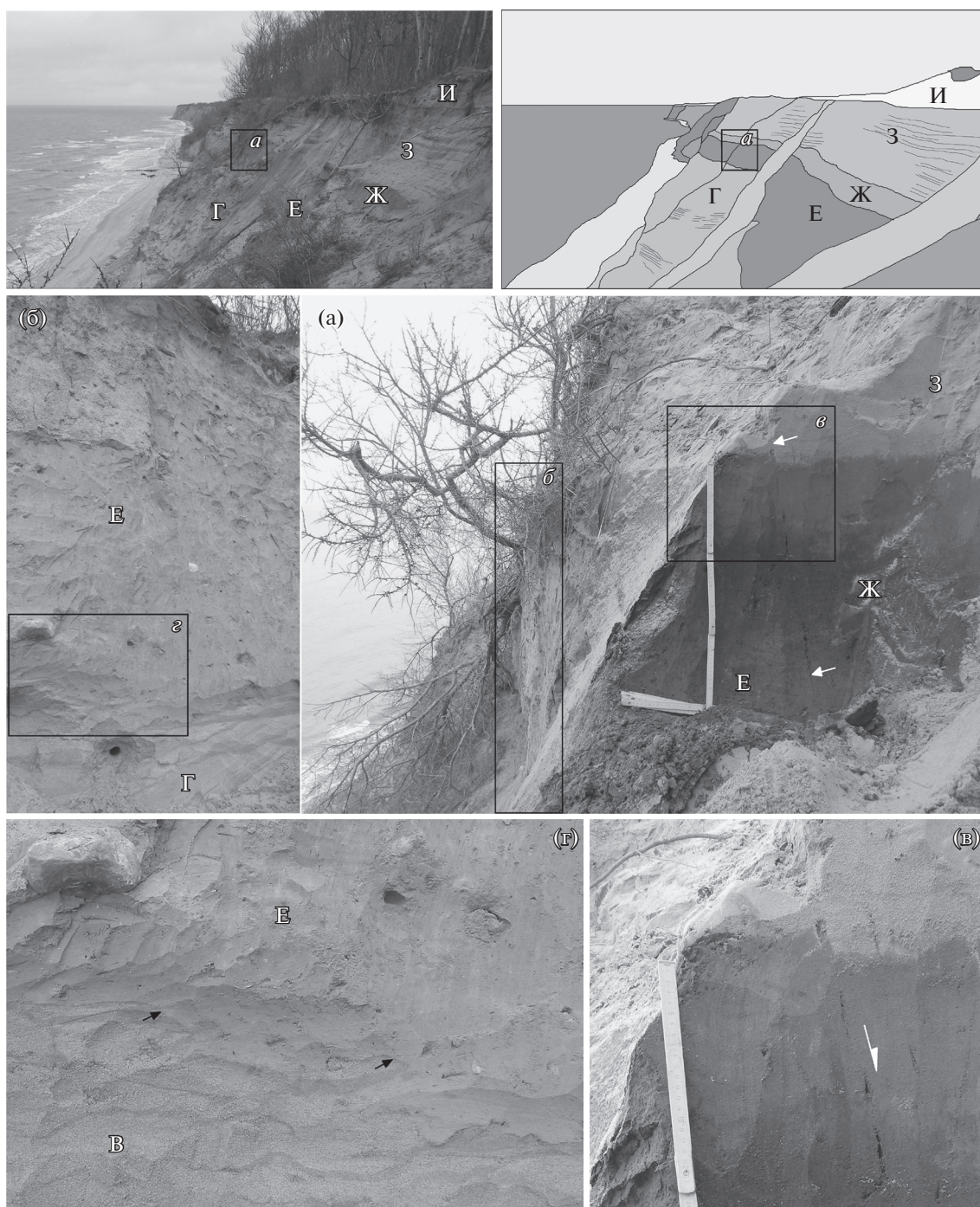


Рис. 10. Вверху – общий вид абразионного уступа северной части участка (слева) и стратиграфическая интерпретация (справа). Внизу – фрагменты обнажения: (а) – зона контакта валдайской морены (Е) и голоценовых озерно-болотных и эоловых отложений; (б) – валдайская морена; (в) – сбросовый разрыв, смешивающий валдайские ледниковые и нижнюю часть голоценовых отложений; (г) – подошва валдайских ледниковых отложений с внедрением нижележащих озерных микулинских (Г) песков и супесей с нарушенной градационной слоистостью.

горизонтальный слой верхней морены Е, представленный здесь легкими суглинками и супесями с гравием и галькой с неясно-горизонтальной стратификацией. Особенность подошвы морены – наличие карманов глубиной 10–20 см, заполненных

нижележащими песками толщи Г (рис. 10, б, г). Под подошвой морены бассейновые пески отличаются нарушенной градационной слоистостью (хаотичное переслаивание изначально параллельных горизонтальных прослоев светло-серых

тонко-мелкозернистых песков и бурых супесей). Морена толщи Е перекрыта в интервале от 38–40 м до бровки абразионно-оползневого уступа на высоте 42–44 м супесями слоя Ж, насыщенными органикой и горизонтально-слоистыми (толща З) и неясно-слоистыми песками (толща И), в кровле формирующими дюнное поле. Морена (Е) вместе с нижележащими песками (Г) и вышележащими супесями (Ж) нарушена тонкими вертикальными трещинами, которые в морене имеют мощность до 1 см и заполнены песком (кластические дайки). Трещины прослеживаются выше кровли морены, рассекая слой Ж и проникая в нижнюю часть песков слоя З (рис. 5, а, в), и характеризуются сбросовой кинематикой с опущенным восточным крылом и амплитудой в первые сантиметры ($A_{з,дд} 70^\circ \pm 70-75^\circ$).

В разрезе инструментально определен возраст отложений толщи Г (в 20 см ниже контакта с мореной — >75 тыс. л. н. (RGI-0435a), толщи Ж — 930 ± 120 ^{14}C л.н. или калиброванным возрастом 930–728 (медиана: 844) кал. л. н. (IGAN-8108) и основания толщи З (в 10 см выше кровли толщи Ж) — 0.42 ± 0.09 тыс. л. н. (RGI-0434).

Для первого участка в целом характерны следующие черты:

1) Дочетвертичные породы (А), сохраняя горизонтальное положение, приподняты над уровнем моря на 30 м в виде узкого горста, изгибающего нижнюю морену (Б) и вышележащие отложения толщи (В); фланговые контакты дочетвертичных и четвертичных отложений тектонические, выраженные приразломными флексурами и складчатостью;

2) В четвертичном покрове выделяются две кардинально отличающиеся друг от друга пачки отложений:

а. Нижняя часть — в разной степени нарушенная складками, надвигами, взбросами и сбросами, текстурами разжижения. Включает слои нижней морены (Б), надморенных сильно дислоцированных, с надвигами и разжижением песков, супесей и, в основании, суглинков толщи (В), тонкозернистых местами гомогенизированных песков с пологими складками и малоамплитудными сбросами толщи (Г); гравитационно смещенных гравийно-галечных отложений слоя (Д);

б. Верхняя часть — субгоризонтально залегающая, слабонарушенная малоамплитудными сбросами. Включает слои верхней морены (Е), выдержанные прослои супесей с органикой (Ж), стратифицированных (З) и нестратифицированных (И) песков;

3) Кровля нижней морены (Б) ундулирует, то погружаясь, то поднимаясь выше уровня моря до абсолютных отметок около +30 м;

4) Перекрывающие нижнюю морену (Б) бассейновые пески (В) залегают на морене без размыва, регрессивно и конформно ее облекают;

толща В ундулирует вместе с мореной Б, сохраняя согласованность при крутизне контакта вплоть до субвертикального; на контакте с мореной в глинистых ленточноподобных отложениях наблюдаются пологие надвиги и горизонтальные срывы, выше которых в песчано-супесчаных отложениях развиты формы разжижения и флюидизации;

5) Бассейновые межморенные пески толщ В и Г на всю мощность разбиты системой субвертикальных малоамплитудных сбросов, часть из которых проникает в перекрывающую пески морену Е и вышележащие слои Ж и З, а часть срезается по подошве морены;

6) В кровле песков Г наблюдаются следы интенсивного разжижения с нарушением слоистости и внедрением песка (Г) в подошву морены (Е); на контакте толщи Г с мореной Е развиты гравийно-галечники толщи Д, местами гравитационно смещенные, со следами “проваливания” в нижележащие пески слоя Г над зонами их интенсивного разжижения.

На втором ключевом участке, в районе устья р. Забава (рис. 7, б, г), береговой уступ значительно ниже — от 1.5–2 до 10–12 м. Ситуация здесь принципиально не меняется, дополняясь только присутствием голоценовых бассейновых отложений толщи Н, развитых в приповерхностных частях низкой террасы, сопряженной с левым бортом долины р. Забава. Береговой уступ постепенно увеличивает высоту в западном направлении от 1.5–2 до 7–8 м, при этом мощность песков толщи Н (≈ 2 м) устойчиво сохраняется на всем ее протяжении (≈ 500 м), выклиниваясь только вблизи верхнего уровня. На удалении от русла к западу в цоколе повышающегося абразионного уступа появляется супесчано-суглинистая с валунами толща морены выдержанной мощности (≈ 2 м), поднимающаяся параллельно бровке уступа, под ней — песчано-супесчаные сильно нарушенные слоистые отложения и тяжелый суглинок темно-серого цвета с обломочным материалом. Признаки и последовательность этих слоев аналогичны толщам Е (верхняя морена), В и Б (нижняя морена) первого ключевого участка. Кровля толщи Б также ундулирует согласно с перекрывающими сильно дислоцированными бассейновыми осадками толщи В, на контакте с мореной представленными ленточно-подобными образованиями из градационно переслаивающихся тонкозернистых песков, алевролитов и глин. Повышающаяся с востока на запад кровля морены Б смыкается с несогласно перекрывающей толщу В и толщу Б горизонтальной или пологонаклонной толщей верхней морены Е. При этом межморенные пески, представленные здесь только сильно дислоцированной нижней частью (В), выклиниваются.

Далее к западу кровля нижней морены Б вновь погружается под урез моря, а над ней появляется

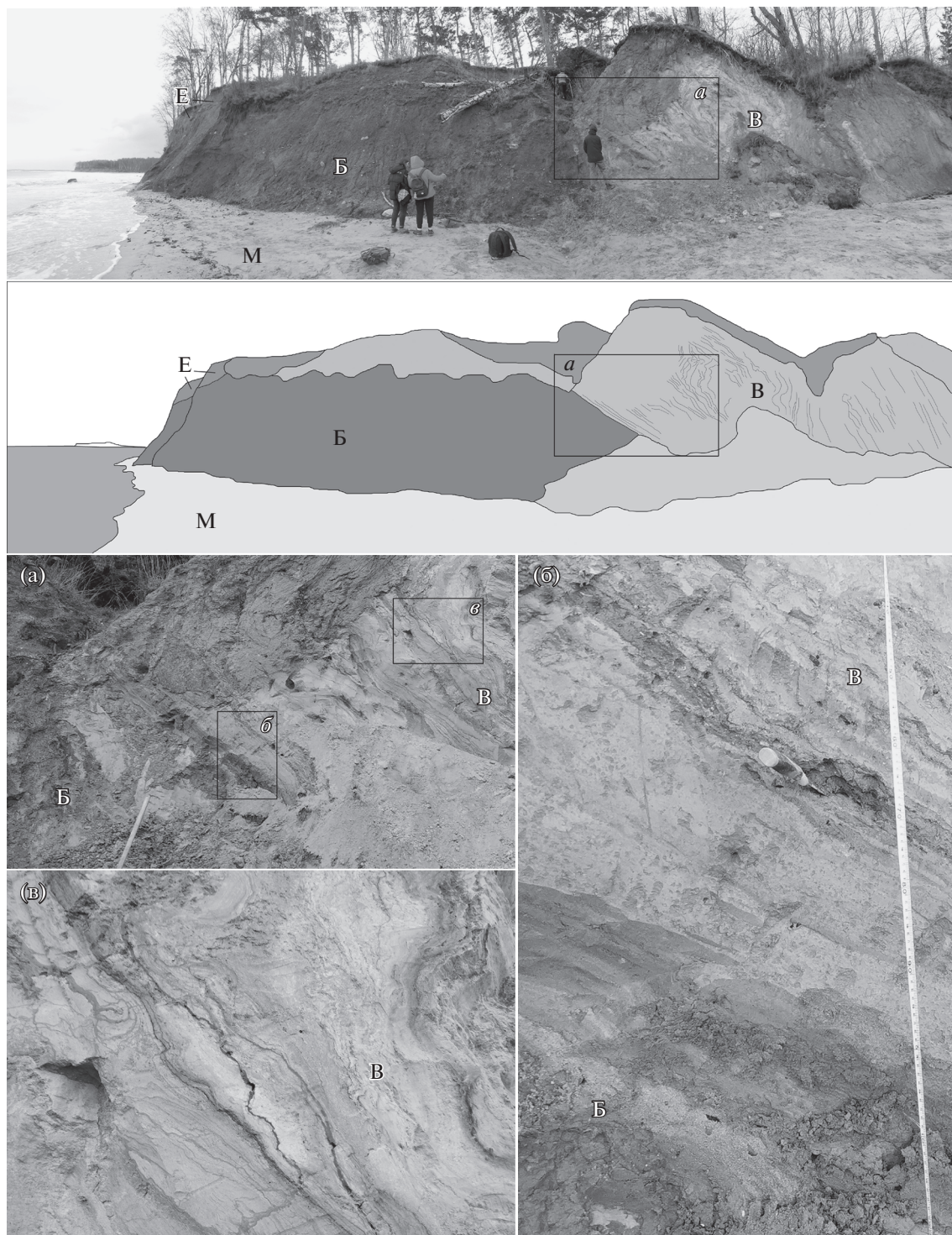


Рис. 11. Зона контакта среднерусской морены (Б) и озерно-ледниковых отложений с надвиговыми деформациями. Вверху — общий вид и стратиграфическая интерпретация. Внизу: (а) — зона контакта; (б) — ленточно-подобная слоистость в основании озерно-ледниковой толщи со следами динамического воздействия (скольжения); (в) — смятие слоистых песчано-глинистых озерно-ледниковых отложений над зоной контакта.

толща В (рис. 6; 7, г). На этом контакте кровля нижней морены Б круто наклонена к северу ($Az_{пд} 350^\circ \pm 60^\circ$; $Az_{пр} 250-260^\circ$) и конформно перекрыта ленточно-подобными глинами, суглинка-

ми и супесями, выше которых толща песков интенсивно смята (рис. 11).

Еще в 100–200 м далее к западу над погруженной под уровень моря толщиной нижней морены Б в

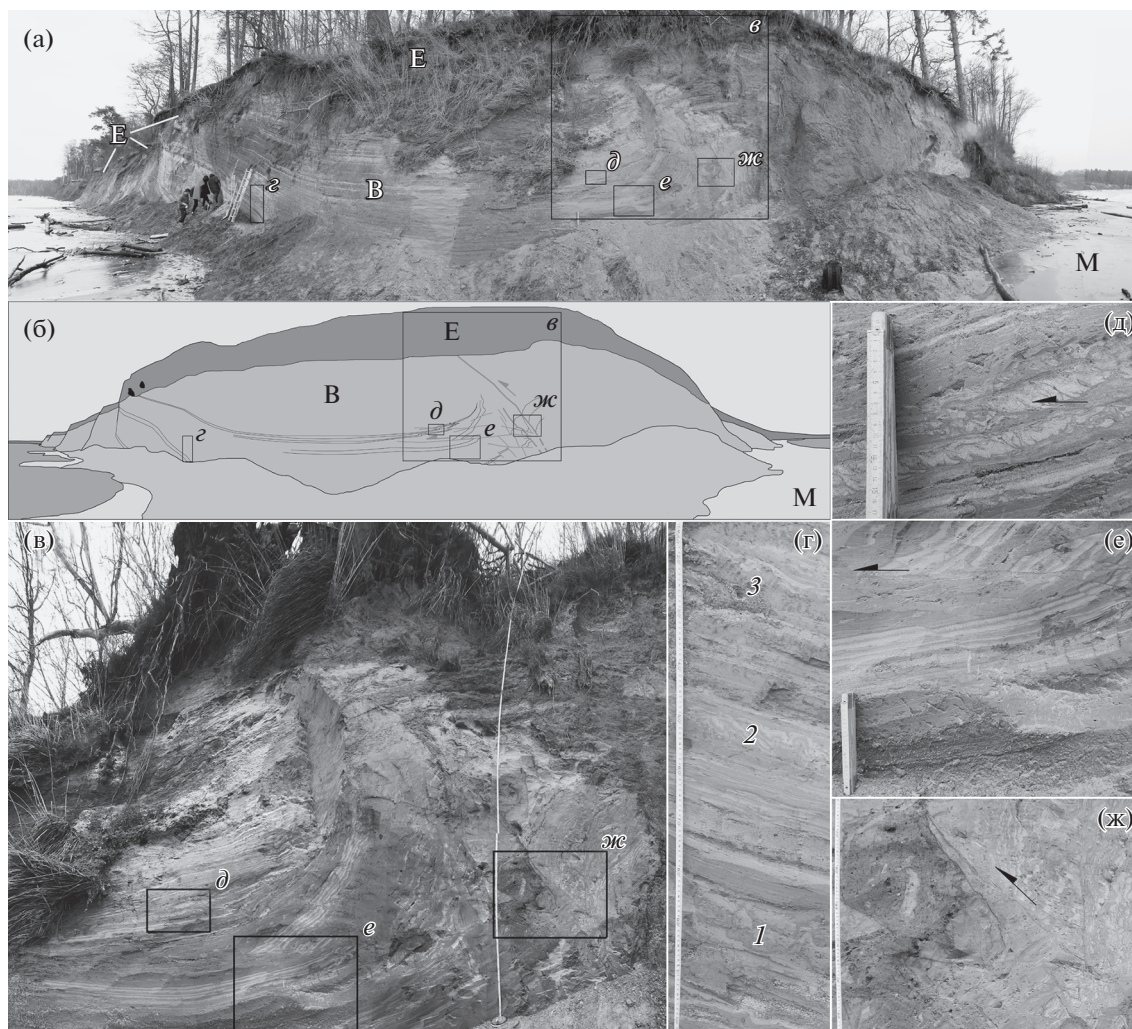


Рис. 12. Синклиальная складка, сопряженная с взбросо-надвигом в бассейновых (озерно-ледниковых) отложениях толщи В: (а) – общий вид; (б) – стратиграфическая и тектоническая интерпретация; (в) – взбросо-надвиг; детали фрагменты обнажения: (г) – крыло синклинали с несколькими горизонтами деформаций (1–3); (д) – горизонтальный срыв в лежащем крыле взбросо-надвига, секущий деформационный горизонт; (е) – горизонтальный срыв и сопряженные микросбросы, секущие ленточные озерно-ледниковые отложения; (ж) – висячее крыло взбросо-надвига.

бассейновой толще В наблюдаются пологие синклинали протяженностью в несколько десятков метров (рис. 12, а, б), разделенные крутыми асимметричными антиклиналями, в ядрах которых обнаруживаются взбросо-надвиговые разрывы СВ-субширотного простирания ($A_{з,пл} 320^{\circ} - 350^{\circ} \angle 75^{\circ} - 90^{\circ}$; $A_{з,пр} 230^{\circ} - 260^{\circ}$) с амплитудой смещений от 30 до 95 см (рис. 7, в). Толща несогласно перекрыта слоем бурых суглинков с обломочным материалом верхней морены Е, так же как и на первом участке, выдержанным по мощности ≈ 2 м.

В нижней части слоя В наблюдаются несколько сильно деформированных прослоев мощностью от первых сантиметров до 10–20 см (рис. 12, г–е). Прослои включают пламеобразные микротекстуры разжижения, запрокинутые мелкие складки (с наклоном осевой плоскости в запад-

ных румбах), разорванные слои. Взбросо-надвиги в ядрах антиклиналей и вторичные горизонтальные срывы и сбросы в лежащих (юго-восточных) крыльях смещают деформированные горизонты как и всю толщу, свидетельствуя об их более значительном возрасте (рис. 12, д–ж).

Для второго участка в целом характерны следующие черты:

1) Сохраняется общая стратиграфическая схема с двумя пачками четвертичных отложений:

а. Нижняя, представленная волнообразно залегающей нижней мореной Б и конформно облекающей морену сильно дислоцированной толщей бассейновых отложений В, с взбросо-надвигами и разжижением;

б. Верхняя, представленная верхней мореной Е, несогласно горизонтально или слабонаклонно

перекрывающей толщу В или Б в местах выклинивания межморенных осадков.

2) В отличие от первого участка здесь:

а. Вся толща расположена ниже на 20–30 м;

б. Отсутствует межморенная толща Г;

в. Разрывные структуры развернуты относительно первого участка с субмеридионального направления на северо-восточно-субширотное, в целом согласно простирацию береговой зоны

г. В нижней части толщи В прослеживаются горизонты с микродеформациями.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ПО СТРАТИГРАФИИ И ДЕФОРМАЦИЯМ

Четвертичная стратиграфия. Для идентификации выделенных толщ отложений мы будем придерживаться схем соотношений и корреляции четвертичных отложений, представленных в последних по времени геологических работах по уточнению геологической карты масштаба 1:200000 [12] и обобщению съемочных данных масштаба 1:1000000 [13]. Как в последних, так и более ранних работах [16, 24] повсеместно распространены на поверхности ледниковые и водно-ледниковые отложения согласно оцениваются как результаты деятельности последнего (осташковского) оледенения. Расчленение ниже лежащих толщ не столь однозначно. Несмотря на использование стандартной схемы стратиграфического расчленения неоплейстоцена, в разрезах существуют расхождения, имеющие кардинальное значение для оценки возраста отложений, экспонированных в абразионных уступах:

1) В схеме съемочных масштабов отложения среднерусского надгоризонта не подразделены на днепровский и московский горизонты, при этом кровля ледниковых отложений под акваторией Балтийского моря ступенчато опускается до –50 м, а в пределах Самбийского п-ова поднимается до +20 [12];

2) В обобщенной схеме и разрезе среднерусские отложения подразделены на два самостоятельных горизонта, причем вскрываются они только скважинами, а в районе Самбийского п-ова кровля верхнего из них (московского) не поднимается выше уровня моря. Над уровнем моря развиты две морены, нижней из которых является неманская (калининская) толща [13].

Исходя из этого, можно предложить несколько вариантов расчленения изученных обнажений: 1) нижняя морена (толща Б) принадлежит нестеровской серии (нерасчлененному среднерусскому надгоризонту), а верхняя (толща Е) соответствует калининскому горизонту валдайского надгоризонта; 2) то же, но толща Е принадлежит осташковскому горизонту; 3) нижняя морена

(толща Б) – калининский горизонт, а верхняя (Е) – осташковский.

Полученный нами возраст толщи Г (>75 тыс. л.н. (RGI-0435a)) однозначно свидетельствует против третьего варианта. Повсеместное поверхностное распространение осташковской морены [12, 13, 16, 17] при локальном развитии (и не в поверхностном залегании) калининской морены [12] позволяет остановиться только на одном варианте: нижняя морена (Б) – среднечетвертичная, днепровско-московского возраста, а верхняя (Е) – осташковского, что определяет и стратиграфическую позицию остальных толщ (табл. 1).

Этапы осадконакопления и неотектонической активизации. Деформации, развитые в четвертичных отложениях, представляют собой взаимосвязанные комплексы, четко связанные со стратиграфией. По отложениям, вскрытым в береговых обрывах западного и северного побережья, можно восстановить последовательность из 9 основных этапов осадконакопления и 5 этапов тектонической активизации, начиная со среднего неоплейстоцена (рис. 13):

I этап (тектонически пассивный) – формирование покрова морены московского возраста над более ранними четвертичными отложениями или непосредственно над коренным субстратом;

II этап (слабоактивный) – регрессивное осадконакопление в приледниковом бассейне московского возраста с формированием слоистой толщи песчано-алевритовых осадков, в нижней части существенно глинистых, ленточно-подобных; происходили землетрясения небольшой силы, влияние которых на осадконакопление выразилось в формировании горизонтов приповерхностного разжижения небольшой мощности (10–20 см);

III этап (слабоактивный) – формирование прогибов в осадочной толще, осложненных малоамплитудными (первые см) сбросами в условиях тектонического растяжения;

IV этап (максимально активный) – высокоамплитудные (до 30–40 м) дифференцированные смещения в коренном субстрате по разрывным нарушениям, проникающим в вышележащую морену и озерно-ледниковые осадки в виде взрезов (субвертикальных смещений), взбросо-надвигов, пологих надвигов, сопровождающихся флексурами и приразломной складчатостью; горстообразные поднятия коренного субстрата, волнообразные смятия морены и вышележащих озерно-ледниковых осадков в складки амплитудой до первых десятков метров и шагом в десятки и первые сотни метров; смещения сопровождались сильными сейсмическим сотрясениями, провоцировавшими разжижение озерно-ледниковых осадков на всю видимую мощность (около 10–15 м) с образованием пламеобразных структур

Таблица 1. Генетически-возрастная идентификация выделенных толщ отложений

Индекс толщи	Этапы формирования четвертичной толщи			Возраст ¹	Этапы	
	Генезис	Местные подразделения	Региональная шкала ³		№	Активность ²
Н	Аллювиальный	Голоцен	Голоцен	11.7–0	IX	+/-
М	Морской					
Л	Морской					
К	Аллювиальный				VIII	+
И	Эоловый/дюнный					
З	Эоловый/на озерно-ледниковых БЛО	Позднеледниковье – Голоцен	Позднеледниковье – Голоцен	11.7–0/16–11.7 тыс. л. н.		
Ж	Озерно-болотный/на озерно-ледниковых БЛО				VII	–
Е	Ледниковый	Куршская толща	Осташковский горизонт	29–11.7 тыс. л. н.		
Д	Аллювиальный, флювиогляциальный	Неманская свита	Калининский горизонт	71–57 тыс. л. н.		
Г	Озерный	Боровиковская свита	Микулинский горизонт	126–71 тыс. л. н.	V	–
В	Озерно-ледниковый	Нестеровская серия	Среднерусский надгоризонт	301–126 тыс. л. н.	IV	++
					III	+/-
					II	+/-
Б	Ледниковый				I	–
А	Дочетвертичные образования Pg-N			>2.58 млн л.		

Примечание. ¹С использованием кислородно-изотопной шкалы [35]; ²С использованием схемы корреляции четвертичных образований Калининградской области и сопредельных территорий [13]; ³(++) – максимально активный, (+) – активный, (+/-) – слабоактивный, (–) – пассивный.

высотой до 1 м, разрушением слоистой текстуры отложений, фрагментацией глинистых прослоев, формированием глиняной гальки;

V этап (пассивный) – размыв кровли озерно-ледниковых осадков московского возраста и формирование мощной (более 30 м) песчаной озерной толщи микулинского возраста, заполнившей неровности волнообразно смятой поверхности московской морены и перекрывающих ее песков; частичное перекрытие озерной толщи аллювиальными и флювиогляциальными гравийно-галечными отложениями калининского возраста;

VI этап (активный) – коробление толщ осадков в результате сейсмических сотрясений, сопровождаемое в микулинской озерной толще сбросами амплитудой до первых десятков сантиметров, фрагментарным разжижением (гомогенизацией) и субаквальными оползнями (проваливанием) гравийно-галечных отложений в тонкодисперсные разжиженные осадки;

VII этап (пассивный) – размыв верхней части микулинских и калининских осадков, отложение валдайской морены;

VIII этап (слабоактивный) – аккумуляция в позднеледниковых бассейнах, разжижение подморенных микулинских песков в результате землетрясений в позднеледниковье;

IX этап (слабоактивный) – голоценовое осадконакопление аллювиальных, озерных, морских и органогенных осадков; общий тектонический перекосяк с запада на юг, локальные прогибы, унаследованные современными долинами, малоамплитудные (первые сантиметры) сбросы, нарушающие осадки вплоть до позднеголоценового (800–400 л.н.) возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основной вопрос, требующий обсуждения, – это генезис изученных деформаций. В качестве возможных претендентов на первом месте стоит воздействие плейстоценовых ледников, в котором различаются две составляющие: а) собственно гляциотектоника; б) активизация разломов, связанная с гляциоизостатическими движениями [36]. Не обсуждая саму возможность активного воздействия ледника на свое ложе, имеющую

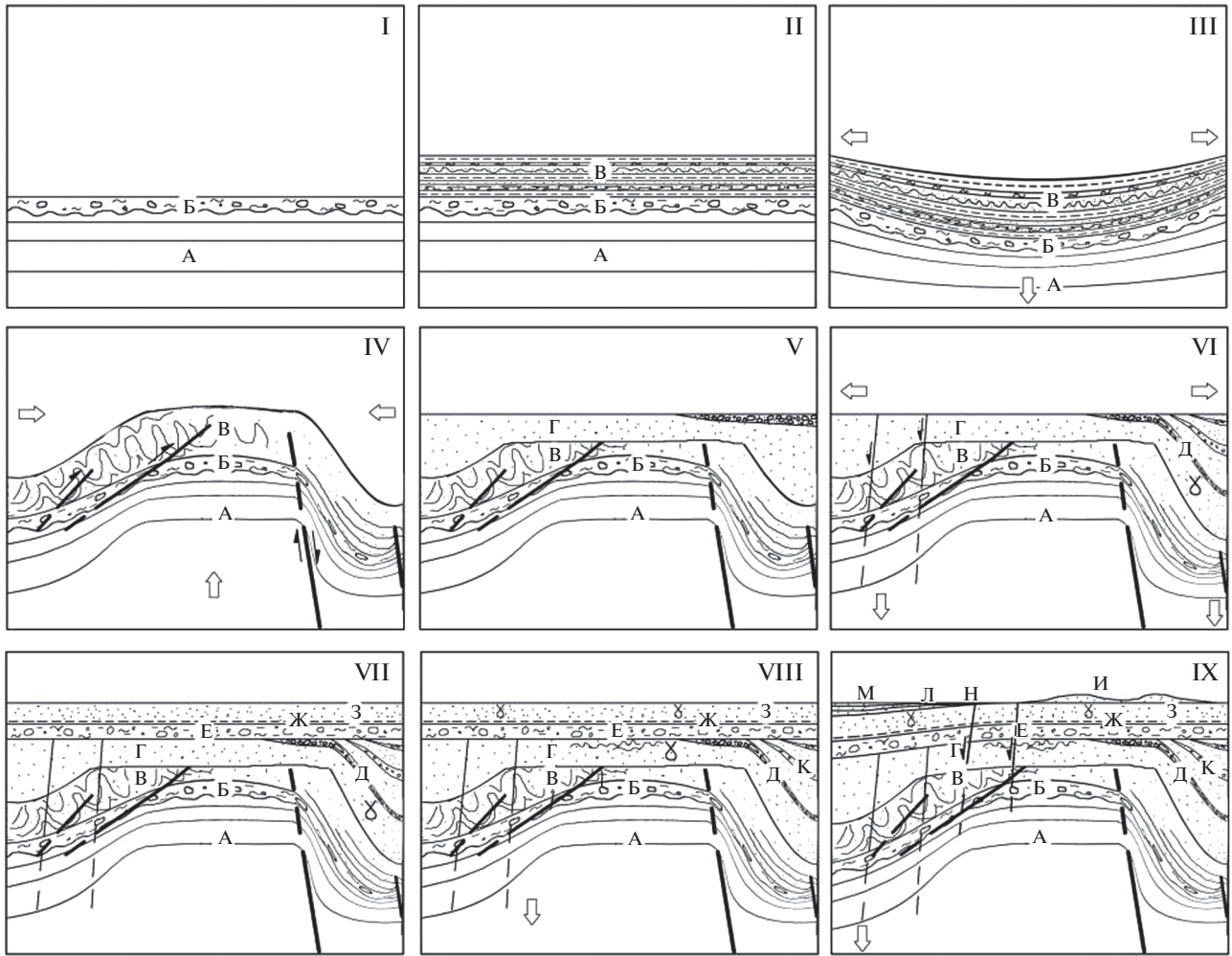


Рис. 13. Основные этапы формирования средне-позднеплейстоценовой и голоценовой толщи во взаимосвязи с активной тектоникой.

дискуссионный характер, следует отметить, что потенциальное воздействие ледник может оказывать на приповерхностные отложения как в активную, так и пассивную стадии развития ледника путем непосредственного динамического, механического, гидравлического и др. видов воздействия и на глубокие горизонты земной коры в результате ледниковой нагрузки и последующей релаксации. В активную фазу, согласно классическим представлениям [37, 38], формируются гляциотектонические структуры в подстилающих ледник отложениях, связанные непосредственно с его движением и отвечающие обстановке сжатия (надвиги, взбросы, отчасти сдвиги, гляциодиапиры, гляциодайки). В пассивную фазу в перекрывающих ледник и содержащихся в нем отложениях формируются структуры, связанные с таянием мертвого льда и соответствующие обстановке растяжения (гляциокарст, просадки, оползни, диапиры в образующиеся ледниковые трещины).

Для тектонических процессов, связанных с ледниковой нагрузкой, наиболее характерно формирование структур растяжения (сбросов), которые могут образовываться на стадии изостатической релаксации земной коры, в том числе и значительно позже деградации ледника. Кинематика активизируемых разломов может иметь не только сбросовый характер, но взбросовый и сдвиговый, что связано с взаимодействием изостатического и унаследованного или новейшего полей напряжений. К настоящему времени значительное количество постледниковых разломов установлено в западной части Фенноскандии [39–41], свидетельствующих о сильных землетрясениях в позднеледниковье и раннем голоцене. Для некоторых из них установлена последовательность сейсмических событий, свидетельствующая о неоднократной активизации в этот период [42], а для части – продолжавшаяся и в более поздние периоды голоцена [43]. Наряду с активи-

зацией на стадии постледниковой релаксации недавно обнаружены и следы сильных землетрясений, предшествовавших последнему оледенению [44].

Несмотря на столь широкий спектр возможных воздействий ледника на формирование описанных структур, приведенная схема взаимосвязанных этапов новейшей тектонической активизации и осадконакопления исключает возможность применения гляциотектонического механизма для объяснения большей части дислокаций, что можно показать на примере крупнейших из них, развитых в осадках московского оледенения. Эти дислокации:

а) горстовые смещения амплитудой до нескольких десятков метров, складкообразование, надвиги, мощное разжижение не могут быть объяснены ни непосредственным воздействием активной фазы московского ледника, так как сформированы в период после отступления московского ледника, ни постледниковыми процессами гляциокарста, изостазии, поскольку связаны с обстановкой сжатия;

б) ориентированы вдоль западной и северной границ полуострова, отвечая морфоструктурным границам и тектоническим структурам и не соответствуя направлениям потенциального давления от движения ледника;

в) не могут быть связаны и с воздействием осташковского ледника, поскольку они отделены от наиболее древних следов его присутствия (морены) мощным слоем озерных микулинских осадков, залегающих несогласно на озерно-ледниковых московских отложениях.

Отчасти можно рассмотреть механизм гляциоизостазии, но только как триггер для реализации латентных тектонических напряжений, реализуемых в надвигово-взбросовых нарушениях. Противоречит гляциоизостатическому механизму и определенный временной лаг между формированием московского моренного горизонта и периодом максимальной тектонической активности, между которыми происходило относительно спокойное бассейновое осадконакопление.

Среди возможных причин деформаций, кроме гляциотектоники, традиционно рассматриваются мерзлотные и гравитационные процессы. В изученных разрезах не обнаружено следов криогенной деятельности – псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам, следов мерзлотной сортировки, термокарстовых форм и др. В какой-то мере можно с мерзлотной позиции рассмотреть деформационные горизонты в основании слоя В как возможные конволюции. Однако их формирование в условиях глубоководного бассейна делает такое предположение маловероятным.

Гравитационному механизму также не найдется применение в большинстве случаев, по-

скольку широко распространенные надвигово-взбросовые деформации носят “антигравитационный” характер. Потенциально можно приложить данный механизм к сбросам, вскрывающимся в береговых уступах. Но такие разрывы, изученные на западном побережье и систематически ориентированные вдоль берега, имеют восточное сброшенное крыло, в противоположность возможным оползням. А кроме того, возраст части разрывов (800–400 л.н.) указывает на их образование задолго до экспонирования в береговом уступе, отступающем здесь со скоростями в десятки см/год.

ВЫВОДЫ

Территория Самбийского п-ова характеризуется тесной взаимосвязью осадконакопления с активной тектонической деятельностью, начиная, по крайней мере, со среднего плейстоцена и вплоть до позднего голоцена.

В отложениях зафиксированы следы 5 этапов тектонической активизации: а) московский позднеледниковый (слабоактивный); б) послемосковский (максимально активный); в) позднемилулинский-предвалдайский (активный); г) позднеледниковый-раннеголоценовый (слабоактивный); д) позднеголоценовый (слабоактивный).

Наиболее интенсивные тектонические движения относятся к наиболее ранним этапам (III и IV), когда амплитуды вертикальных смещений по разрывам достигали первых десятков метров, а мощность горизонтов разжижения превышала 1 м. Позднее интенсивность снижалась, отражаясь в амплитудах вертикальных смещений по разрывам от нескольких десятков сантиметров (VI) до первых дециметров и локальных проявлениях разжижения (VII), а на последнем этапе (IX) – до микродеформаций с амплитудой в первые сантиметры.

Ориентировка осей разрывных и складчатых деформаций (субмеридиональная на западном побережье и субширотная на северном) свидетельствует об их связи со структурами Готландско-Балтийской системы, определяющими морфоструктуру полуострова.

Развитие надвигов и взбросов на ранних этапах активизации и сбросов на поздних свидетельствует о смене обстановки сжатия и поднятий в среднем неоплейстоцене на обстановку растяжения и локальных опусканий в позднем неоплейстоцене и голоцене.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен сотрудникам и студентам кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ и, в первую очередь, Н.Н. Луговому,

С.И. Большову и Л.А. Жиндареву за помощь в организации и проведении полевых исследований

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-80087) – полевые работы, анализ образцов, и в рамках госзаданий ИГ РАН (палеогеоморфологические реконструкции) и ИФЗ РАН (оценка тектонической активности).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никонов А.А. Поверхностные нарушения при Калининградском землетрясении 21.09.2004 г. и их соотношение с градациями макросейсмических шкал // Вопросы инженерной сейсмологии. 2010. Т. 37. № 1. С. 56–67.
2. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Новиков С.С., Мараханов А.В. Активная тектоника района Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 года // Вопросы инженерной сейсмологии. 2010. Т. 37. № 3. С. 5–20.
3. Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Аронова Т.И., Бояркин С.А., Воейкова О.А., Гарецкий Р.Г., Донцова Г.Ю., Дудлер И.В., Иогансон Л.И., Карабанов А.К., Лутиков А.И., Макаров В.И., Несмеянов С.А., Николаев В.Г., Никонов А.А., Ойзерман М.Т., Серебрякова Л.И., Сероглазов Р.Р., Хайме Н.М. Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения. М.: Книга и Бизнес, 2009. 288 с.
4. Никонов А.А. Необычный “взрыв” сейсмической активности в Восточной Пруссии в начале XIV в. и его значение для выяснения сейсмологического потенциала Калининградской области // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Т. 40. № 2. С. 43–58.
5. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Горбатиков А.В., Лутиков А.И., Новиков С.С., Мараханов А.В., Степанова М.Ю., Андреева Н.В., Ларьков А.С. Детальная оценка сейсмической опасности территории Калининграда и тектонический анализ землетрясений 2004 г. // Инженерные изыскания. 2014. № 12. С. 26–38.
6. Garetsky R.G., Levkov E.A., Schwab G., Sokolowski J., and Stackebrandt W. Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (Oligocene). Map of Scale 1:1 500 000. Neogeodynamica Baltica. Project No. 346. Edited by: Geological Survey of Brandenburg, Germany, Kleinmachow 1998/2000.
7. Никонов А.А. О механизме очага Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 г. // ДАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 102–105.
8. Алешин А.С., Аптикаев Ф.Ф., Никонов А.А., Погребченко В.В. О возможных причинах расхождений в определении местоположения эпицентров главных толчков Калининградского землетрясения 21.09.2004 г. // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 3. С. 59–76.
9. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Herausgegeben von der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt. Gr Dirschkeim. Geologisch und agronomisch bearbeitet durch E. Meyer, 1908. Langen-Massstab 1:25000. Herausgegeben. 1914.
10. Додонов А.Е. Дислокации кайнозойских отложений и их связь с неотектоникой на территории Калининградского полуострова // Вестник Моск. ун-та. Сер. 6. Геология. 1971. № 6. С. 78–82.
11. Додонов Е.А., Наместников Ю.Г., Якушова А.Ф. Новейшая тектоника юго-востока Балтийской синеклизы. М.: Изд-во МГУ, 1976. 196 с.
12. Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А. Информационный отчет о результатах работ по объекту “производство геологического, гидрогеологического доизучения, геолого-экологических исследований и картографирования территории Калининградской области масштаба 1:200000, картосоставительских работ масштаба 1:200000 на акватории южной Балтики (в пределах экономической зоны России, прилегающей к Калининградской области) и подготовка к изданию комплектов госгеолкарты-200 (новая серия) листов N-34-II, -III, -VIII, -IX, -X, -XI, -XIV, -XV, -XVI, -XVII (все частично)” за 1993–2002 гг. (в 8 кн.). Гусев–СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
13. Лукьянова Н.В., Богданов Ю.Б., Васильева О.В., Варгин Г.П., Вербицкий В.Р., Горбачевич Н.Р., Жамойда В.А., Зытнер Ю.И., Кириков В.П., Максимов А.В., Никутина Н.Г., Семенова Л.Р., Сивков В.В., Фенин Г.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-34) – Калининград. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 226 с.
14. Druzhinina O., Bitinas A., Molodkov A., and Kolesnik T. Paleoseismic deformations in the Eastern Baltic region (Kaliningrad District of Russia) // Estonian Journal of Earth Sciences. 2017. 66. 3. P. 119–129.
15. Obermeier S.F. Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis // Using Ground-Failure Features for Paleoseismic Analysis. USGS Open-File Report 94-663. 1995. 56 p.
16. Казанов Ю.В., Макарова Э.П., Иванова З.К. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Прибалтийская. Лист N-34-VIII, IX. Объяснительная записка. М. 1983. 59 с.
17. Амантов А.В., Амантова М.Г., Бодряков Т.В., Болдырев В.Л., Григорьев А.Г., Дорохов Д.В., Жамойда В.А., Загородных В.А., Кропачев Ю.П., Кунаева Т.А., Ликсуценков С.М., Мануйлов С.Ф., Морозов А.Ф., Морозов Б.Н., Москаленко П.Е., Нестерова Е.Н., Петров О.В., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Сивков В.В., Синькова Е.А., Спиридонов М.А., Шахвердов В.А. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / Гл. ред. О.В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 78 с.
18. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Палиенко В.П., Шляпа А.И. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. 1999. № 5. С. 3–14.
19. Ludwig A.O. Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map1). Neogeodynamics of the Baltic Sea depression and adjacent areas. Results of IGCP project No. 346 / R.G. Garetsky, A.O. Ludwig, G. Schwab, W. Stackebrandt (Eds.) // Brandenburgische Geowiss. Beitr. Kleinmachow. 2001. 8. 1. S. 5–12.

20. Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектоника Беларуси // Литосфера. 1994. № 1. С. 119–126.
21. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
22. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Сопоставление тектонических фаз и инверсий магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое // Вестник РАН. 2017. Т. 87. № 12. С. 1091–1097.
23. Husebye E.S. and Mäntyniemi P. The Kaliningrad, West Russia earthquakes on the 21st of September 2004 – Surprise events in a very low-seismicity area // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2005. 153. P. 227–236.
24. Вайтонис В.П., Левицкая Р.И. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1000000. Карта четвертичных отложений. Лист N-(34)–(35), Вильнюс / Гл. ред. В.П. Кириков. Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
25. Jentzsch A. Der tiefere Untergrund Königsberg mit Beziehung auf die Wasserversorgung der Stadt // Jahrbuch der Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1899. Berlin. 1900. В. XX. Т. III. S. 1–172.
26. Tornquist A. Geologie von Ostpreussen. Berlin: Verlag von Gebrüder Bornträger. 1910. 231 с.
27. Михневич Г.С. Особенности строения поверхности дочетвертичных отложений на территории Калининградской области // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2015. Вып. 3. С. 21–35.
28. Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А. Стратиграфия Калининградского региона. Калининград. 2001. 225 с.
29. Загородных В.А. Палеоврезы в дочетвертичную поверхность на юго-западе Прибалтики // Геоинформатика. 1999. № 4. С. 33–37.
30. Загородных В.А. Геохимические аномалии в четвертичных отложениях западного анклава России // Геоинформатика. 1999. № 2. С. 41–42.
31. <http://glcf.umiacs.umd.edu>
32. https://gdemdl.aster.jspacesystems.or.jp/index_en.html
33. https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM30/
34. Геология и геоморфология Балтийского моря. Объяснительная записка к геологическим картам м-ба 1:500000 / Под ред. А.А. Григялиса. Л.: Недра, 1991. 420 с.
35. Pillans B. and Gibbard P. The Quaternary period / Gradstein F., Ogg J., Schmitz M. and Ogg G. (Eds.). The Geologic Time Scale. 2012. Elsevier, Oxford, Amsterdam, Waltham. P. 979–1010.
36. Гросвальд М.Г. Гляциодислокации. Гляциологический словарь / Ред. В. М. Котляков. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. С. 92.
37. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 240 с.
38. Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 280 с.
39. Dehls J.F., Olesen O., Olsen L., and Blikra L.H. Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuuragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults // Quaternary Science Reviews. 2000. 19. P. 1447–1460.
40. Lagerbäck R. and Sundh M. Early Holocene faulting and paleoseismicity in northern Sweden: Research Paper C 836. Geological Survey of Sweden. 2008.
41. Ojala A.E.K., Mattila J., Ruskeeniemi T., Markovaara-Koivisto M., Palmu J.-P., Nordback N., Lindberg A., Sutinen R., Aaltonen I., and Savinen J. Postglacial faults in Finland – a review of PGSdin project results. POSIVA OY, Oiklluoto, FI-27160 EURAJOKI, Finland, April 2019. ISBN 978-951-652-271-8, ISSN P. 2343–4740.
42. Mattila J., Ojala A.E.K., Ruskeeniemi T., Palmu L.-P., Aaltonen I., Käpyano A., Lindberg A., and Sutinen R. Evidence of multiple slip events on postglacial faults in northern Fennoscandia // Quaternary Science Reviews. 2019. P. 215; 242–252.
43. Mörner N.-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects // Tectonophysics. 2004. 380. P. 139–157.
44. Pisarska-Jamrozy M., Belzyt S., Borner A., Hoffmann G., Huneke H., Kenzler M., Obst K., Rotner H., and van Loon T. Evidence from seismites for glacio-isostatically induced crustal faulting in front of an advancing land-ice mass (Rügen Island, SW Baltic Sea) // Tectonophysics. 2018. 745. P. 338–348.

Morphotectonics, deformations of loose sediments and stages of tectonic activation of the Sambia (Kaliningrad) Peninsula in the Late Neopleistocene and Holocene

S. V. Shvarev^{a,b,#,##}

^a Institute of Geography of the RAS, Moscow, Russia

^b Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia

[#]E-mail: shvarev@igras.ru

^{##}E-mail: shvarev@ifz.ru

Morphotectonic studies of the Sambia (Kaliningrad) Peninsula using remote sensing, DEMs, and geologic mapping confirmed the existence of recently active block-and-fault structure expressed in the topography and Quaternary sediments structure. Tectonic deformations of sediments exposed in the coastal abrasion scarps were studied and systematized. The morphological structure of the Peninsula is a superposition of several morpho-lineament systems defining the differential vertical displacements of blocks with the changing role of morpho-lineament systems in different parts of the Peninsula: a) the flanks are dominated by the la-

titudinal and meridional system, reflecting the most General laws of neotectonic movements and associated with the formation of Gotland Baltic system of grabens; b) in the axial part of the Peninsula – the North-Western system, controlling the main Holocene uplift; c) in its north-eastern part, the GCC is a meridional one, which determines the development of the Curonian Lagoon; d) in the south-western part – the north-eastern one, which sets the general plan of the Vistula Depression. In the coastal scarps on the western and northern shores of the peninsula, deformations associated with tectonic activation of different ages have been studied: a) faults and ruptures with amplitudes from centimeters to several meters; b) folds and flexures from microforms to gentle synclines with an amplitude of up to meters and a width of up to the first hundred meters and to compressed near-fault anticlines; c) various forms of liquefaction, including deformation horizons with a thickness of 10 cm to the first meters with flame-like textures, homogenized deposits and intra-layer fragmentation. Traces of 5 stages of tectonic activation are recorded in the sediments: a) end of Penultimate Glacial Period (PGP) (weakly active); b) after the end of PGP (maximally active); c) end of Eemian interglacial period (active); c) end of the Last Glacial Period – Early Holocene (weakly active); d) Later Holocene (weakly active). The most intense tectonic movements occurred after the end of PGP when the amplitudes of vertical displacements along the breaks reached the first tens of meters, and the thickness of the liquefaction horizons exceeded 1 m. Later, the intensity decreased, reflecting in the amplitudes of vertical displacements from several tens of centimeters to the first decimeters, accompanied by liquefaction (pre-Weichselian stage) and up to first centimeters in the Holocene.

Keywords: Sambian (Kaliningrad) Peninsula, Southern Baltic, activated block structure, morphotectonics, Neopleistocene, Holocene Quaternary deposits, fault and fold deformations., liquefaction

ACKNOWLEDGEMENTS

The author is grateful to the staff and students of the Department of Geomorphology and Paleogeography of the Faculty of Geography of Moscow State University, and, the first of all, to N.N. Lugovoi, S.I. Bolysov and L.A. Zhindarev for their help in organizing and conducting field research.

The work was carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 18-05-80087) – field work, sample analysis, and within the framework of the state tasks of the IG RAS (palaeogeomorphological reconstructions) and the IFZ RAS (assessment of tectonic activity).

REFERENCES

1. Nikonov A.A. *Poverkhnostnye narusheniya pri Kaliningradskom zemletryasenii 21.09.2004 g. i ikh sootnoshenie s gradatsiyami makroseismicheskikh shkal* (Surface disturbances during the Kaliningrad earthquake of 21.09.2004 and their correlation with the gradations of macroseismic scales). *Voprosy inzhenernoi seismologii*. Vol. 37. No. 1. P. 56–67. (in Russ.)
2. Rogozhin E.A., Ovsyuchenko A.N., Novikov S.S., and Marakhanov A.V. *Aktivnaya tektonika raiona Kaliningradskikh zemletryasenii 21 sentyabrya 2004 goda* (Active tectonics of the Kaliningrad earthquake Region on September 21, 2004). *Voprosy inzhenernoi seismologii*. 2010. Vol. 37. No. 3. P. 5–20. (in Russ.)
3. Aizberg R.E., Aronov A.G., Aronova T.I., Boyarkin S.A., Voeikova O.A., Garetskii R.G., Dontsova G.Yu., Dudler I.V., Ioganson L.I., Karabanov A.K., Lutikov A.I., Makarov V.I., Nesmeyanov S.A., Nikolaev V.G., Nikonov A.A., Oizerman M.T., Serebryakova L.I., Seroglazov R.R., and Khaime N.M. *Seismotektonika plit drevnikh platform v oblasti chetvertichnogo oledeneniya* (Seismotectonics of plates of ancient platforms in the region Quaternary glaciations). M.: Kniga i Biznes (Publ.), 2009. 288 p. (in Russ.)
4. Nikonov A.A. *Neobychnyi “vzryv” seismicheskoi aktivnosti v Vostochnoi Prussii v nachale XIV v. i ego znachenie dlya vyyasneniya seismologicheskogo potentsiala Kaliningradskoi oblasti* (An unusual “explosion” of seismic activity in East Prussia at the beginning of the XIV century and its significance for elucidating the seismological potential of the Kaliningrad region). *Voprosy inzhenernoi seismologii*. 2013. Vol. 40. No. 2. P. 43–58. (in Russ.)
5. Rogozhin E.A., Ovsyuchenko A.N., Gorbatikov A.V., Lutikov A.I., Novikov S.S., Marakhanov A.V., Stepanova M.Yu., Andreeva N.V., and Lar'kov A.S. *Detal'naya otsenka seismicheskoi opasnosti territorii Kaliningrada i tektonicheskii analiz zemletryasenii 2004 g* (Detailed assessment of the seismic hazard of the Kaliningrad territory and tectonic analysis of the 2004 earthquakes). *Inzhenernye izyskaniya*. 2014. No. 12. P. 26–38. (in Russ.)
6. Garetsky R.G., Levkov E.A., Schwab G., Sokolowski J., and Stackebrandt W. Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (Oligocene). Map of Scale 1: 1500000. Neogeodynamica Baltica. Project No. 346. Edited by: Geological Survey of Brandenburg, Germany, Kleinmachow 1998/2000.
7. Nikonov A.A. *O mekhanizme ochaga Kaliningradskogo zemletryaseniya 21 sentyabrya 2004 g* (On the mechanism of the focus of the Kaliningrad earthquake on September 21, 2004). *Doklady akademii nauk*. 2006. Vol. 407. No. 1. P. 102–105. (in Russ.)
8. Aleshin A.S., Aptikaev F.F., Nikonov A.A., and Pogrebchenko V.V. *O vozmozhnykh prichinakh ras-khozhenii v opredelenii mestopolozheniya epitsentrov glavnykh tolchkov Kaliningradskogo zemletryaseniya 21.09.2004 g* (Possible reasons for discrepancies in determining the location of the epicenters of the main aftershocks of the Kaliningrad earthquake 21.09.2004). *Geofizicheskie issledovaniya*. 2009. Vol. 10. No. 3. P. 59–76. (in Russ.)
9. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Herausgegeben von der Koniglich Preussischen Geologischen Landesanstalt. Gr Dirsch-

- keim. Geologisch und agronomisch bearbeitet durch E. Meyer, 1908. Langen-Massstab 1:25000. Herausgegeben. 1914.
10. Dodonov A.E. *Dislokatsii kainozoiskikh otlozhenii i ikh svyaz' s neotektonikoi na territorii Kaliningradskogo poluostrova* (Dislocations of Cenozoic sediments and their relation to neotectonics on the territory of the Kaliningrad Peninsula). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Geologiya*. 1971. No. 6. P. 78–82. (in Russ.)
 11. Dodonov E.A., Namestnikov Yu.G., and Yakushova A.F. *Noveishaya tektonika yugo-vostoka Baltiiskoi sineklizy* (The latest tectonics of the south-east of the Baltic Syncline). M.: Izd-vo MGU (Publ.), 1976. 196 p. (in Russ.)
 12. Zagorodnykh V.A., Dovbnya A.V., and Zhamoida V.A. *Informatsionnyi otchet o rezul'tatakh rabot po ob'ektu "proizvodstvo geologicheskogo, gidrogeologicheskogo doizucheniya, geologo-ekologicheskikh issledovaniy i kartografirovaniya territorii Kaliningradskoi oblasti masshtaba 1:200000, kartosostavitel'skikh rabot masshtaba 1:200000 na akvatorii yuzhnoi Baltiki (v predelakh ekonomicheskoi zony Rossii, prilgayushchei k kaliningradskoi oblasti) i podgotovka k izdaniyu komplektov gosgeokarty-200 (novaya seriya) listov N-34-II, -III, -VIII, -IX, -X, -XI, -XIV, -XV, -XVI, -XVII (vse chastichno)" za 1993–2002 gg. (v 8 kn.)* (Information report on the results of work on the project "Production of geological, hydrogeological additional exploration, geological and environmental studies and mapping of the territory of the Kaliningrad region, scale 1:200 000, map-compiling works of scale 1:200 000, the waters of the southern Baltic sea (within the economic zone of Russia adjacent to the Kaliningrad region) and preparation for publishing sets of state geological map-200 (new series) of sheets of N-34-II, -III, -VIII, -IX, -X, -XI, XIV, XV, XVI, -XVII (all partly)" for 1993–2002 (8 books)). Gusev–Sankt-Peterburg: VSEGEI (Publ.), 2002. (in Russ.)
 13. Luk'yanova N.V., Bogdanov Yu.B., Vasil'eva O.V., Vargin G.P., Verbitskii V.R., Gorbatshevich N.R., Zhamoida V.A., Zytner Yu.I., Kirikov V.P., Maksimov A.V., Nikutina N.G., Semenova L.R., Sivkov V.V., and Fenin G.I. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1000000 (tret'e pokolenie). Seriya Tsentral'no-Evropeiskaya. List N-(34) – Kaliningrad. Ob'yasnitel'naya zapiska* (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 1000000 (third generation). Central European series. Sheet N – (34) – Kaliningrad. Explanatory note). SPb.: Kartfabrika VSEGEI (Publ.), 2011. 226 p. (in Russ.)
 14. Druzhinina O., Bitinas A., Molodkov A., and Kolesnik T. Paleoseismic deformations in the Eastern Baltic region (Kaliningrad District of Russia). *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2017. 66. 3. P. 119–129.
 15. Obermeier S.F. Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. Using Ground-Failure Features for Paleoseismic Analysis. USGS Open-File Report 94-663. 1995. 56 p.
 16. Kazanov Yu.V., Makarova E.P., and Ivanova Z.K. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000. Seriya Pribaltiiskaya. List N-34-VIII, IX. Ob'yasnitel'naya zapiska* (State geological map of the USSR scale 1:200000. The Baltic series. Sheet N-34-VIII, IX. Explanatory note). M.: 1983. 59 p. (in Russ.)
 17. Amantov A.V., Amantova M.G., Bodryakov T.V., Boldyrev V.L., Grigor'ev A.G., Dorokhov D.V., Zhamoida V.A., Zagorodnykh V.A., Kropachev Yu.P., Kunaeva T.A., Liksushchenkov S.M., Manuilov S.F., Morozov A.F., Morozov B.N., Moskalenko P.E., Nesterova E.N., Petrov O.V., Ryabchuk D.V., Sergeev A.Yu., Sivkov V.V., Sin'kova E.A., Spiridonov M.A., and Shakhverdov V.A. *Atlas geologicheskikh i ekologo-geologicheskikh kart Rossiiskogo sektora Baltiiskogo morya* (Atlas of geological and ecological-geological maps of the Russian sector of the Baltic Sea). O.V. Petrov (Ed.). SPb.: VSEGEI (Publ.), 2010. 78 p. (in Russ.)
 18. Garetskii R.G., Aizberg R.E., Karabanov A.K., Palienko V.P., and Shlyaupa A.I. *Noveishaya tektonika i geodinamika Tsentral'noi Evropy* (The latest tectonics and geodynamics of Central Europe). *Geotektonika*. 1999. No. 5. P. 3–14. (in Russ.)
 19. Ludwig A.O. Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). Neogeodynamics of the Baltic Sea depression and adjacent areas. Results of IGCP project No. 346. R.G. Garetsky, A.O. Ludwig, G. Scwab, and W. Stackebrandt (Eds.). *Brandenburgische Geowiss. Beitr. Kleinmachow*. 8 (2001). 1. P. 5–12.
 20. Levkov E.A., Karabanov A.K. *Neotektonika Belarusi* (Neotectonics of Belarus). *Litosfera*. 1994. No. 1. P. 119–126. (in Russ.)
 21. Blazhchishin A.I. *Paleogeografiya i evolyutsiya pozdnechetvertichnogo osadkonakopleniya v Baltiiskom more*. (Paleogeography and evolution of Late Quaternary sedimentation in the Baltic Sea). Kaliningrad: Yantarnyi skaz (Publ.), 1998. 160 p. (in Russ.)
 22. Trifonov V.G. and Sokolov S.Yu. *Sopostavlenie tektonicheskikh faz i inversii magnitnogo polya v pozdnem mezozoe i kainozoe* (Comparison of tectonic phases and magnetic field inversions in the Late Mesozoic and Cenozoic). *Vestnik Rossiiskoi Akademii Nauk*. 2017. Vol. 87. No. 12. P. 1091–1097. (in Russ.)
 23. Husebye E.S. and Mäntyniemi P. The Kaliningrad, West Russia earthquakes on the 21st of September 2004 – Surprise events in a very low-seismicity area. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 153 (2005). P. 227–236.
 24. Vaitonis V.P. and Levitskaya R.I. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR (novaya seriya). Masshtab 1:1000000. Karta chetvertichnykh otlozhenii. List N-(34)-(35), Vil'nyus* (State Geological Map of the USSR (new series). Scale 1: 1000000. Map of Quaternary deposits. Sheet N – (34)-(35), Vilnius). V.P. Kirikov (Ed.). L.: VSEGEI (Publ.), 1986. (in Russ.)
 25. Jentsch A. Der tiefere Untergrund Königsberg mit Beziehung auf die Wasserversorgung der Stadt. *Jahrbuch der Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1899*. Berlin, 1900. B. XX. TII. P. 1–172.
 26. Tornquist A. *Geologie von Ostpreussen*. Berlin: Verlag von Gebrüder Bornträger (Publ.), 1910. 231 p.
 27. Mikhnevich G.S. *Osobennosti stroeniya poverkhnosti dochetvertichnykh otlozhenii na territorii Kaliningradskoi oblasti* (Structural features of the surface of pre-Quaternary sediments in the Kaliningrad region). *Vestnik SPbGU. Ser. 7*. 2015. Vol. 3. P. 21–35. (in Russ.)

28. Zagorodnykh V.A., Dovbnya A.V., and Zhamoida V.A. *Stratigrafiya Kaliningradskogo regiona* (Stratigraphy of the Kaliningrad Region). Kaliningrad. 2001. 225 p. (in Russ.)
29. Zagorodnykh V.A. *Paleovrezy v dochetvertichnyuyu po-verkhnost' na yugo-zapade Pribaltiki* (The incised valley was in the pre-Quaternary surface in the southwest of the Baltic). *Geoinformatika*. 1999. No. 4. P. 33–37. (in Russ.)
30. Zagorodnykh V.A. *Geokhimicheskie anomalii v chetvertichnykh otlozheniyakh zapadnogo anklava Rossii* (Geochemical anomalies in Quaternary sediments of the Western enclave of Russia). *Geoinformatika*. 1999. No. 2. P. 41–42. (in Russ.)
31. <http://glcf.umiacs.umd.edu>
32. https://gdemdl.aster.jspacesystems.or.jp/index_en.html
33. https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM30/
34. *Geologiya i geomorfologiya Baltiiskogo morya. Ob "yasnitel'naya zapiska k geologicheskim kartam m-ba 1:500000* (Geology and geomorphology of the Baltic Sea. Explanatory note to the geological maps of scale 1:500000). A.A. Grigyalis (Ed.). L.: Nedra (Publ.), 1991. 420 p. (in Russ.)
35. Pillans B. and Gibbard P. The Quaternary period. In: Gradstein, F., Ogg, J., Schmitz, M. and Ogg, G. (Eds.). *The Geologic Time Scale*. 2012. Elsevier, Oxford, Amsterdam, Waltham, P. 979–1010.
36. Grosval'd M.G. *Glyatsiodislokatsii. Glyatsiologicheskii slovar'* (Glacial dislocations. Glaciological dictionary) V.M. Kotlyakov (Ed.). L.: Gidrometeoizdat (Publ.), 1984. P. 92. (in Russ.)
37. Lavrushin Yu.A. *Stroenie i formirovanie osnovnykh moren materikovyykh oledeneni* (Structure and formation of the ground moraines of continental glaciations). M.: Nauka (Publ.), 1976. 240 p. (in Russ.)
38. Levkov E.A. *Glyatsiotektonika* (Glaciotectonics). Minsk: Nauka i tekhnika (Publ.), 1980. 280 p. (in Russ.)
39. Dehls J.F., Olesen O., Olsen L., and Blikra L.H. Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuuragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quaternary Science Reviews*. 19 (2000). P. 1447–1460.
40. Lagerbäck R. and Sundh M. Early Holocene faulting and paleoseismicity in northern Sweden: Research Paper C 836. Geological Survey of Sweden. 2008.
41. Ojala A.E.K., Mattila J., Ruskeeniemi T., Markovaara-Koivisto M., Palmu J-P., Nordback N., Lindberg A., Sutinen R., Aaltonen I., and Savinen J. Postglacial faults in Finland – a review of PGSdin project results. POSIVA OY, Olkluoto, FI-27160 EURAJOKI, Finland, April 2019. ISBN 978-951-652-271-8, ISSN P. 2343–4740.
42. Mattila J., Ojala A.E.K., Ruskeeniemi T., Palmu L-P., Aaltonen I., Käpyano A., Lindberg A., and Sutinen R. Evidence of multiple slip events on postglacial faults in northern Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*. 2019. P. 215; 242–252.
43. Mörner N-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. *Tectonophysics*. 380 (2004). P. 139–157.
44. Pisarska-Jamrozy M., Belzyt S., Borner A., Hoffmann G., Huneke H., Kenzler M., Obst K., Rotner H., and van Loon T. Evidence from seismites for glacio-isostatically induced crustal faulting in front of an advancing land-ice mass (Rugen Island, SW Baltic Sea). *Tectonophysics*. 2018. 745. P. 338–348.

СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА МОРСКОГО КРАЯ КИЛИЙСКОЙ ДЕЛЬТЫ ДУНАЯ: ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ПРОГНОЗ

© 2021 г. Ю. Д. Шуйский^{1,*}, Г. В. Выхованец^{1,*},
А. Л. Чепалыга^{2,**}, Л. В. Орган^{1,*}, Д. О. Адаева^{2,***}

¹ Одесский национальный университет им. И.И. Мечникова, Одесса, Украина

² Институт географии РАН, Москва, Россия

* E-mail: physgeo_onu@ukr.net

** E-mail: tchepalyga@mail.ru

*** E-mail: do.adaeva@igras.ru

Поступила в редакцию 03.08.2020 г.

После доработки 07.06.2021 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

Килийская дельта представляет собой самую молодую (возраст 200–300 лет) часть дельты Дуная. Она относится к типу дельт выдвигения, впадает в неприливное море, отличается высокой динамичностью и находится сейчас на стадии интенсивного формирования. Об этом свидетельствуют наши исследования, включавшие в себя полевые маршрутные и стационарные геоморфологические и гидролого-морфологические, а также камеральные работы, проводившиеся на протяжении минувших десятилетий, начиная с 1962 г. Собраны данные о морфологических особенностях устьев рукавов Дуная, аккумуляции наносов, о вдольбереговом распределении волновой энергии. Выделены 3 участка морского края дельты. Северный участок связан, главным образом, с Очаковским и Потаповским рукавами, находится под влиянием порта Усть-Дунайск, в его пределах активно растет подводная аккумулятивная терраса и появляется новая суша. Центральный участок формируется под воздействием значительно увеличенного вдольберегового стока наносов, направляющегося от северного участка дельты и изменения водности Старо-Стамбульского и Быстрого (Ново-Стамбульского) русел, а также новейших прорезей русел Цыганского и Мусура. Наиболее динамичные процессы перераспределения стока воды, донных наносов и изменений рельефа происходят на южном участке Килийской дельты, где образовались новые русла (Лебединка, Курильское, Абазычье и др.), и в стадии формирования находятся озера (Цыганское, Мусура, Попина, Сулинское), а также новые дельтовые острова, например островной бар Новая Земля. Разработан предварительный общий прогноз развития южного участка дельты на ближайшие 20–30 лет, которое может затронуть не только природную среду дельты, но и хозяйственные объекты (порты Усть-Дунайск и Сулина, судоходную прорезь сквозь устьевой бар на входе в рукав Быстрый), а также пересмотреть расположение государственной границы с Румынией.

Ключевые слова: Черное море, Дунай, русло, наносы, рельеф, портовые молы, динамика протока, заиление

DOI: 10.31857/S043542812104009X

ВВЕДЕНИЕ

Дельта одной из крупнейших рек Европы, Дуная, относится к весьма динамичным экзогенным образованиям. В течение десятков лет контуры береговой линии, отдельных рукавов, положение морского края, глубины способны быстро меняться. На эти изменения накладываются долговременные колебания уровня неприливногo Черного моря и климатических характеристик (рис. 1). Поэтому изменения, вызванные природными и антропогенными факторами в течение

минувших двух-трех десятилетий требуют дальнейших исследований.

Регулярные прямые стационарные, маршрутные и дистанционные исследования Килийской дельты Дуная коллективом авторов Одесского университета им. И.И. Мечникова и Института географии РАН обеспечили получение качественных данных о формах рельефа и об их динамике на различных частях морского края дельты. Полевые исследования выполнялись вдоль всего морского края Килийской части дельты Дуная, с топографическими съемками на стационарных участках, в общем, каждые 3–4 года. На участках

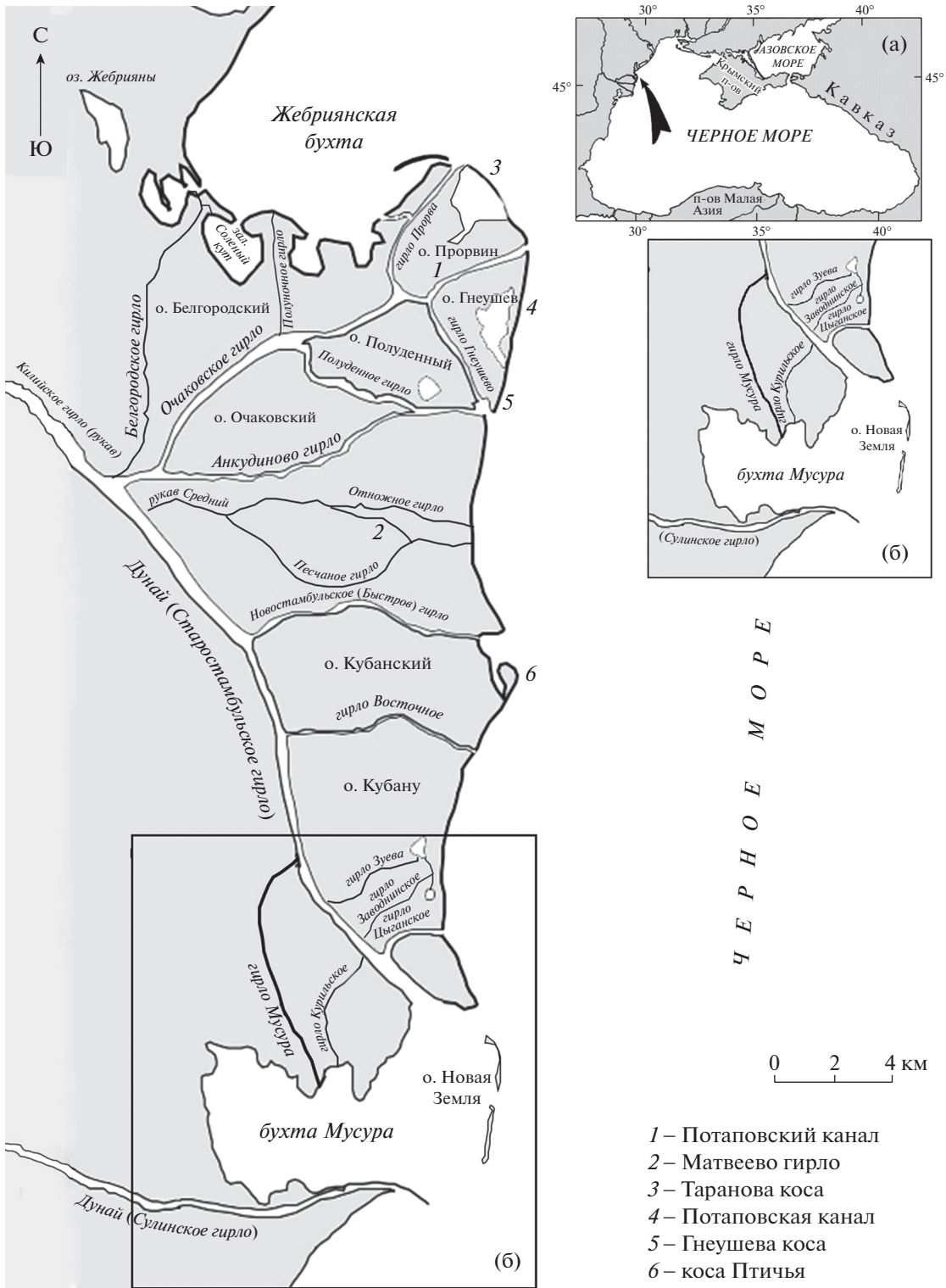


Рис. 1. Географическое месторасположение Килийской части дельты Дуная на побережье Черного моря (а). Границы южной части Килийской дельты (б) также охватывают Сулинское устье. Несколько маловодных проток из гирл Старо-Стамбульского и Мусуры достигают юго-западной акватории бухты Мусура, часть их соединена с Сулинским гирлом.

отбирались пробы наносов, в основном с новообразованных форм рельефа и с подводного склона. Работами были охвачены все части дельты: север-

ная, центральная и южная (рис. 1). Активно использовались данные с топографических карт и космических снимков 1984–2017 гг.

На сегодня научные исследования позволили оптимизировать использование природных ресурсов (рыболовство, животноводство, промысел зеленой растительной массы, использование дунайских вод и проч.). Особое значение придается судоходству по рукавам дельты. К настоящему времени особенно сложные процессы, изменяющие облик рукавов и кардинальные изменения рельефа дельты, происходят в месте контакта Старо-Стамбульского (Украина) и Сулинского (Румыния) рукавов [1–4]; они сложились под влиянием оградительных молв из порта Сулины, изменения водного режима в Черном море и на водосборном бассейне Дуная, и твердого речного стока. Возможные сценарии развития Сулинского устья на территории Румынии были рассмотрены ранее, например, в работах [5–7]. Регулярные геоморфолого-гидрологические исследования выполняются учеными разных организаций [1, 8, 9]. Подробные морфометрические и литодинамические натурные исследования проводились не только Дунайской Гидрометеорологической обсерваторией (Украина), Институтом Водных проблем РАН, Институтом географии РАН и других, а также Одесским национальным университетом [1, 5, 8–12], т.е. более 40% от числа цитированных источников. Вместе с тем до настоящего времени южная часть Килийской дельты оставалась наименее исследованной. Заметные изменения затронули весь морской край Килийской дельты Дуная. Обзор предыдущих исследований достаточно полно был изложен в работах [4, 6, 8, 13, 14].

Цель статьи – выявить основные закономерности динамики рельефа на морском крае Килийской дельты, особенно в ее южной части, на участке взаимовлияния Килийского и Сулинского рукавов дельты Дуная, необходимых для понимания процессов формирования речных дельт выдвигения и оптимизации использования природных ресурсов. Для достижения цели работы нами решаются такие главнейшие задачи: а) общие вопросы развития Килийской дельты; б) динамика рельефа в ее северной части; в) динамика рельефа в южной части дельты. Мы исследовали формы рельефа и их преобразование в процессе взаимодействия речных и морских факторов, включая подводный склон устьевого взморья, а также ряд характеристик дельтовых наносов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основная часть материалов статьи получена авторами во время полевых маршрутных и стационарных геоморфологических и гидролого-морфологических, а также камеральных исследований на протяжении минувших десятилетий. Среди них – профилирование небольших русел с помощью троса и наметки длиной 6 м, с измерениями глубин и скоростей течений, с отбором

проб речной воды батометром-бутылкой (емкость 1 л). Выполнялись повторные тахеометрические съемки пляжей и прилегающего берега дельты в масштабах 1:2000 и 1:1000, достаточно точное нивелировочное и эхолотное профилирование. Местоположение створов и отдельных станций производилось с помощью прибора GPS OTREX фирмы Garmin. Для промера глубин на широких рукавах дельты применялся электронный эхолот Humminbird Piranha-210 (USA), а для нивелирования – нивелир Karl-Zeiss-27H производства ГДР. Использовались морские навигационные карты, особенно листы, обозначающие подходы к портам Сулина и Усть-Дунайск, а также к входу в рукав Быстрый, различных лет составления (начиная с 1940 г.). В качестве вспомогательных использовались данные, которые содержатся в публикациях В.Н. Михайлова и В.Н. Морозова [7], М.В. Михайловой и др. [8], Н.А. Берлинского [9], а также А.И. Чероя [12] и румынских авторов [2, 3, 11]. В течение последних 20 лет каждый год нами ведется маршрутное обследование морского берега дельты, с полным соблюдением правил природоохраны на территории Дунайского Биосферного заповедника и использования новых дистанционных масштабированных изображений дельты.

Все новые изменения берега фиксировались прежде всего с помощью прибора GPS, а также путем тахеометрической съемки форм первичного дельтового рельефа. Полученные натурные и лабораторные материалы были дополнены маршрутными исследованиями, наблюдениями на береговых стационарных участках. На всех первичных новообразованных террасах и островах установлены жесткие репера (16 шт.), которые служат началом постоянного теодолитного хода вдоль общего направления береговой линии и поперечного промерно-грунтового профиля пляжа и подводного склона. На каждом участке одновременно выполнялись съемка рельефа (масштаб 1: 2000) и нивелирование поперечных профилей с отбором проб наносов ручным колонковым проботборником (длина зерна 0.25 м). Активно использовались космические снимки системы GOOGLE Earth и их оптическое дешифрирование. В лаборатории Одесского университета образцы наносов обрабатывались стандартными методами водного и ситового анализа, с дальнейшим применением методов статистического анализа и с учетом предыдущей лабораторной обработки материалов. Сопоставление крупномасштабных карт с данными прямых топографических съемок и космическими снимками позволило получить достоверную информацию о динамике морского края дельты и прилегающего подводного склона.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ КИЛИЙСКОЙ ДЕЛЬТЫ

К современному состоянию любой части природной системы приводит ее предшествующая эволюция. В речных дельтах, в том числе и Дунайской, она напрямую зависит от стока воды и наносов, а также от волнового режима на приглубом взморье и механизма разноса наносов в волновом потоке. Как известно, в 50–60-х годах XX века средний сток воды за год на Килийском гирле Дуная мог достигать 70% всего количества воды, протекающей до вершины дельты Дуная [13–15]. С того времени в дельте происходили особенно сильные антропогенные изменения.

Наши длительные маршрутные исследования подтвердили, что изменения заключаются в искусственном перехвате воды для ирригационных и бытовых нужд, для заполнения зарыбленных внутридельтовых озер, для пополнения водой небольших внутренних судоходных русел. Повышение средних многолетних приземных температур воздуха T_{at} усиливает испарение воды на площади дельты [4]. Нередко донный русловой грунт после дноуглубления судоходной службой Румынии переносился в украинский Килийский рукав из Сулинского и Георгиевского с целью стимулировать заносимость украинского навигационного пути и создать значительные трудности для прохождения плавсредств. Значительным явился перехват воды из Килийского рукава путем возведения струнаправляющей дамбы в устье Тульчинского рукава и выравнивания меандров Георгиевского рукава: в 1950-е годы его длина была равной 108 км, а сегодня – 67 км (по топографической карте дельты Дуная масштаба 1:25000, корректировка 2011 г.).

Сравнение навигационных и топографических карт между собой и с космическими снимками за минувшие десятилетия показало: дельтовый Килийский конус выноса существенно нарастал [4, 6, 13, 14]. Такое явление было предопределено тем, что вся масса дунайского аллювия от 28.5 до 50.4 млн т/год (т.е. от 713 до 1260 т/пог. м) в течение разных лет периода 1893–2008 гг. не могла быть переработана морскими волнами полностью, как и во время предшествующих 50 лет наших исследований [8, 15]. Общий сток водотоков Очаковской части Килийской дельты сократился в среднем на 17%. За это время на построение новообразования Килийского конуса расходовалось в среднем 360 кг/сек осадочной взвеси (31.536 млн т/год) плюс 5% (1.6 млн т/год) влекомого материала вдоль берега дельты от середины Белгородского бара в вершине Жебриянской бухты и до корня Отножной косы.

Сценарий последующей стадии развития Килийской дельты Дуная был предварительно предсказан в общих чертах в работах [1, 15], по которо-

му сокращение водоносности сопровождалось некоторым небольшим ростом стока наносов. Основная причина этого дополнительного притока – активизация смыва осадочного материала со склонов Южных Карпат и Старой Планины в Дунай и в его притоки в условиях роста количества атмосферных осадков, в основном ливневых, как, например, в июне 2020 г. Свою долю внесли румынские навигационные службы, выбрасывая материал дноуглубления в Килийский рукав дельты. Произошло заметное усиление размыва склонов в долинах притоков, у берегов речных русел в Сербии, Румынии и Болгарии и активной вырубке лесов на водосборе Нижнего Дуная [11, 16, 17].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Северная часть Килийской дельты. Северная (Очаковская) часть Килийской дельты получает около 35 млн т/год (или 790 т/пог. м) дунайского аллювия при среднем многолетнем расходе воды около 3800 м³/год, включая не только гирла Очаковское и Потаповское, но также Гнеушево, Белгородское, Полуденное, “технический канал” и др.

Это привело к активизации прироста подводной аккумулятивной террасы на взморье вокруг морского края в северной части дельты и формированию резкого свала глубины на подводном склоне, от 2–3 м до 8–18 м на разных галсах. Согласно расчетам по методу Р.Я. Кнапса [10, 11], доминирующие северные волнения подходят к береговой линии под острыми углами от 30 до 89. Результаты расчетов показаны на рис. 2. Сложившееся русловое удлинение привело к замедлению течений в руслах, отложению наносов и к обмелению дельтовых русел. Стоковое течение из того или иного русла на морском крае превращается в “гидравлическую буну”, которая отклоняет к югу нарастающие в море прирусловые валы, а затем может превратить их во вдольбереговую косу, как, например, Потаповскую, Птичью или Цыганскую. Соответственно, значительно активизируется русловое удлинение на морском крае, особенно у русел Очаковского, Потаповского, Цыганского и Старо-Стамбульского дельтовых рукавов. При этом морские волнения не в состоянии переработать весь речной аллювий, и порядка 20–25% его уходит на юг, в сторону устья рукавов Быстрого и Старо-Стамбульского, по определению В.И. Чероя [12] и нашим более ранним расчетам [15]. Небольшая часть речных наносов, преимущественно влекомых, относительно крупных (главным образом ≥ 0.08 мм), остающаяся в составе подводной террасы. Во время небольших и умеренных волнений они, перетлагаясь, продвигаются в сторону береговой линии и образуют при этом первичные бары и косы (“пионерные формы”), согласно [1, 10]. Поэтому пер-

вичные формы образуются, прежде всего, при устьях соответствующих рукавов на поверхности отмелой подводной террасы.

Первичные (“пионерные”) формы рельефа распространяются в виде продолжения прирусловых валов на поверхности подводной террасы вдоль морского края Килийской дельты. В условиях действия морских волнений вдоль береговой линии валы удлиняются также и вдоль берега, вслед за направлением действия волнового энергетического потока. Одновременно на соседних участках формируются волновые микро-косы и микробары [1, 11]. Все они, как выяснилось в результате полевых обследований, обеспечивают нарастание береговой линии. Причем названные первичные формы сложены наносами из русел рек и с подводного склона, в основном самыми крупными влекомыми. Примерами могут служить Гнеушева коса, Потаповские мелкие бары, Таранова коса, мелкие бары Прорвины, бары Полуночной бухты и др. в море вокруг северной части Килийской дельты вблизи рукавов Прорва, Очаковский и Потаповский (рис. 1). Отчлененные ими мелкие отрицательные формы могут заполняться наносами и зарастать водными растениями, превращаться в плавни или озера. Но они могут быть размывы частично или полностью, а затем восстановиться в другом месте и в виде другой микроформы рельефа. Поэтому нами обнаружено возвратно-поступательное нарастание морского края большей части дельты [10, 11], а не поступательное, как считают другие исследователи [4, 13].

Под влиянием этих рельефообразующих процессов полоса морского края Килийской дельты Дуная может выдвигаться в море, чему способствует окаймляющая подводная терраса. Но такое выдвигание не происходит непрерывно. Неравномерный волновой режим и водный режим Килийского гирла, наряду с наращиванием морского края, могут приводить и к размыву, и отступанию берега. С другой стороны, мы не раз наблюдали процессы нарастания берега во время сильных половодий, во время которых даже значительные по размерам волны не могли размывать дельтовый берег. При этом в море из реки выносилось повышенное количество крупных наносов ($Md = 0.060$ мм), а в межень при уменьшении водности и уклонов воды в русле размер частиц на дне уменьшается до $Md = 0.016$ мм. Такие мелкие наносы в основном выносятся в море и в построении пионерных форм рельефа почти не участвуют. Таким образом, толщи отложений в дельте Дуная формируются во время разных фаз волнового режима, отличающихся силой волнений и направлением их действия, и наложения на них режима стока речных наносов (в фазы нарастания половодья, спада половодья и межени). Процесс становления и развития состава и структуры но-

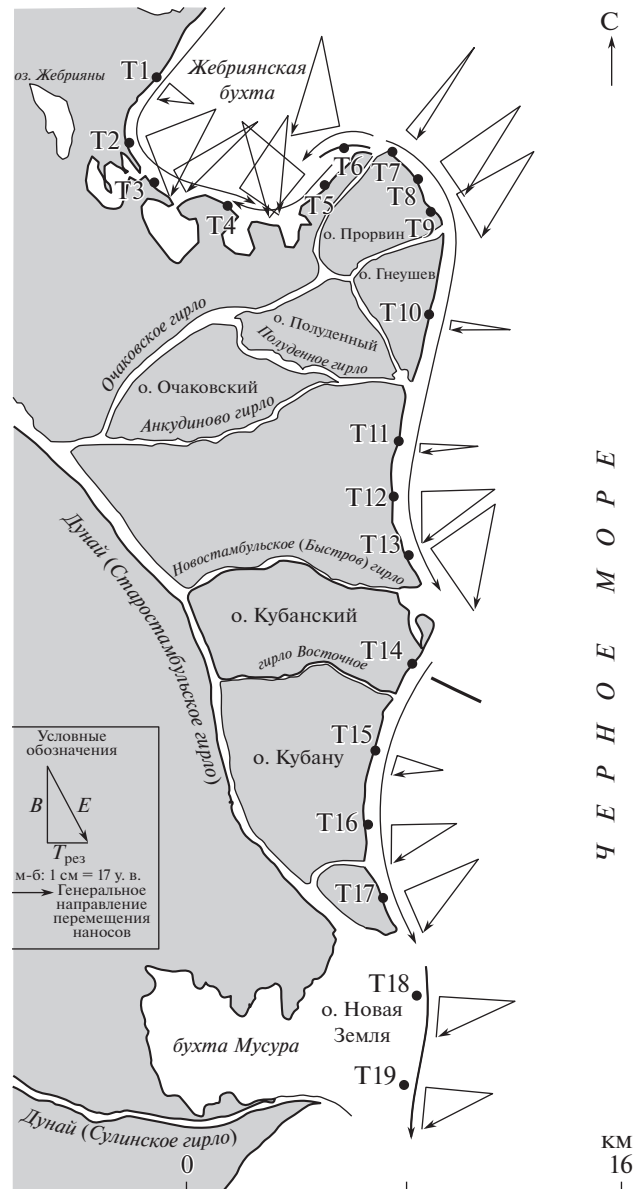


Рис. 2. Схема экспозиции энергетических характеристик Килийской части дельты Дуная (среднее за год период 1984–2018 гг.).

E — волно-энергетическая равнодействующая; $T_{рез}$ — вдольбереговая наносодвижущая сила; B_n — нормальная к берегу составляющая — “прибойная сила”; сплошная линия-стрелка указывает направление вдольберегового потока волновой энергии и наносов.

вейших отложений в дельтах выдвигания происходит в условиях активной гидрогенной сепарации и многократного переотложения.

Центральная часть Килийской дельты. Большая часть взвешенных наносов Очаковской (Северной) системы движется вдоль морского края на юг, в направлении устьев рукавов Быстрого и Старо-Стамбульского, согласно расчетам вдольберегового потока ветро-волновой энергии по

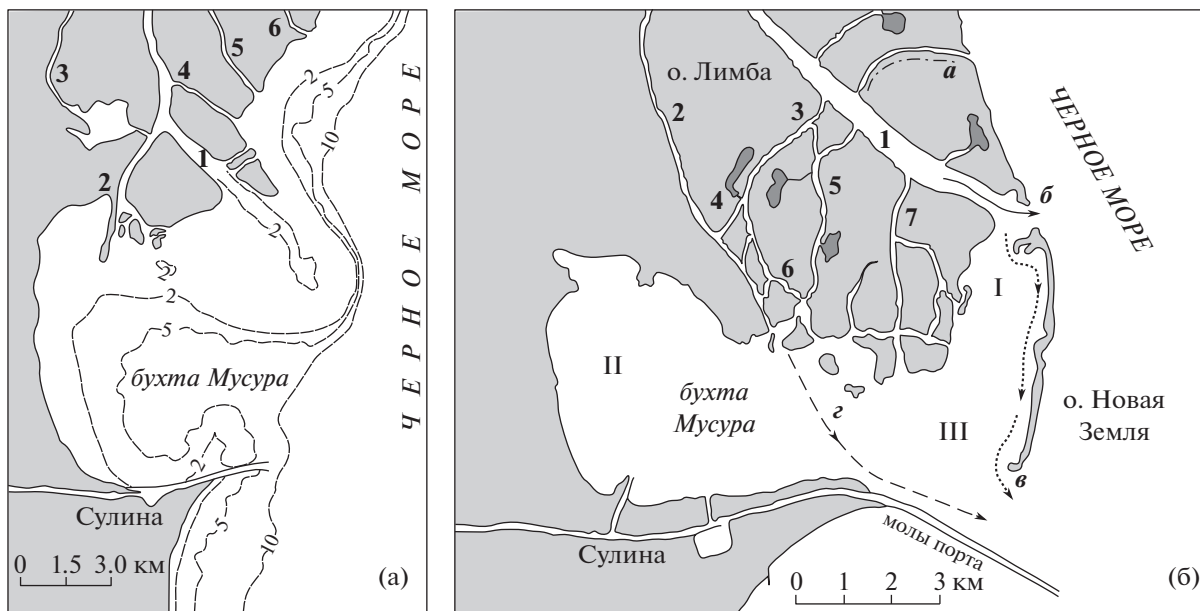


Рис. 3. Схема строения южной части Килийской дельты Дуная и контуров изобат (глубины 2, 5 и 10 м), включая бухту Мусура и портовые молы Сулины по данным Государственной гидрографической съемки 1940 г. (а) и схема строения южной части Килийской дельты Дуная по данным географического анализа космической съемки в системе Google Earth в июне 2020 г. (б).

(а) — дельтовые гирла: 1 — Старо-Стамбульское, 2 — Лимба (Мусура), 3 — Попинá, 4 — Харлашкин желобок, 5 — Ананькино, 6 — Абазичное.

(б) — действующие русла: 1 — основное Старо-Стамбульское, 2 — Лимба, 3 — Лебединка, 4 — Дальнее, 5 — Курильское, 6 — Харлашкин желобок, 7 — Купеческое. Основные новейшие направления течения речной воды по руслам: а — Цыганскому, б — Старо-Стамбульскому, в — Южной протоке, г — по Мусуре. Прогнозируемые крупные внутридельтовые озера: I (Цыганское), II (Мусура), III (Сулинское). Заливка: светлым тоном — поверхность дельты и плавни, темным тоном — внутридельтовые озера.

методу Р.Я. Кнапса (рис. 2). В целом расчеты резуль- тативного вектора энергии E весьма близки расчетам по другим методам (до $\pm 4^\circ$), что вполне достаточно. К югу движутся наносы из большин- ства дельтовых русел Килийского гирла, т.е. в среднем около 70% за минувшие десятилетия (или от 22.0 до 36.0 млн т/год). Этот осадочный материал является аллювием, вынесенным из Килийской дельты в глубоководную часть дна Черного моря. Остальные 30% поддерживают размеры подводной окаймляющей террасы, пер- вичных баров и кос, пляжей на протяжении до Сулинского гирла. Формирующиеся при этом значительные концентрации наносов могут обес- печить весьма высокую динамичность дельтового рельефообразования при волновом влиянии не- приливного моря.

Однако, начиная от устьевых участков Отнож- ного и Песчаного рукавов, по мере движения на юг, на траверсе гирл Быстрого и Восточного (рис. 1), ширина подводной террасы резко умень- шается (в 2.7 раза). Данное явление обусловлено тектоническим опусканием этой части дельты, на котором расположен один из крупных дельтовых рукавов — Быстрый [1, 8]. Поэтому внешняя кромка террасы (глубины 2–5 м) со свалом глу-

бин на отметках –11–16 м приближается к берегу, который здесь образует вогнутую дугу. В этих условиях значительная часть наносов из волново- го потока уходит от внешнего края дельты на глу- бины более 16 м, где подхватывается струей За- падного Черноморского течения и переносится в сторону мысов Калиакра и Инеада далеко на юг, вплоть до турецкого побережья. Часть наносов, в которой доминируют частицы с $Md = 0.015$ – 0.018 мм, достигает Старо-Стамбульского гирла, участков возле устья гирла Цыганского и остро- ного бара Новая Земля (рис. 3). В результате зна- чительно усиливается мутность вод в южной ча- сти Килийской дельты, а крупность наносов мо- жет быть высокой ($Md \leq 0.31$ мм) под влиянием волновой дифференциации.

В целом во фронтальной части морского края Килийской дельты, между Гнеушевым и Цыган- ским устьями сформировались короткие отрезки нарастающих берегов и более протяженные от- резки динамически стабильных и размываемых. Типичными нарастающими устьями являются Потаповское, Гнеушево, Быстрое и некоторые другие. К наиболее протяженным вогнутым участкам берега относится участок между устья- ми Быстрого и Цыганского рукавов. На аккумуля-

лятивных участках берег нарастает с трендом до 8–10 м/год. На вогнутых берегах чаще всего происходит отступление на 1–2 м/год. Но при этом отступление может смениться гораздо более быстрым нарастанием, чего мы не наблюдали на околустьевых участках накопления наносов. Именно за счет периодов сильного нарастания дельтового берега моря в вогнутых дугах происходит нарастание общего размера Килийской дельты Дуная.

Южнее принесенные с севера наносы присоединяются к небольшим выносам малых рукавов Заводнинского, Цыганского, Курильского, Лебединки, Мусуры и главного русла Старо-Стамбульского в южной части Килийской дельты. Все они принимают участие в текущих изменениях рельефа южной части Килийской дельты. По своей крупности и количеству наносы этих рукавов достаточно крупные и подходящие для существенных изменений рельефа, поскольку прошли достаточно сильную первичную дифференциацию во вдольбереговом потоке и в сумме обладают огромной массой (>1 млн т/год) [11, 13, 17]. Основная их масса наращивает подводную аккумулятивную террасу и надводный бар Новая Земля. Значительная часть наносов продолжает откладываться на дне бухты Мусура. При этом важной особенностью является наличие необычайно длинных портовых молов, заметно влияющих на развитие исследованной нами дельты (рис. 4) [5, 8]. В частности, они постоянно удлиняются, и сегодня их длина превышает 10 км.

Южная часть Килийской дельты Дуная. Эта часть дельты — еще одна, где в море впадает крупный рукав (Старо-Стамбульский, длина ≈25 км в 2019 г.), как показано на рис. 3. В море он несет ≈37% того количества воды, которое измерялось на створе “Килийский рукав 20-й км”, а сток наносов на том же участке русла был равен ≈36% (по данным В.Н. Михайлова и В.Н. Морозова [7]). Наиболее интенсивно развиваются гирла Цыганское и Лимба, причем, второе подвержено воздействию также и течения при ветровых стогах и нагонах. Если в 1960 г. Цыганское пропускало по руслу 0.7% воды от количества на гидрологическом створе “Килийский рукав 20-й км”, то в 2015 г. уже 4.2%. Аналогичная тенденция действует и по совершенно новым рукавам Лебединка (≈1.8%) и Курильское (≈0.8%). В них отрицательные изменения происходят в основном за счет руслового удлинения, которое постепенно активизировалось по мере обмеления бухты Мусура.

Как видим, тренд отражает отмирание рукавов, которые впадают в бухту Мусура. В ней же четко выражены заносимость и обмеление, появляются низкие островки, часто заросшие водными растениями. Вместе с тем в минувшие десятилетия эта бухта отчленяется от Черного моря,



Рис. 4. Общий вид парных защитных молв Сулинского порта, которые перекрыли движение влекомых и части взвешенных наносов из Дуная на юг. Вид с северо-запада на юго-восток.

прежде всего островным баром Новая Земля (рис. 3). Складывается тенденция, согласно которой Мусура может превратиться в одно или несколько внутридельтовых мелководных озер. В этом процессе немалую роль играют парные молы на продолжении Сулинского гирла, выдвинутые в открытое море на расстояние около 14 км, начиная от портового гидрометеорологического поста (рис. 4). Они стали на пути движения наносов к югу, соответственно ветро-волновому режиму на придунайской акватории Черного моря. Это повлекло за собой дальнейшее обмеление Мусуры (сравнить рис. 3, (а) и (б)). На морском крае этой отмели, как и на подводной аккумулятивной террасе северной Очаковско-Потаповской части Килийской дельты, сложились условия для образования бара по генезису, подобному Новой Земле [5]. После этого Мусура хоть и оказалась блокированной, но в ней сложилось стоковое течение вдоль тыльной части бара — из Старо-Стамбульского рукава напрямую к Сулинским

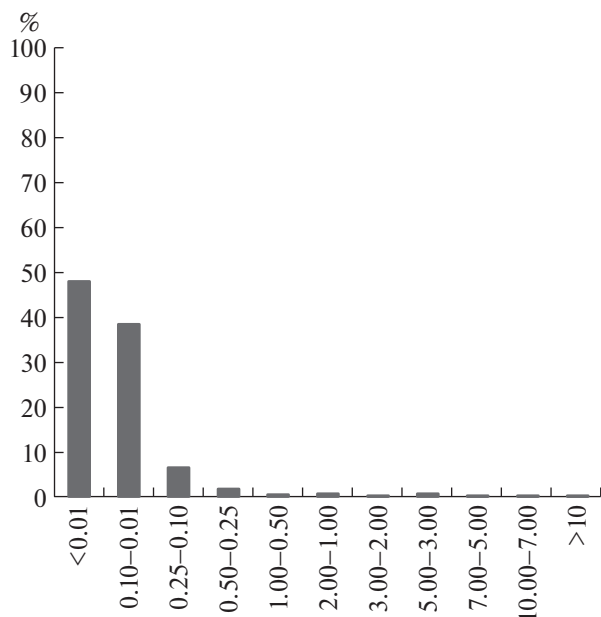


Рис. 5. Гистограмма распределения фракций речных/дельтовых наносов в составе аллювиального материала (среднее из 74 проб наносов) в южной части Килийской дельты Дуная.

молам и далее в море по проливу между баром и молами. Значительная часть движущихся с севера речных наносов стала проходить мористее бара далее на юг, а в нарастании непосредственно дельты она в общем перестала участвовать. Зато сложилась новая проблема для безопасного судоходства по огражденному молами судоходному каналу в порт Сулина и в Сулинское гирло в целом [5]. На это явление было обращено внимание, с соответствующими объяснениями после полевых исследований 1970-х годов и исследований новейшего картографического материала и данных космосъемок [1, 3].

Островной бар Новая Земля закрепился, отодвинул береговую линию в сторону моря настолько, что вдольбереговой поток наносов достиг выхода из молв Сулинского порта и создал реальные перспективы для усиления заносимости этого судового пути. Волновой бар сложен достаточно мелкими и подвижными наносами, которые течения способны рассеивать в море на расстояние до глубин $>20\text{--}30$ м (рис. 5). Приходится снова удлинять молы и выдвигать их все глубже в море, возможно, создавать новые искусственные формы рельефа для обеспечения безопасного судоходства по Сулинскому гирлу. В общем, взаимовлияние Старо-Стамбульского и Сулинского гирл обеспечивается воздействием оградительных молв и процессом смещения речных и морских вод. Особенно заметны смещения планктонных организмов, растворенных и взвешенных веществ, ряда растворенных газов.

ЭЛЕМЕНТЫ ПРОГНОЗА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДЕЛЬТЫ

Охарактеризованные выше изменения рельефа создали новую ситуацию в южной части Килийской дельты. За период с 1940 до 2020 г. длина бухты Мусура, вытянутой субширотно, стала больше, от 6.2 до 9.3 км, за счет выдвигания в море соседних участков (о-ва Цыганского и бара Новая Земля). Одновременно ширина (с севера на юг) бухты составила по центру в 1940 г. 7.6 км, а в 2020 г. — 2.6 км (рис. 3, (а) и (б)). Зарождение отмели, будущего бара Новая Земля прослежено по топографической карте масштаба 1:25000 в 1987 г., а основные его черты оформились в 2002–2004 гг. Что касается глубин, то 80 лет назад в третьей части дна бухты преобладали глубины 5–7 м (максимум 11 м) [5]. Средняя глубина была равной 5.8 м в то время, как в 2020 г. только 0.32 м. При этом усилилось стонно-нагонное влияние на заполнение наносами, — включился механизм общей гидрогенной “откачки” взвеси из бухты. Все это признаки очень быстрого переформирования южной части Килийской дельты Дуная.

Наиболее интенсивное нарастание морского края дельты начинается с такого усиления сброса речных наносов в море, при котором подводная аккумулятивная терраса создает устойчивое прибрежное мелководье [1, 15]. В южной части дельты это четко видно по мощному конусу из Старо-Стамбульского русла, оконтуренному глубинами 2–5 м, с очень крутым подводным склоном ($i = 0.039\text{--}0.052$). Такая пологая и очень широкая терраса служит эффективным гасителем ветровых волн, причем, при встрече на ее верхней кромке волна почти мгновенно теряет наносодвижущую способность. Поэтому вдоль кромки происходит отложение наносов определенного состава (рис. 5) в виде баров и кос, как мы видим на примерах кос: Портовой, Тарановой, Потаповой, Птичьей и прочих, включая бар Новая Земля (рис. 3, б). Размеры этого бара растут, но, согласно [14], — медленно, питаясь при этом наносами из русел севернее Цыганского и Старо-Стамбульского.

Одновременно с ростом бара увеличивается количество наносов, выносимых из Старо-Стамбульского русла в бухту Мусура и снижается количество наносов, приносимых вдольбереговым потоком от северной стороны дельты. Видимо, со временем, учитывая изменения прошедших десятилетий, вероятно, через 20–25 лет данный бар закроет бухту Мусура и сток воды из второстепенных рукавов Старо-Стамбульской системы. Одновременно поток речной воды из главного рукава будет “искать” наиболее короткий путь в море. Если в течение 2–3 ближайших десятилетий водность в главном рукаве будет повышаться, то наиболее вероятно, что он станет закрываться южнее

о-ва Цыганского по трассе вдольберегового волнового потока. Тогда восстановится и расширится гирло Цыганское, и по нему пойдут воды главного рукава (*a* на рис. 3, б), тем более что этот рукав пока еще короткий, с повышенным уклоном поверхности воды на акватории и продолжает перехватывать воды из главного русла на юге — Старо-Стамбульского. Если же в последнем начнет понижаться водность, то вероятнее всего речная вода будет выливаться в море по устью *б*, с последующим русловым удлинением под влиянием сокращения скоростей стокового течения, роста крупности наносов и значительного понижения наносодвижущей способности руслового потока.

Если отложения речных наносов в Старо-Стамбульском гирле будут наращиваться, как и в Очаковском на севере дельты, то активизируются соседние новые малые рукава. В частности, это могут быть Лебединка, Мусуна, Купеческое, Курильское и др. В итоге складывается слабое течение вдоль портовых молов, которое выйдет в море в проливе *в*, как показано на (рис. 3, б). Наиболее вероятно, что часть воды устойчиво двинется от устья *б* на юг вдоль тыльной стороны Новой Земли при усилении северных ветров в ближайшее десятилетие [2, 8, 16,]. В итоге можно ожидать общее ослабление Старо-Стамбульского русла, снижение его доли в стоке воды Килийской дельты в целом.

Пока мы не видим признаков существенного нарастания подводной аккумулятивной террасы с внешней стороны Новой Земли. Свал глубин остается весьма крутым. Именно поэтому ряд авторов [4, 10, 14] обращают пристальное внимание на смещение бара на запад по поверхности уже существующей очень узкой террасы. Получается, что Мусура продолжает закрываться, но при этом заметно активизируется течение *в*. Летом 2020 г. ширина этого пролива составляла примерно 1 км, а в будущем вероятно сохранится тенденция уменьшения его ширины и роста скорости течения, при прочих равных условиях. Изложенные изменения, вполне вероятно, могут повлиять на распределение глубин на дне всей акватории I—III (рис. 3, б). В подобных условиях пологие положительные формы донного рельефа в виде отдельных гряд и промоин в состоянии оконтурить три песчано-илистые депрессии, как, например, будущие озера: Цыганка (I), Мусура (II), Сулина (III), обнаруженные с вертолета во время штиля с высоты 250 м (рис. 3, б — I, II и III).

Пока еще трудно точно определить время, когда вся акватория бухты и прилегающего дельтового мелководья превратится в отдельные озера, а нарастание мелководной аккумулятивной террасы продолжится. Сегодня можно утверждать, что в первую очередь появятся, по крайней мере, три таких озера: I, II и III с основными руслами *a*, *б*, *в*

и *г*, с двумя основными рукавами: *в* и *в-г*. При этом произойдет хоть и относительно небольшое, но все же выдвигание в море внешней береговой линии за счет отложения алевритовых и более мелких наносов (рис. 5). Для этого на внешнем крае Килийской дельты находится достаточное количество наносов необходимой крупности. Кроме того, это процессы приводят к появлению новой суши (острова, бары типа о-ва Новая Земля и протоки, например, Южная) как дальнейшее развитие динамики морского края данной части дельты.

ВЫВОДЫ

Изложенный материал исследований и его анализ позволили сделать следующие основные выводы.

1) Северная часть Килийской дельты Дуная развивается в условиях мощной аккумуляции речных наносов вдоль ее морского края. В результате формируется широкая подводная аккумулятивная терраса. Она регулирует появление и развитие первичных форм волнового рельефа как опорный “скелет” нарастания площади дельты. Эти формы представляют в основном мелкие островные бары и подводные гряды. Сливаясь воедино, со временем они в итоге наращивают площадь дельты и ее плавней.

2) Последние несколько десятилетий средняя часть морского края Килийской дельты Дуная оказалась в сфере наиболее активного влияния гирла Быстрое. На его конечном створе концентрация влекомых наносов составляет от 5 до 14%. При высокой водности рукава и ярко выраженном отклонении стокового течения на юг под влиянием вдольберегового потока ветро-волновой энергии $T_{рез}$, в том же направлении проявляется эффект “гидравлической буны”. Высокая скорость стокового течения гасит поток волновой энергии E и в ее тени образуется очаг аккумуляции наносов (о-в Птичий), как у реальной буны в натуре. В очаге накопились наиболее крупные наносы в первую очередь. Масса взвешенных сбрасывается далеко в море, по причине очень узкой окаймляющей подводной террасы.

3) Южная часть Килийской дельты Дуная является наиболее динамичной. Ее изменения диктуются влиянием количества, направления движения, крупностью дельтовых наносов, изменчивостью ветрового и волнового режима, а также необычайно большой длины искусственного препятствия для дунайских наносов. Препятствие качественно изменило процесс развития данной дельты. Но эти изменения не улучшат условия судоходства по Сулинскому гирлу, а также могут создать проблемы для демаркации границы с Румынией. Остался остроактуальным вопрос о сохра-

нении благоприятных условий судоходства по Сулинскому гирлу.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено по Госзаданию Института географии РАН № 0148-2019-0007. Благодарим доцентов А.А. Стояна и А.Б. Муркалова, аспиранта В.Н. Неведюка из Одесского национального университета за техническую помощь в выполнении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шуйський Ю.Д., Жмуд М.Е. До питання про вплив портових споруд Суліни на динаміку дельти Дунаю // Науковий Вісник Чернівецького університету. Географія. 2015. Вип. 685. С. 67–75.
2. *Gashtescu P.R.* Danube delta – Biosphere Reserve: present-day conditions and ecological recovery // *Geojournal*. 1993. Vol. 29. No. 1. P. 57–67.
3. *Romanescu G.* Morphology and dynamics of the Danube delta littoral between the Sulina and Sfântu Gheorghe river mouths (Romania) // *Pontica*. 2010. Vol. 43. P. 517–531.
4. Шуйський Ю.Д. Гидролого-морфологические черты формирования современной Килийской дельты Дуная // Вісник Одеського національного університету. Серія Екологія. 2003. Т. 8. Вип. 11. С. 4–17.
5. Шуйський Ю.Д. Современные морфодинамические механизмы нарастания морского края дельты Дуная // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності (Київ). 2006. № 1. С. 17–28.
6. Шуйський Ю.Д., Выхованец Г.В., Гыжко Л.В., Орган Л.В. О формировании наносов на древних и современных косах Килийской (позднеголоценовой) дельты Дуная // Физическая география и геоморфология (Київ). 2020. Вип. 3–4 (101–102). С. 52–60.
7. Гидрология дельты Дуная / Михайлов В.Н., Морозов В.Н. М: ГЕОС, 2004. 450 с.
8. Михайлова М.В., Кравцова В.И., Морозов В.Н. Многолетние изменения морского края дельты Дуная // Водные ресурсы. 2019. Т. 46. № 5. С. 474–484.
9. Динамика техногенного воздействия на природные комплексы устьевой области Дуная / Берлинский Н.А. Одесса: Астропринт, 2012. 252 с.
10. Шуйський Ю.Д. Динамика морского края Килийской дельты Дуная // Труды Госуд. океанограф. института. 1984. Вип. 172. С. 50–60.
11. *Vispermeanu E.E.* The geomorphologic evolution of Sulina mouth (North-Western Black Sea, Danube delta) in the last 200 years // *Analele Univ. București: Geografia*. 1986. No. 35. P. 84–89.
12. Черой А.И. Сток воды, наносов и морфологические процессы в устьевой области реки Дуная. Автореферат дисс. канд. геогр. наук. Одесса: ОДЭКУ, 2009. 18 с.
13. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2. Черное море / Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н., Дьяков Н.Н., Кубряков А.А., Станичный С.В. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. 422 с.
14. Hydrology of the River Danube / Stančík A. Bratislava: Priroda Publ. Co., 1988. 272 p.
15. Шуйський Ю.Д., Орган Л.В. Основные закономерности развития вдольберегового потока наносов в береговой зоне Черного моря // *Austrian Science (Innsbruck)*. 2017. № 6. С. 4–8.
16. Выхованец Г.В., Орган Л.В. Основные закономерности изменения морского края Килийской дельты Дуная // Материалы Международной научной конференции “Современные направления развития физической географии: научные и образовательные аспекты в целях устойчивого развития” / Под ред. М.М. Ермолович. Минск: Изд-во БГУ, С. 55–59.
17. Выхованец Г.В., Лихоша Л.В., Кадурич С.В. Основные закономерности распределения наносов на устьевом взморье Килийской дельты Дуная // Людина і довкілля: проблеми неоекології. 2005. Вип. 7. С. 15–26.

Modern dynamics of the sea edge of the Kilian Danube delta: basic patterns and forecast

Yu. D. Shuisky^{a,#}, G. V. Vykhoanetz^{a,#}, A. L. Chepalyga^{b,##},
L. V. Organ^{a,#}, and D. O. Adajeva^{b,###}

^a National Mechnikov's University of Odessa, Ukraine

^b Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

[#] E-mail: physgeo_onu@ukr.net

^{##} E-mail: tchepalyga@mail.ru

^{###} E-mail: do.adaeva@igras.ru

The Kiliya delta is the youngest (up to 250–350 years old) part of the Danube delta. It belongs to the extension delta type and is protruding into the non-tidal sea. Based on long-term field investigation, analysis of Sattelite images, measurement of hydrological parameters in its channels (depth, flow rates, river water flow rates, bottom sediment composition) collected over decades since 1962 it is established that the Kiliya delta

is highly dynamic, and is currently at the stage of the intensive development. According to delta channels morphology, sediment accumulation, and distribution of wave energy along the delta shoreline, three sections of delta were distinguished. The northern section, that is connected with the Ochakovsky and Potapovsky branches, located in the vicinity of Novo-Dunaisk port and therefore experiencing anthropogenic impact. The development of submerged accumulative terrace and the appearance of emerged land were documented in this section of delta. The central section is forming under the influence of significant increase in alongshore sediment runoff from the northern sector, changes in discharge in the Starostambul and Novostambul channels, as well as the most recent cuts of the Tsyganka and Musur channels. The southern section of the Kiliya delta is most dynamic. Redistribution of water runoff and bottom sediments, restructuring of the relief; formation of new channels (Yuzhny), current development of lakes (Tsyganka, Musura, Sulinsk), as well as new delta islands, Novaya Zemlya are recorded in the southern delta section. An attempt to forecast further development of the southern delta section has been made for the next 20–30 years. Future changes may affect not only the natural delta environment, but also economic facilities (the ports of Yuzhno-Dunaisk and Sulina, a navigable canal at the entrance to the Bystry branch), and create problems of delimitation of the state border with Romania.

Keywords: Black Sea, Danube, channel, sediments, relief, port breakwaters, channel dynamics, siltation

ACKNOWLEDGMENTS

The scientific investigation was carried out according to state tasks of Geography institute RAS No. 048-2019-0007. Gentle thank for Ass. Prof. A.A. Stoyan, Ass. Prof. A.B. Murkalov and post graduate student V.N. Neveduk which helped us during field expedition research.

REFERENCES

1. Shuiskii Yu.D. and Zhmud M.E. *Do pitannya pro vpliv portovikh sporud Sulini na dinamiku del'ti Dunayu* (On the question of the influence of Sulina port facilities on the dynamics of the Danube Delta). *Naukovii Visnik Chernivets'kogo universitetu. Geografiya* (Scientific Bulletin of Chernivtsi University. Geography). 2015. Issue 685. P. 67–75. (in Ukr.)
2. Gashtescu P.R. Danube delta – Biosphere Reserve: present-day conditions and ecological recovery. *Geojournal*. 1993. Vol. 29. No. 1. P. 57–67.
3. Romanescu G. Morphology and dynamics of the Danube delta littoral between the Sulina and Sfântu Gheorghe river mouths (Romania). *Pontica*. 2010. Vol. 43. P. 517–531.
4. Shuiskii Yu.D. *Gidrologo-morfologicheskie cherty formirovaniya sovremennoi Kiliiskoi del'ty Dunaya* (Hydrological and morphological features of the formation of the modern Kiliya Danube Delta). *Visnik Odes'kogo natsional'nogo universitetu. Seriya Ekologiya* (Bulletin of the Odessa National University. Ecology series). 2003. Vol. 8. Issue 11. P. 4–1. (in Russ.)
5. Shuiskii Yu.D. *Sovremennye morfodinamicheskie mekhanizmy narastaniya morskogo kraya del'ty Dunaya* (Modern morphodynamic mechanisms of growth of the sea edge of the Danube Delta). *Ekologiya dovkillya ta bezpeka zhittevidal'nosti (Kiev)* Environmental Ecology and Life Safety (Kiev). 2006. No. 1. P. 17–28. (in Russ.)
6. Shuiskii Yu.D., Vykhoanets G.V., Gyzhko L.V., and Organ L.V. *O formirovanii nanosov na drevnikh i sovremennykh kosakh Kiliiskoi (pozdnegolotsenoi) del'ty Dunaya* (About sediment composition within relict and modern spits of Kiliya delta (neoholocene age) of Danube). *Fizicheskaya geografiya i geomorfologiya (Kiev)* (Journal of Physical Geography and Geomorphology (Kiev)). 2020. Issue 3–4 (101–102). P. 52–60. (in Ukr.)
7. *Gidrologiya del'ty Dunaya* (Hydrology of the Danube Delta). V.N. Mikhailov, V.N. Morozov (Eds.). Moscow: GEOS (Publ.), 2004. 450 p. (in Russ.)
8. Mikhailova M.V., Kravtsova V.I., and Morozov V.N. *Mnogoletnie izmeneniya morskogo kraya del'ty Dunaya* (Long-term changes in the sea edge of the Danube delta). *Fizicheskaya geografiya i geomorfologiya (Kiev) (Water resources)*. 2019. Vol. 46. No. 5. P. 474–484. (in Russ.)
9. *Dinamika tekhnogenogo vozdeistviya na prirodnye komplekсы ust'evoi oblasti Dunaya* (Dynamics of technogenic impact on natural complexes of the Danube deltaic area). N.A. Berlinskii (Ed.). Odessa: Astroprint (Publ.), 2012. 252 p. (in Russ.)
10. Shuiskii Yu.D. *Dinamika morskogo kraya Kiliiskoi del'ty Dunaya* (Dynamics of the maritime region of the Kiliya delta of the Danube). *Trudy Gosud. Okeanogr. instituta (Proceedings of the State. Oceanogr. Institute)*. 1984. Issue. 172. P. 50–60. (in Russ.)
11. Vispermeanu E.E. The geomorphologic evolution of Sulina mouth (North-Western Black Sea, Danube delta) in the last 200 years. *Analele Univ. București: Geografia* (Publ.), 1986. No. 35. P. 84–89.
12. Cheroi A.I. *Stok vody, nanosov i morfologicheskie protsessy v ust'evoi oblasti reki Dunaya* (Runoff of water, sediment and morphological processes in the mouth area of the Danube River). PhD thesis. Odessa: ODEKU (Publ.), 2009. 18 p. (in Ukr.)
13. *Gidrometeorologicheskie usloviya morei Ukrainy. T. 2. Chernoe more* (Hydrometeorological conditions of the seas of Ukraine. Vol. 2. Black Sea.). Yu.P. Il'in, L.N. Repeitin, V.N. Belokopytov, Yu.N. Goryachkin, N.N. D'yakov, A.A. Kubryakov, S.V. Stanichnyi (Eds.). Sevastopol: ECOSI-Hydrophysics (Publ.), 2012. 422 p. (in Russ.)

14. Stančík A. Hydrology of the River Danube. Bratislava: Priroda Publ. Co. (Publ.), 1988. 272 p.
15. Shuiskii Yu.D. and Organ L.V. *Osnovnye zakonomernosti razvitiya vdol'берегового potoka nanosov v береговой zone Chernogo morya* (The main regularities of the development of alongshore sediment flow in the coastal zone of the Black Sea). *Austrian Science (Innsbruck)*. 2017. No. 6. P. 4–8. (in Russ.)
16. Vykhoanets G.V. and Organ L.V. *Osnovnye zakonomernosti izmeneniya morskogo kraya Kiliiskoi del'ty Dunaya* (Basic peculiarities of sea margin changes in Kiliya part of the Danube delta). *Materialy Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii "Sovremennye napravleniya razvitiya fizicheskoi geografii: nauchnye i obrazovatel'nye aspekty v tselyakh ustoichivogo razvitiya"* (Proceedings of Intern. Sci. Confer. "Modern directions of a physical geography evolution"). By edition M.M. Ermolovich. Minsk: BSU Publ. Co (Publ.), 2019. P. 55–59. (in Russ.)
17. Vykhoanets G.V., Likhosha L.V., and Kadurin S.V. *Osnovnye zakonomernosti raspredeleniya nanosov na ust'evom vzmor'e Kiliiskoi del'ty Dunaya* (The main regularities of sediment distribution at the estuary seaside of the Kiliya delta of the Danube). *Lyudina and Dovkilla: problems of neo-ecology (Khar'kov)*. 2005. Issue 7. P. 15–26. (in Russ.)

СОДЕРЖАНИЕ № 1–4, 2021 г.

DOI: 10.31857/S0435428121040118

Харченко С.В., Федин А.В., Голосов В.Н. Темпы денудации в перигляциальных областях высокогорий: методы и результаты исследований	1	3–18
Назаров Н.Н., Диарра Б., Дремин Д.А. Морфологические разновидности русла и условия их формирования на р. Нигер (Западная Африка)	2	3–13
Неходцев В.А. Подземный морфолитогенез	2	14–20
Мокиевский В.О. Морская биогеоморфология: биогенная трансформация морских донных ландшафтов	3	3–23
Новенко Е.Ю. Динамика ландшафтов и климата в Центральной и Восточной Европе в голоцене – прогнозные оценки изменения природной среды	3	24–47
ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ		
Беркович К.М., Злотина Л.В. Роль деятельности человека в формировании рельефа речных русел	2	21–28
МЕТОДИКА НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ		
Еременко Е.А., Беляев Ю.Р., Большов С.И., Мысливец В.И., Бредихин А.В. Новый подход к комплексной оценке рельефа для целей эффективного природопользования	1	19–32
Викторов А.С., Орлов Т.В., Дорожок А.Л. Сравнительный анализ распределений площадей озер в пределах озерно-термокарстовых и эрозионно-термокарстовых равнин	2	29–38
Чалов Р.С., Чалова А.С., Голубцов Г.Б. О терминологии и классификации разветвлений русел равнинных рек	3	48–63
НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ		
Баранов Д.В. Геоморфология долины Верхней Волги: история изучения и состояние проблемы (ст. 1. Валдайская возвышенность)	4	3–14
Беляев Ю.Р., Панин А.В., Бронникова М.А., Кирюхина А.Д., Кошурников А.В., Крамынин А.М., Павлов М.А., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Захаров А.Л., Сычев Н.В. История формирования рельефа западной части Турано-Уюкской котловины (Тувинское нагорье) в позднем плейстоцене	4	15–27
Вашков А.А., Носова О.Ю. Краевые ледниковые образования в районе пос. Умба (юго-запад Кольского полуострова)	2	39–51
Горбатов Е.С., Колесников С.Ф., Кузьмина С.А. Разновозрастные древние аласы на северо-востоке России	1	33–43
Григорьев И.И., Рысин И.И. Оценка линейного и площадного прироста оврагов с применением инструментальных методов (на территории Удмуртии)	3	64–78
Ермолаев О.П., Медведева Р.А., Иванов М.А. Современная овражная эрозия в лесных и лесостепных ландшафтах востока Русской равнины	4	28–41
Зыков Д.С., Полешук А.В., Колодяжный С.Ю. Признаки унаследованного неотектонического развития района Молого-Шекснинской депрессии	4	42–52
Иванов В.А., Чалов С.Р. Оценка баланса наносов рек Обь и Енисей	3	79–89
Карманов К.В., Бурнашов Е.М. Котловины выдувания на морском берегу Куршской и Вислинской кос (на Российской территории)	1	44–50

Кидяева В.М., Крыленко И.В., Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Куровская В.А., Раимбеков Ю.Х., Бобов Р.А., Пирмамадов У.Р., Мародасейнов Ф.О. Реакция высокогорных озер Западного Памира наа (на примере озера Варшезкуль Нижнее, Горно-Бадахшанская автономная область, Таджикистан)	3	90–104
Ковалёв С.Н., Чалов Р.С. Типы взаимосвязи инфраструктуры населенных пунктов с эрозионно-русловыми системами	2	52–62
Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А. Голоценовое накопление органического вещества в донных отложениях Ладожского озера	2	63–71
Кузнецов М.А. Берега острова Итуруп: морфология, динамика, прогноз развития	1	51–60
Кузьмин С.Б. Виды и задачи геоморфологического районирования	1	61–74
Лебедева Е.В., Мишурицкий Д.В. Особенности строения и развития рельефа Южно-Сахалинского грязевого вулкана (о-в Сахалин)	1	75–85
Лебедева Е.В., Мишурицкий Д.В., Пеллинен В.А., Сквитина Т.М., Михалёв Д.В. Конусы выноса в долине р. Жом-Болок (Восточный Саян): строение, особенности формирования и влияние на развитие водотока	2	72–88
Матлахова Е.Ю., Украинцев В.Ю., Панин А.В. История развития долины р. Мокши в конце позднего плейстоцена	3	105–115
Мухаметшина Е.О., Зеленин Е.А., Пендеа И.Ф. Реконструкция позднеледниковых обстановок экзогенного рельефообразования Центральной Камчатки по данным спорово-пыльцевого анализа	4	53–63
Николаева С.Б. Отражение палеосейсмических событий в позднеплейстоцен-голоценовых отложениях террас озера Имандра (Кольский регион)	1	86–99
Новиков И.С., Борисенко Д.А. Генетически однородные поверхности территории города Севастополь и прогноз развития оползней	4	64–78
Романенко Ф.А., Балдина Е.А., Луговой Н.Н., Жданова Е.Ю. Динамика берегов островов северной части Карского моря (ст. 1. Остров Ушакова)	3	116–124
Рыжов Ю.В., Мороз П.В., Смирнов М.В. Этапы формирования первой надпойменной террасы р. Хойто-Ага (Забайкальский край) в районе археологического памятника верхнего палеолита Сахюрта–1	3	125–136
Судакова Н.Г., Антонов С.И. Региональные особенности геоморфологического строения древнеледниковой области в центре Русской равнины	1	100–108
Тарбеева А.М., Трегубов О.Д., Лебедева Л.С. Структура склоновой ложбинной сети криолитозоны в окрестностях г. Анадыря	1	109–120
Чернов А.В. Морфология и история развития долины реки Москвы в позднеледниковье и голоцене	4	79–96
Шварев С.В. Морфотектоника, деформации рыхлых отложений и этапы тектонической активизации Самбийского (Калининградского) полуострова в позднем плейстоцене и голоцене	4	97–124
Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В., Чепалыга А.Л., Орган Л.В., Адаева Д.О. Современная динамика морского края килийской дельты Дуная: основные закономерности и прогноз	4	125–136

ДИСКУССИИ

Мелекесцев И.В. Гигантская вулcano-гляциальная постройка (тюйя) Гора Олимп как индикатор древнего крупного оледенения Марса	2	89–99
--	---	-------

ИСТОРИЯ НАУКИ

Мысливец В.И., Антонов С.И. О.К. Леонтьев – выдающийся морской геоморфолог (к 100-летию со дня рождения)	2	100–106
Чичагов В.П. Геоморфология в трудах выдающегося российского географа Георгия Николаевича Высоцкого (1865–1940)	2	107–116